**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Estudo das variações dos componentes do balanço hídrico e
área com solo exposto na bacia hidrográfica do rio Verde, Goiás**

Ronaldo Antonio dos Santos

**Tese apresentada para obtenção de título de Doutor
em Ciências. Área de concentração: Irrigação e
Drenagem**

**Piracicaba
2010**

Ronaldo Antonio dos Santos
Engenheiro Agrônomo

**Estudo das variações dos componentes do balanço hídrico e área
com solo exposto na bacia hidrográfica do rio Verde, Goiás**

Orientador:
Prof. Dr. MARCOS VINÍCIUS FOLEGATTI

**Tese apresentada para obtenção do título de Doutor
em Ciências. Área de concentração: Irrigação e
Drenagem**

Piracicaba
2010

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP**

Santos, Ronaldo Antonio dos

Estudo das variações dos componentes do balanço hídrico e área com solo exposto na
bacia hidrográfica do rio Verde, Goiás / Ronaldo Antonio dos Santos. - - Piracicaba, 2010.
155 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2010.

1. Bacia hidrográfica 2. Balanço hídrico 3. Cobertura do solo 4. Evapotranspiração
5. Precipitação 6. Rio Verde (GO) I. Título

CDD 551.483
S237e

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

*A minha esposa Elza, por seu
incondicional apoio e motivação
para realização deste sonho*

Dedico

*Aos meus pais, Esmeraldo e Marli e
meus sogros Urias e Tereza,
pelo carinho, apoio e incentivo
Ofereço*

AGRADECIMENTOS

Ao Senhor, o criador do universo e meu Deus, por sua infinita bondade, generosidade e misericórdia para conosco e por sua proteção e ensinamentos que nos conduz a vida eterna;

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, por mais esta oportunidade de aprimorar os meus conhecimentos;

Ao professor (e “Irmãozão”) Dr. Marcos Vinicius Folegatti, por propiciar as condições necessárias para realização deste trabalho, pela orientação, confiança e incentivo;

Ao amigo e professor Dr. Fernando Braz Tangerino Hernandez, pelos conselhos e incentivos para realização desta pós-graduação;

Aos amigos, Dr. Cláudio Ricardo da Silva, Dr. José Alves Júnior, Dr. Rodrigo Otavio Câmara Monteiro, Dr. Roberto Terumi Atarassi e Dr. Tales Miler Soares, pelo companheirismo, sugestões e entusiasmo para o desenvolvimento de projetos;

Ao professor e colaborador Dr. Sergio Nascimento Duarte, por suas instruções e conselhos para a análise hidrológica abordada neste trabalho;

Aos professores Dr. Luiz Roberto Angelocci e Dr. Paulo César Sentelhas, por seus ensinamentos e sugestões para tratamento dos dados meteorológicos desta tese;

Aos professores Dr. Carlos Alberto Vettorazzi e Dr. Peterson Ricardo Fiorio e ao companheiro de curso, MSc. Pedro Rogério Giongo, por compartilhar seus conhecimentos e por suas sugestões sobre técnicas de análise dos dados de sensoriamento remoto;

Aos professores Dr. Carlos Tadeu dos Santos Dias, Dr. Décio Eugênio Cruciani, Dr. Fabio Ricardo Marin, Dr. Iran José Oliveira da Silva, Dr. Jarbas Honório de Miranda, Dr. José Antonio Frizzzone, Dr. Rubens Angulo Filho, Dr. Rubens Duarte Coelho, Dr. Sérgio Oliveira Moraes, Dr. Tarlei Ariel Botrel e Dr. Valter Barbieri, por compartilhar seus conhecimentos durante as disciplinas que tive o privilégio de cursar;

Ao professor Dr. Bernardo Barbosa da Silva, por transmitir seus conhecimentos sobre a modelagem do SEBAL;

Ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, pelo fornecimento de dados de produção agrícola municipal e área cultivada do Estado de Goiás;

À Agência Nacional de Águas - ANA, na pessoa de Cláudio Henrique de Oliveira Brandão, Éder João Pozzebon e Valdemar Santos Guimarães, pelo fornecimento dos dados hidrológicos;

Ao Sistema Nacional de Dados Ambientais - INPE/CRN/SINDA, pelo fornecimento dos dados meteorológicos, na pessoa de Decio Freire dos Reis;

Ao Sistema Estadual de Estatística e de Informações Geográficas de Goiás - SIEG, pelo fornecimento de dados digitais de sensoriamento remoto, empregados neste estudo;

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pelo fornecimento das imagens de satélite;

Aos amigos e colaboradores Departamento de Biosistemas, os quais eu tive o prazer de conhecer e conviver diariamente, Msc. Agnaldo Ferraz Degaspari, Antonio Agostinho Gozzo, Áureo Santana de Oliveira, Beatriz Regina Duarte Novaes, Davilmar Aparecida Colevatti, Francisco de Oliveira, Gilmar Batista Grigolon, Helio de Toledo Gomes, Jesuino Ferrari, José Geraldo Gomes, Luis Custódio de Camargo, Luiz Afonso da Costa, Msc. Osvaldo Rettore Neto, Paula Alessandra Bonassa Pedro e Sandra Regina Thompson Silveira Mello, pela assistência, simpatia e amizade;

Aos colegas com quem convivi no curso dos “Lá vai água”, Adriano Valentim Diotto, MSc. Alba María Guadalupe Orellana González, MSc. Allan Cunha Barros, Dr. Antonio Clarette Santiago Tavares, Dr. Carlos César Pereira Nogueira, Dr. Ceres Duarte Guedes Cabral de Almeida, MSc. Cícero Renê Almeida Barboza Júnior, Dr. Cleomar Ferreira de Oliveira, Dr. Cornélio Alberto Zolin, MSc. Danilton Luiz Flumignan, MSc. Fábio Jordão Rocha, MSc. Janaína Paulino, MSc. João Alberto Lelis Neto, MSc. João Batista Tolentino Júnior, Msc. Jokastah Wanzuu Kalungu, MSc. José Carlos Ferreira, Dr. Juan Sinforiano Delgado Rojas, MSc. Jussálvia da Silva Pimentel, MSc. Ligia Borges Marinho, MSc. Lucas Melo Vellame, Marcelo Aguiar Abritta, Dr. Marconi Batista Teixeira, MSc. Marcos Schaaf Teixeira da Silva, MSc. Pedro Róbinson Fernandes de Medeiros, Dra. Priscylla Ferraz, Dra. Ralini Ferreira de Melo, Dr. René Porfírio Camponez do Brasil, Dr. Robson André Armindo, MSc. Rochane de Oliveira

Caram, Dr. Rodrigo Máximo Sánchez-Román, Dr. Sílvio Carlos Ribeiro Vieira Lima, Dr. Sérgio Weine Paulino Chaves, Dr. Tonny José Araújo da Silva, Dra. Waleska Martins Eloi, MSc. Wanderley de Jesus Souza, MSc. Yanê Gruber, pela troca de opiniões, sugestões, companheirismo e bons momentos de descontração;

As bibliotecárias Eliana Maria Garcia e Silvia Maria Zinsly pelo auxílio na correção das referências bibliográficas e formatação do texto;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo;

À todos que colaboraram para a realização deste trabalho.

Palavras do Pregador, filho de Davi, rei em Jerusalém:

Vaidade de vaidades, diz o Pregador, vaidade de vaidades! Tudo é vaidade.

Que proveito tem o homem, de todo o seu trabalho, que faz debaixo do sol?

Uma geração vai, e outra geração vem; mas a terra para sempre permanece.

Nasce o sol, e o sol se põe, e apressa-se e volta ao seu lugar de onde nasceu.

O vento vai para o sul, e faz o seu giro para o norte; continuamente vai girando o vento, e volta fazendo os seus circuitos.

Todos os rios vão para o mar, e contudo o mar não se enche; ao lugar para onde os rios vão, para ali tornam eles a correr.

Todas as coisas são trabalhosas; o homem não o pode exprimir; os olhos não se fartam de ver, nem os ouvidos se enchem de ouvir.

O que foi, isso é o que há de ser; e o que se fez, isso se fará; de modo que nada há de novo debaixo do sol.

Há alguma coisa de que se possa dizer: Vê, isto é novo? Já foi nos séculos passados, que foram antes de nós.

Já não há lembrança das coisas que precederam, e das coisas que hão de ser também delas não haverá lembrança, entre os que hão de vir depois.

Eu, o Pregador, fui rei sobre Israel em Jerusalém.

E apliquei o meu coração a esquadrinhar, e a informar-me com sabedoria de tudo quanto sucede debaixo do céu; esta enfadonha ocupação deu Deus aos filhos dos homens, para nela os exercitar.

Atentei para todas as obras que se fazem debaixo do sol, e eis que tudo era vaidade e aflição de espírito.

Aquilo que é torto não se pode endireitar; aquilo que falta não se pode calcular.

Falei eu com o meu coração, dizendo: Eis que eu me engrandeci, e sobrepujei em sabedoria a todos os que houve antes de mim em Jerusalém; e o meu coração contemplou abundantemente a sabedoria e o conhecimento.

E apliquei o meu coração a conhecer a sabedoria e a conhecer os desvarios e as loucuras, e vim a saber que também isto era aflição de espírito.

Porque na muita sabedoria há muito enfado; e o que aumenta em conhecimento, aumenta em dor.

(Eclesiaste 1. 1 - 18)

SUMÁRIO

RESUMO.....	13
ABSTRACT	15
LISTA DE FIGURAS.....	17
LISTA DE TABELAS	19
LISTA DE ANEXOS	21
1 INTRODUÇÃO	23
1.1 Objetivo	24
1.2 Justificativa.....	25
2 DESENVOLVIMENTO.....	27
2.1 Crescimento da produção Agrícola	27
2.2 Impactos do uso e cobertura do solo sobre o balanço hídrico	31
2.3 Balanço hídrico.....	34
2.4 Evapotranspiração.....	36
2.5 Estimativa da evapotranspiração com técnicas de sensoriamento remoto	39
2.6 Emprego de índices de vegetação para identificação da cobertura do solo.....	45
2.7 Metodologia.....	48
2.7.1 Descrição das características da bacia hidrográfica.....	48
2.7.2 Composição do banco de dados	50
2.7.2.1 Componentes do balanço hídrico anual	50
2.7.2.2 Planos de informações	55
2.7.2.3 Elementos meteorológicos	57
2.7.3 Pré-processamento das imagens de satélite.....	57
2.7.3.1 Empilhamento de imagem.....	58
2.7.3.2 Retificação geométrica	58
2.7.3.3 Delimitação da área de drenagem da bacia do rio Verde.....	59
2.7.3.4 Conversão de números digitais em radiância.....	59
2.7.3.5 Cômputo da Reflectância	60
2.7.4 Processamento das imagens de satélite	62

2.7.4.1 Índice de vegetação da diferença normalizada.....	62
2.7.4.2 Geração de mosaicos	62
2.7.4.3 Descrição do modelo SEBAL.....	63
2.7.4.3.1 Calibração radiométrica e cômputo da reflectância	64
2.7.4.3.2 Albedo Planetário.....	65
2.7.4.3.3 Albedo da superfície	65
2.7.4.3.4 Índices de Vegetação	66
2.7.4.3.5 Emissividade da superfície	67
2.7.4.3.6 Temperatura da Superfície	68
2.7.4.3.7 Radiação de Onda Longa Emitida	69
2.7.4.3.8 Radiação de Onda Curta Incidente.....	69
2.7.4.3.9 Radiação de onda longa incidente.....	70
2.7.4.3.10 Saldo de Radiação.....	70
2.7.4.3.11 Densidade de Fluxo de Calor no Solo	71
2.7.4.3.12 Densidade de Fluxo de Calor Sensível.....	71
2.7.4.3.13 Densidade de Fluxo de Calor Latente.....	77
2.7.4.3.14 Evapotranspiração Real.....	78
2.7.5 Evapotranspiração de Referência.....	79
2.7.6 Análise estatística	81
2.8 Resultado e discussão.....	81
2.8.1 Variação dos componentes do balanço hídrico na bacia do rio Verde	81
2.8.1.1 Precipitação pluviométrica	82
2.8.1.2 Vazão.....	88
2.8.1.3 Evapotranspiração	99
2.8.2 Variação da cobertura do solo	106
2.8.3 Correlações entre os componentes do balanço hídrico e área com solo exposto	110
3 CONCLUSÕES.....	117
REFERÊNCIAS	119
ANEXOS.....	129

RESUMO

Estudo das variações dos componentes do balanço hídrico e área com solo exposto na bacia hidrográfica do rio Verde, Goiás

Para promover o desenvolvimento sustentável e a conservação dos recursos naturais, torna-se fundamental compreender e quantificar a dinâmica do balanço hídrico regional. Comumente, a variabilidade dos componentes do balanço hídrico é causada por variações naturais do clima, contudo, as atividades antrópicas também podem provocar significativas variações espaço-temporais na dinâmica hidrológica da bacia hidrográfica. Ao reduzir a cobertura vegetal do solo, através do desflorestamento ou colheita de culturas anuais, promove-se uma redução na evapotranspiração e conseqüentemente, um aumento na vazão da bacia. Por conseguinte, realizou-se neste estudo a análise das relações entre as variações dos componentes do balanço hídrico e da área com solo exposto na bacia do rio Verde, entre 1995 a 2001 (Período 1) e 2002 a 2008 (Período 2). Para tanto, foi utilizado um banco de dados hidrológicos, climatológicos e de sensoriamento remoto, assim como técnicas de processamento, análise de consistência, testes de significância e modelagem do SEBAL. De acordo com os resultados obtidos neste trabalho, a precipitação pluviométrica anual nos Períodos 1 e 2 não diferiram, resultando em uma lâmina média de 1.405,7mm. Contudo, a vazão média anual da bacia do rio Verde, no Período 1, foi 22% menor que a do Período 2, enquanto que, na sub-bacia denominada Cana, esta diferença foi de 27,7%. Nesta sub-bacia, as vazões anuais do Período 1 foram predominantemente menores, ou bem próximas, daquelas registradas no Período 2, mesmo nos anos do primeiro período em que registrou maior lâmina de precipitação. Da mesma forma, as vazões médias mensais de Fevereiro, Março, Maio, Junho, Julho e Agosto do segundo período foram maiores do que aquelas registradas no primeiro. A lâmina escoada no rio, no primeiro semestre de 2007 (Período 2) e 2001 (Período 1), foi de 404,3 e 188,9mm, respectivamente, sendo que não foi identificado diferença estatística na precipitação deste período. A estimativa da evapotranspiração real (ET_r) resultou em uma lâmina média de 899,3mm.ano⁻¹, em ambos os períodos. Considerando a precipitação anual, a ET_r representava 67,2% das perdas de água, no balanço hídrico da sub-bacia Cana. A modelagem do SEBAL indicou que, na sub-bacia Cana, a evapotranspiração real, em Junho de 2001 e 2007, foi em média de 166,3 e 148,7mm, respectivamente. Em média, 57,3% da área desta sub-bacia apresentava solo exposto entre Junho e Julho, de 1995 a 2008, sendo que em 2001 e 2007, esta proporção era de 50,1 e 53,8%, respectivamente. Constatou-se, também, que a variação da precipitação e percentual de solo exposto, em Junho, não poderia ser responsável por toda variabilidade de vazão da sub-bacia Cana, entre 1995 e 2008.

Palavras-chave: Precipitação; Evapotranspiração; Vazão; Cobertura do solo; SEBAL

ABSTRACT

A study on the variations of water balance components and areas with bare soil for the Verde River watershed, at Goiás State, Brazil

In order to promote the sustainable development and natural resources conservation, it is important to understand and quantify the dynamics of regional water balance. Generally, the variability of water balance components is produced by natural climate fluctuations. However, anthropic activity may also causes significantly space-temporal variations in hydrological dynamics of a watershed. Reducing soil cover, by deforestation or crops harvesting, promotes a reduction in evapotranspiration and, as a consequence, an increment of watershed flow. Due to these, this study analyzed the relations between the variations in water balance components and area with bare soil for the Verde River watershed, in 1995 to 2001 (Period 1) and 2002 to 2008 (Period 2). In this way, there were used hydrologic, climatologic and remote sensing databases, even as processing techniques, consistency analysis, significance tests, and modeling with SEBAL. According to the results obtained in this study, the annual precipitation for the Periods 1 and 2 do not differed, resulting in a mean water depth of 1,405.7mm. On the other hand, mean annual Verde River watershed flow was 22% less for the Period 1 as compared to the Period 2. For the sub-watershed named Cana, this difference was 27.7%. In this sub-watershed annual flow for the Period 1 was predominantly lower, sometimes equal, to those obtained for the Period 2, even for those years of the Period 1 where was determined higher precipitation. In this same way, monthly flow averages were higher for the Period 2 in February, March, May, June, July, and August. Total flow for the 1st semester, 2007 (Period 2) and 2001 (Period 1) was 404.3 and 188.9mm, respectively. No statistical difference was found for precipitation of this period. For both periods, average estimates of evapotranspiration were 899.3mm year⁻¹. This suggests that evapotranspiration corresponded to 67.2% of water losses of the water balance in sub-watershed Cana. The SEBAL modeling indicated that, for the sub-watershed Cana, the actual evapotranspiration, in June, 2001 and 2007, was 166.3 and 148.7mm, respectively. In terms of mean values, 57.3% of the area of this sub-watershed was composed of bare soil between June and July, 1995 to 2008. For 2001 and 2007, this proportion was 50.1 and 53.8%, respectively. There was also observed that the variation in precipitation and percentage of bare soil in June might not be capable of promote all the variability in flow of the sub-watershed Cana for the period between 1995 and 2008.

Keywords: Precipitation; Evapotranspiration; Flow; Soil cover; SEBAL

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Área agrícola com lavouras permanentes e temporárias no Brasil	27
Figura 2 - Variação da área cultivada e produtividade média de cereais, leguminosas e oleaginosas no Brasil	28
Figura 3 - Produção regional de cereais, leguminosas e oleaginosas	29
Figura 4 - Produção estadual de cereais, leguminosas e oleaginosas do Centro-Oeste	29
Figura 5 - Área total cultivada nos municípios goianienses de Acreúna, Caiapônia, Maurilândia, Montividiu, Paraúna, Rio Verde, Santa Helena de Goiás, Santo Antônio da Barra e Turvelândia, leguminosas e oleaginosas do Centro-Oeste	30
Figura 6 - Localização da Bacia do rio Verde em Goiás, Brasil.....	49
Figura 7 - Municípios que compõem a bacia do rio Verde, Goiás, Brasil	49
Figura 8 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos e seus respectivos códigos	51
Figura 9 - Localização da estação fluviométrica de Paraúna e Maurilândia na bacia do rio Verde, código ANA 60798000 e 60790000, respectivamente	53
Figura 10 - Fluxograma empregado na estimativa do balanço de radiação à superfície no modelo SEBAL	64
Figura 11 - Polígonos gerados na aplicação do método de Thiessen, na bacia do rio Verde, GO, a partir de dados georreferenciados e processados em aplicativo Cad	83
Figura 12 - Correlação entre precipitações pluviométricas mensais, determinadas pelo método de Thiessen ($P_{(Thiessen)}$) e estimadas pela média aritmética simples ($P_{(média\ aritmética)}$), na bacia do rio Verde, GO	85
Figura 13 - Precipitação pluviométrica média mensal do Período 1 (1995 a 2001) e Período 2 (2002 a 2003), registrada na bacia do rio Verde, GO	86
Figura 14 - Precipitação pluviométrica média mensal dos períodos 1 (1995 a 2001) e 2 (2002 a 2003), registrada na bacia do rio Verde, GO.....	88
Figura 15 - Divisão da bacia do Rio Verde, GO, em sub-bacia Paraúna e Cana.....	90
Figura 16 - Precipitação e vazão anual na sub-bacia Cana, da bacia do rio Verde, GO	94
Figura 17 - Precipitação e vazão anual na sub-bacia Cana, da bacia do rio Verde, GO	95
Figura 18 - Precipitação e vazão mensal de 2001 e 2007 na sub-bacia Cana, da bacia do rio Verde, GO	97

Figura 19 - Variação dos componentes do balanço hídrico da bacia do rio Verde, GO	100
Figura 20 - Relação entre as lâminas de evapotranspiração e precipitação pluviométrica anual, registradas na bacia do rio Verde, GO	101
Figura 21 - Variação da evapotranspiração real em Junho de 2001, estimada pelo modelo SEBAL na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO	103
Figura 22 - Variação da evapotranspiração real em Junho de 2007, estimada pelo modelo SEBAL na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO	103
Figura 23 - Variação da área com solo exposto, entre 1995 e 2001 (Período 1), na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO	107
Figura 24 - Variação da área com solo exposto, entre 2003 e 2008 (Período 2), na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO	108
Figura 25 - Correlação entre vazão (y) e área com solo exposto (x), registradas entre 1995 e 2008, na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO.....	111
Figura 26 - Correlação entre vazão (z), precipitação pluviométrica (x) e área com solo exposto (y), registradas entre 1995 e 2008, na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO.....	113
Figura 27 - Correlação entre vazão (z), precipitação pluviométrica (x) e área com solo exposto (y), registradas entre 1995 e 2008, na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO.....	113

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Código das estações fluviométricas, segundo a Agência Nacional das Águas, área de drenagem, método de estimativa da vazão e coordenadas geográficas.....	52
Tabela 2 - Órbita, Ponto e data de aquisição das imagens do satélite Landsat-5, sobre a bacia hidrográfica do rio Verde, Goiás	56
Tabela 3 - Valores de radiância espectral máxima ($L_{MAX\lambda b}$) e mínima ($L_{MIN\lambda b}$), data de aquisição da imagem pelo Landsat-5 e respectivas bandas	60
Tabela 4 - Irradiância solar exoatmosférica ($ESUN_{\lambda b}$) da banda b no topo da atmosfera, detectada pelo Landsat-5.....	61
Tabela 5 - Área de influência do posto pluviométrico e área total da bacia hidrográfica do rio Verde.....	83
Tabela 6 - Precipitação pluviométrica média ($mm.ano^{-1}$) registrada na bacia hidrográfica do rio Verde, GO	85
Tabela 7 - Resultado da análise estatística para comparação, ano a ano, das precipitações médias mensais, registradas na bacia hidrográfica do rio Verde, GO.....	87
Tabela 8 - Precipitação pluviométrica média (mm), em cada mês dos períodos 1 (1995 a 2001) e 2 (2002 a 2008), registrada na bacia hidrográfica do rio Verde, GO.....	87
Tabela 9 - Resultado da análise estatística para comparação entre vazões médias ($mm.ano^{-1}$), registradas nas estações fluviométricas de Paraúna e Maurilândia, na bacia hidrográfica do rio Verde, GO.....	89
Tabela 10 - Resultado da análise estatística das vazões médias ($mm.ano^{-1}$), registradas na sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO	91
Tabela 11 - Resultado da análise estatística para comparação, ano a ano, entre vazões médias mensais, registradas na bacia hidrográfica do rio Verde, GO.....	93
Tabela 12 - Resultados da análise estatística de dados de vazão média ($mm.mês^{-1}$) em cada mês do Período 1 (1995 a 2001) e 2 (2002 a 2008), registrada na bacia hidrográfica do rio Verde, GO.....	96
Tabela 13 - Resultados da análise estatística de dados de precipitação e vazão semestral de 2001 e 2007, registrados na estação de Paraúna e Maurilândia e na sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO	98

Tabela 14 - Resultado da análise estatística para comparação entre evapotranspirações médias (mm.ano^{-1}), registradas nas áreas monitoradas pelas estações de Paraúna e Maurilândia e na sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO	101
Tabela 15 - Resultado da análise estatística das lâminas de evapotranspirações real (mm.mês^{-1}), estimadas pelo modelo SEBAL, em cada pixel da imagem digital, da sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO.....	105
Tabela 16 - Variação percentual da área com cobertura vegetal na sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO.....	109

LISTA DE ANEXOS

Anexo A - Equações utilizadas para preenchimento de falhas no banco de dados de precipitação da bacia do Rio Verde, GO	131
Anexo B - Resultado do teste de consistência dos dados de precipitação da bacia do Rio Verde, GO.....	135
Anexo C - Equações utilizadas para preenchimento de falhas no banco de dados de vazão do Rio Verde, GO	137
Anexo D - Resultado do teste de consistência dos dados de vazão do Rio Verde, GO	137
Anexo E - Superfície de resposta geradas com o cruzamento de dados de vazão, precipitação pluviométrica e percentual de área com solo exposto na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do Rio do Verde, GO.....	138

1 INTRODUÇÃO

Com o crescimento populacional e as melhorias no padrão de vida das sociedades, tem-se buscado, incessantemente, a maximização da produção agrícola, por unidade de área e tempo, assim como a intensificação da exploração dos recursos naturais. Não obstante, a atuação do homem, de forma predatória e inadequadamente planejada sobre o meio, pode provocar o rápido esgotamento das reservas naturais, degradação de solos, redução da disponibilidade e qualidade dos recursos hídricos, com amplas perdas sociais, econômicas e ambientais. Por isso, grandes esforços e investimentos têm sido empregados no conhecimento e entendimento de fenômenos que ocorrem em ecossistemas modificados pelas atividades antrópicas.

Diversos estudos sugerem que, assim como as variações naturais do clima, as alterações no uso e cobertura do solo por ação humana podem provocar significativas variações espaços-temporais do balanço hídrico regional.

Bultot, Dupriez e Gellens (1990) destacam que, a mudança no uso e cobertura do solo altera o balanço energético na superfície terrestre e, por conseguinte, a taxa de evapotranspiração e a disponibilidade hídrica na zona radicular da planta, assim como a infiltração da água no solo, a qual origina os fluxos hídricos superficiais e sub-superficiais da bacia hidrográfica. Além das transformações na superfície terrestre, Costa, Botta, e Cardille (2003) relatam que, a construção de grandes lagos artificiais e o desvio de água para irrigação, também podem alterar as vazões de rios.

A substituição de vegetação nativa, como florestas, savanas e cerrados, por outras de interesse econômico, como pastagens, culturas perenes e anuais, tem geralmente resultado em um aumento da vazão média anual dos rios (SIRIWARDENA; FINLAYSON; McMAHON, 2006; GERMER et al., 2009; CROSBIE et al., 2007).

Estimativas realizadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2009a) indicaram que a área total plantada no Brasil, com culturas perenes e anuais, foi, em média, de 49.949.056 ha, entre 1995 e 2001, enquanto que, entre 2002 e 2008, foi de 61.510.048 ha, resultando em um incremento de 18,8%.

Estudos sobre a expansão da área cultivada e seus impactos na dinâmica dos processos hidrológicos, como a vazão do curso d'água e evapotranspiração da bacia,

ainda são escassos, principalmente em grandes bacias hidrográficas (COSTA; BOTTA; CARDILLE, 2003; SIRIWARDENA; FINLAYSON; McMAHON, 2006), como as encontradas no Brasil. Este fato pode ser explicado, em parte, pela insuficiente disponibilidade de recursos humanos e, sobretudo financeiros, indispensáveis para estudos em extensas áreas, obtenção de séries históricas dos componentes do balanço hídrico e monitoramento do uso e cobertura dos solos.

Neste contexto, o emprego de técnicas de sensoriamento remoto, para o monitoramento espaço-temporal da cobertura terrestre e do componente evapotranspiração, surge como uma alternativa bastante promissora, capaz de viabilizar pesquisas desta natureza, através da redução do tempo e investimentos financeiros necessários ao levantamento de dados de campo.

Aliando-se ao emprego destas técnicas um banco de dados meteorológicos e de vazão de rios, seria possível realizar estudos e obter conhecimentos mais profundos sobre a relação solo-água-planta-atmosfera, em escala regional, fornecendo subsídios importantes ao poder público para o planejamento e gestão de cenários urbanos e agrícolas.

1.1 Objetivo

O objetivo geral deste trabalho foi detectar a variação dos componentes do balanço hídrico e da cobertura vegetal do solo. Especificamente, o objetivo foi analisar a dinâmica da precipitação, vazão e evapotranspiração da bacia hidrográfica do rio Verde-GO, correlacionando-a com a área da bacia desprovida de cobertura vegetal.

1.2 Justificativa

Considerando a crescente demanda e escassez de água, em quantidade e qualidade suficiente para o consumo humano, agrícola e industrial, torna-se extremamente importante conhecer e quantificar os impactos das atividades antrópicas sobre os recursos hídricos disponíveis.

A escassez de estudos que abordam os efeitos da alteração do uso e cobertura do solo sobre os componentes do balanço hídrico, em extensas áreas, como aquelas encontradas comumente nas bacias brasileiras, corrobora ainda mais para a realização deste trabalho, principalmente ao se considerar os subsídios que podem ser gerados para a tomada racional de decisão, sobretudo na aplicação dos recursos, planejamento e gerenciamento de projetos sócio-econômicos e ambientalmente viáveis.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Crescimento da produção Agrícola

Com os avanços e investimentos em tecnologias, insumos e mão-de-obra qualificada, agricultura brasileira vem ano após ano batendo recordes de produtividade e conquistando o respeito da comunidade internacional, confirmando sua vocação como um dos maiores celeiros do mundo.

Entre 1990 a 2008, as lavouras permanentes ocupavam em média 6,3 milhões de hectares, o que representava 11,7% área agrícola brasileira, sendo o restante destinado ao cultivo de lavouras temporárias, como mostra a Figura 1 (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, 2009a). Dentre estas, a cultura do arroz, milho e soja representaram juntas 87,8% em média do total produzido de cereais, leguminosas e oleaginosas, entre 1976 a 2009 (COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO - CONAB, 2010).

Figura 1 - Área agrícola com lavouras permanentes e temporárias no Brasil
Fonte: IBGE

A Figura 2 mostra a evolução nacional da área cultivada e da produtividade média de cereais, leguminosas e oleaginosas.

Figura 2 - Variação da área cultivada e produtividade média de cereais, leguminosas e oleaginosas no Brasil

Fonte: Conab

Nota-se na Figura 2, que a área cultivada variou bastante entre 1976 e 2009, sendo que a menor área (35 milhões de hectares), neste período, foi registrada na safra 1997/98, enquanto que a maior foi estimada na de 2004/05 (49,1 milhões de hectares), com uma diferença de cerca de 40%. Contudo, se forem consideradas as produtividades da safra 1977/78 e 2007/08, 1,04 e 3,04 toneladas por hectare, respectivamente, o crescimento da produtividade foi mais significativo, com um incremento ao redor 190%. Conseqüentemente, a produção brasileira de cereais, leguminosas e oleaginosas saltou de 38,2 milhões de toneladas (safra 1977/78) para 144,1 milhões de toneladas na safra recorde de 2007/08, resultando em um expressivo acréscimo de 277%. Na safra seguinte registrou-se uma queda, mas com produção de 135 milhões de toneladas, muito superior a média do final da década de 70.

Na Figura 3 são apresentados os índices percentuais de participação de cada região na produção brasileira de cereais, leguminosas e oleaginosas nas safras de 1976/77 e 2008/09.

Figura 3 - Produção regional de cereais, leguminosas e oleaginosas
Fonte: Conab

Verifica-se na Figura (3) que a região Sul continua sendo a maior produtora deste setor do agronegócio. Não obstante, destaca-se também o crescimento percentual da região Centro-Oeste, que de terceira passou para segunda maior região produtora do Brasil, aproximando-se da região Sul. A Figura 4 apresenta o total produzido de cereais, leguminosas e oleaginosas em cada Estado desta região.

Figura 4 - Produção estadual de cereais, leguminosas e oleaginosas do Centro-Oeste
Fonte: Conab

De acordo com a Figura (4), o Estado de Mato Grosso tornou-se o maior produtor desta região, assumindo a posição de Goiás a partir do início da década de 90. De fato, na safra 2008/09, estimou-se que a produção de Mato Grosso era aproximadamente 28% maior que o total produzido por Goiás e Mato Grosso do Sul, juntos.

A produção agrícola dos municípios do sudoeste do estado de Goiás, nos quais se encontra a bacia hidrográfica do rio Verde, pode ser observada na Figura 5.

Figura 5 - Área total cultivada nos municípios goianienses de Acreúna, Caiapônia, Maurilândia, Montividiu, Paraúna, Rio Verde, Santa Helena de Goiás, Santo Antônio da Barra e Turvelândia, leguminosas e oleaginosas do Centro-Oeste
Fonte: IBGE

Pode-se observar na Figura 5 que nesta região, entre 1995 e 2008, a área agrícola municipal era predominantemente destinada ao cultivo da soja, seguido por milho e outros cultivos, como o do algodão, arroz, feijão e sorgo, com uma clara tendência de crescimento. Em 1996, a área total cultivada foi de aproximadamente meio milhão de hectares, a menor deste período, sendo que, a maior foi registrada em 2005, com cerca de um milhão de hectares cultivados. Destes, 0,64 milhão foi cultivado com soja. Destaca-se também nesta figura o crescimento da área cultivada com cana-de-açúcar, que passou 31.000ha em 1995 para 73.000ha em 2008.

De fato, Castro, Abdala e Silva (2010) citam o intenso avanço da cana-de-açúcar no Estado de Goiás, a partir de 2007, em áreas tradicionalmente cultivadas com culturas anuais, principalmente soja. Em microrregiões goianas, como de Meia Ponte e

Quirinópolis, a despeito de discursos políticos afirmarem que as áreas com pastagens degradadas deveriam ser prioritárias para a expansão canavieira, estas vem sendo atualmente destinadas ao cultivo de culturas anuais, uma vez que se tornaram uma opção secundária para o setor sucroalcooleiro. De acordo com estes autores, a expansão canavieira ocorre na mesma direção da expansão da fronteira agrícola do cerrado na década de 70, sendo que os impactos diretos e indiretos deste crescimento sobre o meio ambiente não estão sendo devidamente avaliados.

2.2 Impactos do uso e cobertura do solo sobre o balanço hídrico

Alterações no balanço hídrico regional são normalmente influenciadas pelas variações naturais do clima. Não obstante, a mudança no uso e cobertura do solo sobre os ecossistemas também pode contribuir para o agravamento destas alterações.

Diversas pesquisas têm comprovado que as atividades antrópicas podem provocar impactos significativos sobre a dinâmica hídrica da bacia hidrográfica. De acordo com Ziegler et al. (2004), geralmente, tais atividades têm reduzido as taxas de infiltração de água no solo e alterado os fluxos nas redes naturais de drenagem, sendo que Hickel e Zhang (2006) lembram que as variações sazonais do clima e umidade do solo são fatores que afetam diretamente o particionamento da precipitação em evapotranspiração e runoff.

Siriwardena et al. (2006) estudaram os efeitos da substituição da floresta nativa por pastos e lavouras sobre as vazões da bacia hidrográfica do rio Comet, Australia. Os resultados indicaram que houve um aumento de 78% na vazão da bacia com a retirada da floresta, o que poderia ser explicado, somente em parte, pelo aumento de 8,4% na precipitação pluviométrica da região.

Bultot et al. (1990) utilizaram um modelo hidrológico conceitual, proposto pela Royal Meteorological Institute of Belgium, para simular os impactos da mudança do uso e cobertura do solo na bacia Houille, Bélgica. De acordo com estes autores, as maiores demandas evapotranspirométricas seriam registradas em áreas com coníferas, enquanto que as menores seriam obtidas em áreas com pastagem, 552 e

477 mm.ano⁻¹, respectivamente. Contudo, os runoffs simulados seriam de 631 e 556 mm.ano⁻¹, na área com pastagem e conífera, respectivamente.

Sun et al. (2006) relataram que a China possui a maior área florestal cultivada do mundo e que as conseqüências deste tipo de cobertura vegetal sobre o ciclo hidrológicos da região são desconhecidas. Com o objetivo de estudar os impactos destes cultivos sobre a disponibilidade hídrica regional, estes pesquisadores utilizaram modelagem hidrológica e concluíram que esta atividade poderia reduzir em até 30 e 50% da água disponível na região tropical do Sul e semi-árida do Loess Plateau, no Norte chinês, respectivamente.

Germer et al. (2009) relatam que a substituição da floresta tropical por pastagem tem um enorme potencial para alterar significativamente o balanço hídrico e promover lixiviação de nutrientes em bacias hidrográficas. De acordo com estes autores, do total da precipitação incidente em uma área experimental da região amazônica, 18% foi convertida em runoff na superfície coberta com pastagem, enquanto que em outra com floresta nativa, somente 1% transformou-se em vazão superficial.

Dunin (1970) estudou os efeitos do manejo da pastagem sobre a infiltração de água no solo e evapotranspiração no Sudeste da Austrália, concluindo que o tipo de cobertura teria influenciado o runoff superficial e a taxa de infiltração de água. A substituição da pastagem nativa por outra selecionada através de melhoramento vegetal provocou uma redução no teor de umidade do solo e no runoff superficial devido ao aumento na taxa de evapotranspiração.

Crosbie et al. (2007) realizaram o monitoramento do lençol freático e da vazão superficial em 129 ha da bacia do rio Boorowa, na Austrália, durante 13 anos. De acordo com os resultados obtidos, a substituição de culturas e pastagens anuais por árvores e pastagem perenes provocaram, em apenas 5 anos, a redução do lençol freático, vazão superficial e lixiviação de sais.

Estudos conduzidos por Stolte e Herrington (1984) na bacia do rio Battle, em Alberta, Canadá, indicaram que houve uma redução na vazão superficial média mensal, provavelmente devido à variação dos índices pluviométricos e de evapotranspiração e também mudança nas práticas agrícolas e no uso e cobertura do solo. Esses pesquisadores destacaram que a variação do total precipitado não poderia ser a única

responsável pelas alterações ocorridas nas vazões médias da região. Um aumento crescente da temperatura e, conseqüentemente, da evapotranspiração também seria um possível fator que teria reduzido a vazão da bacia. Eles concluíram também que, o significativo aumento no consumo de fertilizantes, a partir de 1950, teria provocado um aumento substancial na produtividade das culturas e, por conseguinte, elevado a demanda hídrica na região, provocando uma redução na umidade do solo e vazão da bacia.

Checchia et al. (2007) avaliaram os impactos da modificação da cobertura do solo em uma área de 10.090 km² da bacia hidrográfica de Pimenta Bueno, em Rondônia. Os resultados obtidos neste trabalho indicaram houve um incremento significativo na área antropizada, que passou de 14% em 1986 para 41% em 2005, principalmente por atividades agropecuárias. Contudo, constataram que não houve alteração significativa no nível médio do rio, por conseguinte, na disponibilidade hídrica da bacia, ainda que a precipitação média anual tenha apresentado uma tendência de aumento neste período. Identificou-se somente uma intensificação de eventos extremos, contrariando as expectativas de que o desmatamento produziria aumento no escoamento médio do rio.

É evidente que a restauração da cobertura vegetal produz efeitos positivos na bacia hidrográfica devido a redução da erosão do solo e fontes de poluição, melhorias das condições dos ecossistemas terrestre e aquáticos e ao seqüestro de carbono. No entanto, os efeitos do reflorestamento de áreas degradadas sobre o balanço hídrico regional ainda não foram adequadamente estudados (SUN et al., 2006).

Embora existam abundantes estudo sobre impactos da substituição de florestas por vegetação de menor porte, e/ou densidade, sobre o balanço hídrico em microbacias de até 1km², são raros os estudo realizados em bacias maiores que 100 km², sendo que os resultados obtidos em micro escala freqüentemente apontam para redução da vazão média anual, o que não se tem constatado em meso e macro escala (COSTA et al., 2003).

No Brasil, o Cerrado ocupa uma extensa área do planalto central, sendo encontrado em Tocantins, Goiás, sul do Pará, nordeste do Mato Grosso, Minas Gerais, norte de São Paulo e oeste da Bahia. Ainda que a precipitação pluviométrica registrada

nesta região seja de 1.660mm anuais, em média, este bioma enfrenta drásticas variações sazonais de disponibilidade hídrica, com períodos pronunciados de chuvas intensas, alternados com períodos de estiagens severas, com quatro a cinco meses de duração. Por possuir grandes extensões de relevo plano, têm se propiciado a expansão de novas fronteiras agrícolas, principalmente de culturas extensivas, como soja e milho, altamente mecanizadas e dependentes das reservas hídricas regionais. Esta demanda hídrica tem gerado conflitos de uso com o abastecimento público de água, principalmente durante as estiagens sazonais. Da mesma forma, no período das chuvas intensas tem-se constatado outros problemas, como o assoreamento e contaminação dos recursos hídricos por defensivos e fertilizantes agrícolas, potencializados pela retirada sistemática da vegetação ciliar (GEO BRASIL, 2007).

2.3 Balanço hídrico

Considerado um importante instrumento de estudo da distribuição espacial e temporal da água nas bacias hidrográficas, o balanço hídrico permite a análise da dinâmica hídrica regional, auxiliando em diagnósticos de problemas econômico-sociais e de viabilidade técnica, na tomada de decisões, gestão ambiental e de recursos hídricos.

O primeiro estudo sobre modelagem do balanço hídrico, que se tem notícia, foi publicado por Thornthwaite (1948) e posteriormente revisado por Thornthwaite e Mather (1955, 1957), apud Xu e Singh (1998).

Na modelagem do balanço hídrico considera-se a conservação da massa e a troca de energia entre os sistemas, quantificando-se geralmente a precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial e subterrâneo. De acordo com o procedimento empregado na análise temporal e espacial destes componentes, o balanço hídrico pode ser denominado superficial, aerológico, isotópico, energéticos, de superfícies líquidas, por modelos matemáticos (TUCCI; BELTRAME, 2007), climatológico e de controle da irrigação (PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997).

O balanço hídrico superficial fundamenta-se nos princípios da equação de continuidade, computando-se os componentes de precipitação, evapotranspiração e

escoamento, enquanto que o aerológico emprega dados climatológicos, que nem sempre estão prontamente disponíveis, para avaliar a conservação de massa na atmosfera e estimar diferença efetiva entre a precipitação e a evaporação. O balanço hídrico isotópico se baseia nas propriedades isotópicas da água para especificar sua fonte e quantificar os componentes do sistema. Em balanços hídricos energéticos, estima-se a evaporação ou evapotranspiração a partir do balanço de energia da superfície, principalmente de lagos, reservatórios ou trechos de rios. No balanço hídrico que utiliza modelos matemáticos, os principais fenômenos envolvidos na dinâmica hídrica do sistema são analisados a partir de equações de continuidade que incorporam as propriedades espaciais e temporais dos componentes de balanço (TUCCI; BELTRAME, 2007). Por sua vez, o balanço hídrico climatológico é utilizado para monitorar o armazenamento de água no solo, considerando as precipitações pluviométricas, demandas atmosféricas e os períodos de deficiência e excedente hídricos, sendo utilizado para avaliar o emprego de sistemas de irrigação e, ou, drenagem e permitir a classificação climática da região. Neste contexto, o balanço hídrico para controle da irrigação é semelhante ao climatológico, sendo que a diferença entre ambos consiste no fato de que, no manejo da irrigação, a variação do armazenamento de água no solo é influenciada também pelo tipo da vegetação e seu respectivo estágio de desenvolvimento (PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997).

O balanço hídrico pode ser elaborado em diversas escalas de tempo, que variam desde horária até a anual (XU; SINGH, 1998). Não obstante, a seleção de um determinado modelo de balanço hídrico deve ser orientada em função da necessidade de cada pesquisa, disponibilidade de informações e de recursos. Geralmente, os modelos mais estruturados são mais acurados, contudo, empregam um maior número de informações edafoclimáticas e da cobertura vegetal, tornando o seu uso bastante restrito.

Segundo Xu e Singh (1998), a modelagem do balanço hídrico tem sido realizada para atender as mais diversas necessidades de estudos hidrológicos e em vários níveis de complexidade, desde as mais simples, com duas a cinco variáveis, desenvolvidas em regiões úmidas de clima temperado, àquelas mais estruturadas, com 10 a 15 variáveis, obtidas em regiões de clima árido.

O modelo clássico de balanço hídrico, normalmente utilizado para monitorar o armazenamento de água no solo, considera o princípio da conservação da massa de água, sendo descrito por $S = P - ET_r - R_u - R_0$, sendo S o armazenamento de água no solo, P a precipitação, ET a evapotranspiração, R_u e R_0 o runoff subterrâneo e superficial, respectivamente. Segundo Tucci e Beltrame (2007), este tipo de balanço hídrico também pode ser empregado na estimativa da evapotranspiração de uma bacia hidrográfica, em intervalos de tempo superiores a uma semana.

Dependendo das características e objetivos de cada estudo, são utilizados no balanço hídrico superficial somente os dados de evapotranspiração, precipitação e vazão, especialmente em condições de extensas áreas e em intervalos de tempo suficientemente grande, onde os erros devido à supressão dos termos S e R_u são relativamente pequeno, quando comparado com a P , ET e R_0 . Conseqüentemente, o modelo simplificado de balanço hídrico para estimativa da evapotranspiração resulta em $ET_r = P - R_0$, onde ET_r é a evapotranspiração real da região estudada.

Diversos trabalhos foram conduzidos, empregando o conceito de balanço hídrico simplificado, nas mais diversas regiões da Terra (EVERSON, 2001; FILL et al., 2005; LEOPOLDO; FRANKEN; SALATI, 1982; LINHARES, 2005; MONTZKA et al., 2008; RODRIGUEZ, 2003; XU; SINGH, 1998), sendo que Xu e Singh (1998) publicaram uma ampla revisão sobre os tipos de balanço hídrico e suas aplicações nos estudos envolvendo recursos hídricos.

2.4 Evapotranspiração

O conhecimento da demanda hídrica atmosférica é imprescindível para o planejamento e gerenciamento do uso sustentável da água em sistemas agrícolas e naturais, principalmente quando se estuda a viabilidade técnica, econômica e social da manutenção ou introdução de uma nova atividade agropecuária na região. Isto, talvez justifique, em parte, os inúmeros esforços despendidos no sentido de se entender e quantificar a evapotranspiração.

O termo evapotranspiração foi pioneiramente cunhado por Thornthwaite (1948) para representar a junção entre a evaporação da água de superfícies úmidas e a transpiração das plantas (SEDIYAMA, 1996; PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997).

Conceitualmente, evapotranspiração pode ser distinguida em Potencial (ET_P), Real (ET_r), de Oasis (ETO), de Referência (ET_0), e de Cultura (ET_c).

De acordo com Camargo e Camargo (2000), Thornthwaite e Wilm (1944) foram os primeiros pesquisadores a publicar os conceitos de evapotranspiração potencial e real. Neste artigo científico, a ET_P era considerada equivalente à chuva necessária para repor a água perdida para atmosfera, devido à evaporação e transpiração ocorrida em uma superfície natural extensa, gramada, em crescimento ativo, cobrindo todo o solo e sem restrições hídricas. Logo, ET_P passou a ser considerada uma variável meteorológica padrão, que ao ser contabilizada junto com a chuva, permitia efetuar o balanço hídrico climático e descrever os excedentes e deficiências hídricas da região. Diferentemente, a ET_r representava a perda de água para a atmosfera em superfícies naturais de qualquer tamanho, sujeitas as mais variadas condição de umidade e cobertura vegetal (CAMARGO; CAMARGO, 2000; PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997).

A ETO é aquela que ocorre em uma área vegetada e úmida ao receber energia por advecção, na forma de calor, transportado lateralmente na massa de ar que se deslocada de outra área extensa e seca que a circunda (PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997).

A evapotranspiração de Referência corresponde àquela que ocorre em uma extensa superfície coberta por grama, mantida na altura de 0,08 a 0,15 m, em crescimento ativo e sem restrições hídricas (DOORENBOS; PRUITT, 1977, apud CAMARGO; CAMARGO, 2000; PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997).

A ET_0 é uma variável importante para o manejo da irrigação, uma vez que, a partir dela e de um coeficiente de cultivo (k_c), pode-se estimar a evapotranspiração da cultura. O k_c é um termo adimensional resultante da razão entre a ET_c e ET_0 , sendo portanto, específico para cada cultura, estágio de desenvolvimento, método de estimativa e região. Por sua vez, a ET_c corresponde a evapotranspiração que ocorre

em uma superfície coberta com plantas, em qualquer estágio de desenvolvimento e sem déficit hídrico (BURMAN; POCHOP, 1994; CAMARGO; CAMARGO, 2000; JENSEN; BURMAN; ALLEN, 1990; PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002; PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997).

Não obstante, Allen et al. (2005) citam que existe freqüentemente um certo questionamento sobre a confiabilidade do k_c estar exatamente em conformidade com a fase real de desenvolvimento da cultura, principalmente em condições de disponibilidade hídrica limitada. Devendo-se salientar ainda que, existe uma relativa dificuldade para se distinguir os estádios de desenvolvimento da cultura em grandes área e populações de plantas.

Devido a sua grande importância, existe atualmente uma extensa lista de trabalhos sobre evapotranspiração, com diversas metodologias propostas para se mensurá-la, algumas utilizando modelos matemáticos de estimativa, como o da FAO-Penman-Monteith, e outras de determinação direta, como aquelas que utilizam lisimetria (ALLEN et al., 1998; BURMAN; POCHOP, 1994; CAMARGO; CAMARGO, 2000; DOORENBOS; PRUITT, 1977; JENSEN; BURMAN; ALLEN, 1990; PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997), sendo necessário encontrar aquela que melhor se ajusta às condições locais e a disponibilidade de informações e recursos.

A evapotranspiração é influenciada pela disponibilidade energética, suprimento hídrico do solo, demanda atmosférica, tipo de cobertura do solo e estágio de desenvolvimento da planta (BURMAN; POCHOP, 1994; JENSEN; BURMAN; ALLEN, 1990; PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002; PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997). Por conseguinte, quantificar a evapotranspiração não é uma tarefa muito simples, exigindo dedicação e investimentos substanciais para que os resultados obtidos sejam satisfatórios. Para tanto, o método de determinação, ou estimativa, deve ser selecionado de acordo com os objetivos de cada pesquisa, região em que será empregado e disponibilidade de dados e recursos.

2.5 Estimativa da evapotranspiração com técnicas de sensoriamento remoto

A maioria dos métodos propostos para se quantificar a evapotranspiração foram desenvolvidos em condições de microclima e pode tornar-se inviável na escala regional, devido à baixa representatividade, provocada por erros gerados na interpolação de estimativas pontuais, e aos altos custos envolvidos nas coletas de dados de campo.

Para contornar esta limitação, foram conduzidos diversos estudos, que culminaram no surgimento de algoritmos que empregam princípios empíricos e físicos, acoplados com técnicas de sensoriamento remoto (ALLEN et al., 2007; BASTIAANSEN, 1995; BASTIAANSEN et al., 2005; KUSTAS et al., 1994; NAGLER et al., 2005; PIERCE; CONGALTON, 1988; REGINATO et al., 1985; RIVASA; CASELLES, 2004).

Nagler et al. (2005) combinaram dados coletados em campo com os registrados por sensoriamento remoto para estimar a evapotranspiração. De acordo com estes autores, a evapotranspiração estimada em torres de densidade de fluxo, pelos métodos da covariância de vórtices turbulentos e da Razão de Bowen, estava fortemente correlacionada com o índice de vegetação EVI (Enhanced Vegetation Index), oriundo de dados coletados pelo sensor Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS), a bordo do satélite Terra, sendo que ao se considerar a temperaturas máximas diária destas torres, esta relação melhorou ainda mais. Desta forma, concluíram que dados de evapotranspiração e temperatura coletados em torres de medidas micrometeorológicas, a associados aos do MODIS-EVI, poderiam gerar mapas de ET em grandes área do oeste americano.

Kustas et al. (1994) utilizaram dados de estação meteorológica e de imagens coletadas pelo satélite NOAA-11 A VHRR, sobre o sudeste do estado americano do Arizona, para realizar um balanço de energia à superfície e estimar a evapotranspiração. De acordo com estes autores, os resultados obtidos foram satisfatórios em uma grande variedade de condições ambientais. Todavia, a evapotranspiração estimada pelo modelo era instantânea e provavelmente incapaz de permitir uma estimativa diária confiável, necessária para estudos e manejos de recursos hídricos. Para contornar esta limitação, utilizaram o conceito de fração evaporativa, a

qual representa a fração de energia disponível na superfície para ser utilizada efetivamente na evapotranspiração (SHUTTLEWORTH et al., 1989). A partir de então, foi possível estimar a evapotranspiração da bacia hidrográfica, sendo que os valores estimados apresentaram uma boa concordância com os valores medidos.

Um estudo piloto conduzido por Pierce e Congalton (1988) na estação florestal de pesquisa Onion Creek, próximo a Donner Pass, California, Estados Unidos, teve como objetivo desenvolver uma metodologia com sensoriamento remoto para estimar o fluxo de calor latente de diferentes densidades de coníferas. Para tanto, utilizaram dados de temperatura da superfície, informações sobre a cobertura vegetal e imagens de satélite geradas pelo sensor Thematic Mapper Simulator. Os resultados obtidos indicaram que o modelo proposto apresentou resultados satisfatórios, sendo capaz de estimar a alocação de energia entre dois tipos distintos de cobertura vegetal. Não obstante, os autores salientaram que uma das limitações desta metodologia consistia no fato de que a densidade de fluxo de calor latente era estimada somente instantaneamente, no momento da passagem do sensor sobre o alvo, sendo necessário o desenvolvimento de outras técnicas que permitissem a obtenção de estimativas diárias deste parâmetro e, conseqüentemente, da evapotranspiração.

Para contornar esta limitação, Jackson et al. (1983) propuseram a utilização de um fator J para converter evapotranspiração instantânea em diária, sendo este obtido a partir da latitude do local, dia do ano e horário do dia. Segundo Pierce e Congalton (1988), uma técnica similar, baseada na determinação da taxa de condutância estomatal das plantas, também poderia ser utilizada para estimar a ET diária das coníferas.

Rivasa e Caselles (2004) propuseram um modelo para estimar a evapotranspiração de referência, a partir da temperatura da superfície de alvos, obtida por sensoriamento remoto, e dados complementares, disponíveis em estação meteorológica, os quais eram utilizados para calibração. Este modelo consistia basicamente em uma simplificação da equação de Penman–Monteith, que resultou na forma $E_{t_0-T_s} = aT_s + b$, em que $E_{t_0-T_s}$ era a evapotranspiração de referência, T_s a temperatura da superfície e a e b constantes de calibração, específicas para cada região. Estudos realizados em Buenos Aires, Argentina, indicaram que este modelo

apresentou um erro estimado da ordem de $\pm 0,6 \text{ mm.dia}^{-1}$, quando comparado com medidas realizadas em campo.

Em um experimento conduzido em Phoenix, Estados Unidos, Reginato et al. (1985) estimaram a densidade de fluxo de calor sensível, saldo de radiação e evapotranspiração utilizando informações de radiação solar e temperatura da superfície, adquiridas por sensoriamento remoto, combinando-as com dados de radiação solar, temperatura do ar, velocidade do vento e pressão de vapor, coletados em estação meteorológica. Considerando dados lisimétricos, os resultados indicaram que esta metodologia poderia ser utilizada para geração de mapas de evapotranspiração instantâneas com adequada precisão. Contudo, os autores salientaram que a extrapolação da temperatura do ar e velocidade do vento poderia ser um fator limitante, dependendo do tamanho da área. Para eles, os erros da determinação da velocidade de vento e de outras variáveis envolvidas na estimativa da densidade de fluxo de calor sensível poderiam provocar um erro maior, ou menor, na estimativa da evapotranspiração, dependendo das condições de estabilidade atmosférica. De maneira geral, os efeitos destes erros sobre a estimativa da evapotranspiração seriam menos significativos quando as condições atmosféricas fossem estáveis e a superfície do alvo estivesse mais aquecida que a do ar.

Segundo Schmugge et al. (2002), o método residual da equação de balanço de energia à superfície tornou-se uma das maneiras mais utilizadas para estimar a evapotranspiração a partir do sensoriamento remoto. Neste método, considera-se o modelo $\lambda ET = R_n - G_0 - H$, onde λ é o calor latente de vaporização, λET é a densidade de fluxo de calor latente, R_n é o saldo de radiação, G_0 é a densidade de fluxo de calor no solo e H é a densidade de fluxo de calor sensível. De acordo com estes autores, com estimativas confiáveis de radiação solar, as diferenças entre os valores estimados de $R_n - G_0$ por sensoriamento remoto e aqueles observados em campo são geralmente da ordem de 10%, sendo que a maior dificuldade de se obter λET consiste em se estimar H .

Santos e Silva (2008) utilizaram o modelo S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) para estimar a distribuição espacial do saldo de radiação e evapotranspiração real diária de bananeiras irrigadas e determinar o coeficiente de

cultura nas condições da região semi-árida do estado do Ceará, a partir de imagens do satélite Landsat-5 - TM. A aplicação deste modelo resultou em erros de estimativa do saldo de radiação menores que 3,5%, quando comparadas aos valores medidos por um saldo radiômetro instalado no local de estudo. Os valores estimados de evapotranspiração e coeficiente da cultura, com imagens sem presença de nuvens, apresentaram tendências homogêneas, variando de 6,4 a 6,6 mm dia⁻¹ e de 1,0 a 1,4, respectivamente. Na presença de nuvens, os valores de ET e do kc foram de 3,3 e 0,8, respectivamente, o que sugeriu a ocorrência de uma diminuição na partição de energia, provavelmente devido à diminuição da disponibilidade de energia.

Allen et al. (2005) utilizaram o modelo METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration) para gerar mapas de evapotranspiração mensal da região do rio Bear e da planície oriental do rio Snake, no Estado americano de Idaho. De acordo com os resultados obtidos, a estimativa da evapotranspiração mensal da alfafa variou $\pm 16\%$ em comparação com a determinada em lisímetro, resultado em uma média sazonal de 4%. Desta forma, os autores concluíram que a evapotranspiração estimada pelo modelo teria apresentado uma adequada concordância com aquela medida em lisímetro, tornando a técnica uma alternativa promissora, eficiente, acurada e de baixo custo, para aplicação em áreas irrigadas, durante todos os estádios de crescimento da planta.

No Brasil, o modelo METRIC foi utilizado por Folhes (2007) para estimar a evapotranspiração do perímetro de irrigado de Jaguaribe-Apodi, no interior semi-árido do estado do Ceará. Para o autor, este modelo teria apresentado uma razoável concordância com os valores medidos em campo, uma vez que a evapotranspiração diária estimada com o METRIC foi em média 4,2 mm.dia⁻¹, enquanto que as medidas de fluxo de energia em torre micrometeorológica, utilizadas como referências, resultaram em uma evapotranspiração média de 3,7 mm.dia⁻¹.

O modelo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), proposto por Bastiaanssen (1995), foi o precursor do METRIC e por isso utilizam os mesmos princípios, sendo que a diferença entre ambos consiste na técnica adotada por cada um para estimar a densidade de fluxo de calor sensível e transformar a densidade de fluxo de calor latente (λET) instantânea em valores diários.

O modelo SEBAL tem sido utilizado em mais de trinta países (BASTIAANSSEN, 2005), nas mais diversas condições edafoclimáticas, com resultados bastante promissores.

Immerzeel e Droogers (2008) incorporaram o SEBAL no modelo de simulação hidrológica SWAT (Soil and Water Assessment Tool), empregando-o na bacia hidrográfica de Krishna, Sul da Índia, sendo que os resultados obtidos sugeriam que esta era uma técnica com grande potencial de aplicação em estudos desta natureza.

Masahiro et al. (2005) citam que os modelos SEBAL e METRIC foram empregados no Oeste dos Estados Unidos para estimativa da evapotranspiração com elevado sucesso. A análise comparativa entre a evapotranspiração estimada por estes modelos e a registrada em lisímetro indicou que o procedimento de calibração interna, adotado por ambos, foi capaz de eliminar os possíveis efeitos de erros de estimativa da temperatura e albedo da superfície sobre o cômputo da evapotranspiração.

O algoritmo SEBAL foi utilizado para estimar os fluxos de calor sensível e latente na região da bacia do rio Gediz, na Turquia. Neste trabalho, verificou-se que a fração evaporativa (FE) era um fator promissor para estimativa do particionamento da energia na superfície, sendo diretamente correlacionada com a umidade do solo e um indicativo de estresse hídrico (BASTIAANSSEN, 2000).

Bastiaanssen et al. (1998) testaram o modelo SEBAL na Espanha, Níger e China. Os resultados obtidos indicaram que as taxas de fluxo da superfície estimadas pelo modelo eram semelhantes às aquelas mensuradas em campo, em 85% dos casos.

Meireles (2007) conduziu um estudo com o objetivo de realizar o balanço de energia na superfície e estimar a evapotranspiração horária e diária da região da bacia hidrográfica do Acaraú, norte do Estado do Ceará. Dentre os resultados obtidos, o estudo destaca as evidências da alta adequação do SEBAL para estudos de desertificação.

Em estudos conduzidos por Nicácio (2008) na região de Petrolina, de Juazeiro e da bacia do rio das Ondas, no Nordeste brasileiro, foram mapeados os fluxos energéticos à superfície, umidade do solo e evapotranspiração real diária, utilizando-se o modelo SEBAL e imagens dos sensores termais de alta e moderada resolução espacial, dos satélites TM-Landsat e MODIS-Aqua, respectivamente. Os resultados

obtidos foram comparados com aqueles registrados no método de correlação turbulenta, indicando que a estimativa do saldo de radiação e fluxo de calor sensível apresentou um erro médio absoluto ao redor de 5%, enquanto que a do fluxo de calor no solo resultou em uma superestimativa de aproximadamente 17%. De acordo com este estudo, a estimativa do fluxo de calor latente teria resultado em uma discrepância elevada, com erro médio absoluto e raiz do erro médio quadrático de cerca 100,0 W.m⁻². No entanto, a estimativa da evapotranspiração real, obtida a partir do fluxo de calor latente residual, teria apresentado valores mais aceitáveis, com erro médio absoluto de 12%. Com relação ao grau de saturação do solo, constatou-se que houve uma subestimativa no modelo SEBAL comparativamente às medidas de campo. Com estes resultados, concluiu-se que as informações de sensores termais de alta e moderada resolução espacial poderiam produzir estimativas de fluxos de calor à superfície, umidade do solo e evapotranspiração real diária, de forma consistente e condizente com o uso e cobertura do solo.

Paiva (2005) realizou estimativas do balanço de energia e da temperatura da superfície terrestre a partir do modelo SEBAL e imagens do Satélite NOAA-AVHRR da região de Dourados, MS. Os resultados obtidos foram comparados com dados de radiossondas e medidas *in situ* dos fluxos, emissividades e temperaturas da superfície. De acordo com este estudo, o modelo teria apresentado erros de estimativa inferiores a 4%, 6% e 7%, para o saldo de radiação líquida, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, respectivamente.

Santos et al. (2007) avaliaram a adequabilidade do modelo SEBAL para estimar a distribuição espacial da evapotranspiração de referência em áreas do cerrado brasileiro. De acordo com estes autores, os resultados obtidos mostraram-se coerentes quando comparado com aqueles obtido pelo modelo FAO-Penman-Monteith.

Bezerra (2006) empregou o modelo SEBAL na estimativa dos componentes do balanço de energia e a evapotranspiração diária através de imagens TM - Landsat-5 e dados complementares disponíveis em estação meteorológica localizada na região do Cariri cearense. Os resultados obtidos indicaram que o saldo de radiação e a densidade de fluxo de calor latente apresentaram diferenças inferiores a 10%, quando comparados aos dados experimentais de cultivos de algodão e mamona irrigados, sendo que as

maiores discrepâncias ocorreram nos valores da densidade de fluxo de calor sensível, segundo o autor, possivelmente influenciadas pela dimensão da área e resolução do canal termal. Não obstante, o modelo SEBAL teria se mostrado bastante eficiente na estimativa da evapotranspiração, principalmente na cultura da mamona, com diferenças inferiores a 4%, quando comparados com dados amostrados em campo.

Kustas et al. (1994) citam que os resultados de seus estudos sugeriram que os modelos de estimativa que utilizam dados de sensoriamento remoto permitem quantificar a evapotranspiração regional em escala de bacia hidrográfica. No entanto, lembram que existem relativamente poucos estudos comparando os dados estimados de evapotranspiração espacialmente distribuída com aqueles medidos em campo, assim como são raros os trabalhos que tentam identificar os potenciais erros de estimativa de fluxos, provocados por interpolações de observações meteorológicas locais sobre grandes áreas heterogêneas.

Estes promissores resultados têm impulsionado a aplicação e o desenvolvimento de modelos mais sofisticados e eficientes, com um enorme potencial em estudos sobre variabilidade temporal e espacial da evapotranspiração, monitoramento ambiental e em gerenciamento de recursos hídricos, principalmente em um país com extensa área de superfície, distintas coberturas vegetais, diversas condições climáticas e com escassos recursos financeiros para pesquisa.

2.6 Emprego de índices de vegetação para identificação da cobertura do solo

Com o surgimento e aperfeiçoamento de técnicas de sensoriamento remoto, diversos índices têm sido propostos para estudo, monitoramento e estimativa da evolução temporal e espacial da cobertura vegetal.

De acordo com Baret e Guyot (1991), os índices empregados em estudos sobre cobertura vegetal são obtidos comumente através da combinação das bandas espectrais do vermelho e infravermelho próximo, permitindo a análise do índice de área foliar, biomassa, área exposta do solo, tecido vegetal fotossinteticamente ativo, atividade fotossintética e produtividade do dossel. A combinação destas bandas

minimiza os efeitos de fatores externos, como o ângulo solar e a nebulosidade atmosférica, e internos, como tipo de solo, disposição espacial e características da folhas, realçando desta forma o contraste entre solo e vegetação.

Dentre os diversos índices, o NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) é um dos mais utilizados para análise do vigor da cobertura vegetal (MOREIRA, 2005; VIEDMA et al., 1997).

O NDVI foi proposto por Rouse et al. (1973), ao estudar a viabilidade técnica do uso de imagens de satélite para o monitoramento da cobertura vegetal do Great Plains Corridor, na região central dos Estados Unidos. Definindo-o como a diferença de energia refletida na região do infravermelho próximo (*IVP*) e na região do vermelho (*VERM*), dividida pela soma de ambas $[(IVP - VERM)/(IVP + VERM)]$, estes pesquisadores empregaram o processo de normalização para eliminar diferenças sazonais do ângulo solar e minimizar os efeitos da atenuação atmosférica.

Segundo Liu (2006), os valores de NDVI podem variar entre -1 e 1, resultando em valores negativos para nuvens, próximo de zero para solo nu, ou com baixa densidade de plantas, e maiores que zero para cobertura vegetal, sendo que quanto mais próximo de 1, maior a densidade e vigor da vegetação.

O comportamento espectral da vegetação em contraste com o solo na região do visível e do infravermelho próximo pode ser utilizado na discriminação da cobertura vegetal através dos seus valores característicos (VIEDMA et al., 1997).

Na faixa espectral do visível (0,5 a 0,75 μ m) ocorre alta absorção da radiação eletromagnética incidente sobre os pigmentos fotossintéticos do mesófilo foliar, como as clorofilas, xantofilas, antocianinas e carotenóides, com uma reflectância máxima ocorrendo com o comprimento de onda correspondente à cor verde, ao redor de 0,55 μ m. Na região do infravermelho próximo (0,75 a 1,35 μ m) ocorrem alta reflexão e refração devido às propriedades ópticas das estruturas internas da folha (LIU, 2006; MOREIRA, 2005; NOVO, 1992).

Este comportamento espectral da vegetação contribuiu para difundir o uso do NDVI em estudos e monitoramentos da dinâmica da cobertura vegetal em diversas partes da Terra.

Estudos sobre o comportamento espectral da cana-de-açúcar no Estado de São Paulo foram conduzidos por Nascimento (2010), empregando séries temporais de NDVI geradas em imagens do sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). Os resultados obtidos por esse pesquisador indicaram que os dados de NDVI e de intervalo de dias após o corte da cana poderiam ser utilizados em modelagem fenológica-espectral para o monitoramento e previsão de safras, de forma rápida e objetiva, com erro ao redor de 5%.

Caram, Giongo e Vettorazzi (2009) analisaram a variabilidade anual do NDVI na bacia hidrográfica do rio Mogi Guaçu, Estado de São Paulo, concluindo que os valores obtidos eram compatíveis com o ciclo das culturas agrícolas, da silvicultura e cobertura vegetal nativa, sendo adequados para descrever a dinâmica da cobertura vegetal da região.

Gurgel, Ferreira e Luiz (2003) estudaram a variabilidade anual e inter-anual e o tempo de resposta do NDVI à precipitação em todas as regiões brasileiras. Dentre os resultados obtidos, relataram que a vegetação de regiões com períodos secos e chuvosos bem definidos, apresentava ciclo anual de NDVI bem típico, respondendo de forma rápida à ocorrência de chuva.

Considerando que o valor do NDVI varia em função da fitomassa e que o acúmulo desta depende, dentre outros fatores, da disponibilidade hídrica, Almeida e Batista (1998) estudaram a relação entre a precipitação pluviométrica e o NDVI na bacia amazônica. Não obstante, os resultados obtidos indicaram que houve uma baixa correlação entre estas variáveis, possivelmente devido ao tempo necessário para ocorrência de resposta do NDVI à precipitação. Segundo os autores, os melhores coeficientes de correlação foram obtidos com tempo de resposta de dois meses, entre a ocorrência da precipitação e a variação do NDVI.

Verona (2002) também encontrou baixíssima correlação entre a precipitação e o NDVI ao estudar o desenvolvimento fenológico da cobertura vegetal da Floresta Nacional do Tapajós, no Pará. Segundo a autora, isto teria ocorrido, provavelmente, devido à rápida saturação do índice dentro do ambiente florestal.

Viedma et al. (1997) utilizaram o NDVI para estudar os processos de regeneração da cobertura vegetal após a ocorrência de incêndios florestais no litoral

mediterrâneo da Espanha. Verificaram que a variação do NDVI estava mais correlacionada com a densidade de plantas e textura do solo do que com o índice de precipitação pluviométrica do período analisado.

Araújo (2004) avaliou o potencial do uso de imagens, obtidas por meio de videografia aérea digital multiespectral, para estimativa da produtividade e manejo de culturas de grãos. Os resultados obtidos indicaram que o NDVI teve uma melhor correlação com a estimativa da produtividade, quando comparado ao emprego individualizado de bandas espectrais do vermelho e do infravermelho próximo. Contudo, os valores de NDVI e IAF teriam apresentado uma correlação considerada baixa pelo pesquisador.

2.7 Metodologia

2.7.1 Descrição das características da bacia hidrográfica

A bacia do rio Verde situa-se na sub-bacia do rio Paranaíba, pertencente a bacia do Paraná, no sudoeste do estado de Goiás (Figura 6), estendendo-se sobre os municípios de Acreúna, Caiapônia, Maurilândia, Montividiu, Paraúna, Rio Verde, Santa Helena de Goiás, Santo Antônio da Barra e Turvelândia (Figura 7).

Figura 6 - Localização da Bacia do rio Verde em Goiás, Brasil

Figura 7 - Municípios que compõem a bacia do rio Verde, Goiás, Brasil

Juntos, estes municípios possuem 27170 km² (IBGE, 2009b). Deste total, 12725,2 km² compõem a área de drenagem da bacia, sendo que os únicos municípios que se encontram totalmente dentro desta são Santa Helena de Goiás, Santo Antônio da Barra.

Para identificar e quantificar os possíveis efeitos da alteração da cobertura do solo sobre o balanço hídrico desta bacia foi necessário criar um banco de dados contendo informações sobre a agrometeorologia e hidrologia regional, assim como uma série histórica de imagens digitais, obtidas através de sensoriamento remoto orbital.

Isto explica o motivo da escolha da bacia do rio Verde para implantação deste estudo, visto que, dentre as inúmeras existente, foi a que apresentou um crescimento significativo na área agrícola, conforme a Figura 5, e possuía as informações necessárias para construção do banco de dados.

Neste estudo, foram estabelecidos dois cenários, um denominado Período 1, que compreende os anos de 1995 a 2001, em que se registrou uma área agrícola municipal de 644000ha em média, e outro cognominado de Período 2, que inclui os anos de 2002 a 2008, com uma área agrícola média de 898000ha.

2.7.2 Composição do banco de dados

2.7.2.1 Componentes do balanço hídrico anual

Os dados de precipitação pluviométrica, assim como os de vazão, foram obtidos junto à Agência Nacional das Águas - ANA. A Figura 8 apresenta a localização dos postos utilizados para cômputo da precipitação média da bacia, assim como os respectivos códigos adotados pela ANA.

Analisando os dados de precipitação mensal, constataram-se 30 falhas, cerca de 2% do total de dados que poderiam ter sido coletados nos setes postos (Figura 8), entre Janeiro de 1995 a Dezembro de 2008.

O preenchimento destas falhas foi realizado através do método da Regressão Linear Simples (BERTONI; TUCCI, 2007), que consiste em efetuar regressões entre o posto com falhas e seus vizinhos. Para tanto, utilizaram-se dados registrados em

diversos postos da região, no período compreendido entre maio de 1975 e setembro de 2009. Deste modo, a precipitação do mês com falha foi estimada pela equação de regressão que apresentou maior coeficiente de correlação (Anexo A).

Figura 8 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos e seus respectivos códigos

A análise de consistência dos totais mensais de precipitações foi realizada com o objetivo de confirmar o grau de homogeneidade dos dados de cada posto em relação aos dos seus vizinhos, segundo o método da Dupla Massa (BRUCE; CLARK, 1975), amplamente adotado nas condições brasileiras (BERTONI; TUCCI, 2007).

Desta forma, foram utilizados dados de precipitação anual, registrados entre 1976 e 2008, para confrontar os valores acumulados de cada um dos postos com a média acumulada dos demais (Anexo B).

Após a confirmação da consistência destes dados, a precipitação média mensal da bacia foi obtida através do método dos polígonos de Thiessen (HEWLETT, 1982; BERTONI; TUCCI, 2007).

Neste método, a precipitação média é estimada ponderando-se a área de influencia de cada posto, segundo a Eq. (1)

$$P_m = \frac{\sum A_i P_i}{A} \quad (1)$$

em que:

A_i - área de influencia do posto;

P_i - precipitação registrada no posto i ;

A - área total da bacia hidrográfica.

A bacia hidrográfica do rio Verde possui duas estações fluviométricas, uma na porção média do rio, denominada Paraúna neste trabalho, por situar-se no município homônimo, e outra mais à jusante do rio, designada Maurilândia, pelo mesmo motivo, sendo a localização de ambas apresentada na Figura (9), enquanto que a Tabela 1 descreve as características de cada uma.

Tabela 1 - Código das estações fluviométricas, segundo a Agência Nacional das Águas, área de drenagem, método de estimativa da vazão e coordenadas geográficas

	Estação	
	Maurilândia	Paraúna
Código ANA	60798000	60790000
Área de drenagem (km²)	12725,2	8682,8
Método de estimativa da vazão	Curva de descarga	
Latitude Sul	-17°58'27"	-17°32'29"
Longitude Oeste	-50°20'14"	-50°33'22"

Figura 9 - Localização da estação fluviométrica de Paraúna e Maurilândia na bacia do rio Verde, código ANA 60798000 e 60790000, respectivamente

Tal como a série de dados de precipitação, a de vazão também apresentou falhas que necessitaram ser estimadas para se obter os totais mensais. Entre Janeiro de 1995 e Dezembro de 2008 ocorreram 5 falhas na série de dados de vazão, duas na estação de Paraúna e três na de Maurilândia, representando menos de 1,5% do total possível de ser registrado no período, em ambas. O método adotado para preenchimento destas falhas consistiu em efetuar regressões lineares simples com dados de vazão mensal registrados, concomitantemente em ambas as estações, entre Julho de 1974 e Setembro de 2009 (Anexo C). Procedimento semelhante foi adotado por Pruski et al. (2005) para estimar dados de vazão, quando estudou a variação desta variável e da precipitação na bacia do rio São Francisco.

Com o preenchimento destas falhas, verificou-se a consistência da série adotando-se o mesmo procedimento da análise dos dados de precipitação, sendo os resultados apresentados no Anexo D.

Para a modelagem do balanço hídrico considerou-se o princípio da conservação de massas, no qual a água que entra em um sistema, subtraída daquela que ficou armazenada, deve ser equivalente àquela que o deixou. Por conseguinte, são avaliados

os movimentos e armazenamentos da água nas suas diferentes formas, conforme a Eq. (2), descrita por Peixoto e Oort (1992):

$$S = P - ET_r - R_u - R_0 \quad (2)$$

em que:

S - taxa de variação do armazenamento;

P - precipitação;

ET_r - evapotranspiração real;

R_u - runoff subterrâneo;

R_0 - runoff superficial.

Em longos intervalos de tempo e em extensas áreas, a taxa de variação do armazenamento e o escoamento subterrâneo podem ser considerados insignificantes, sendo geralmente desconsiderado quando se trabalha com médias temporais ($\bar{}$) e espaciais ($||$) (PEIXOTO; OORT, 1992). Desta forma, para avaliação da evapotranspiração da bacia do rio Verde, assumiu-se que as variáveis S e R_u poderiam ser suprimidas, sobretudo por se tratar de uma estimativa do total anual e por ser uma bacia hidrográfica extensa (12725,2 km²). Logo, a simplificação do modelo de balanço hídrico, adotado neste estudo para cômputo da evapotranspiração, resultou na Eq. (3):

$$|\overline{ET_r}| = |\overline{P}| - |\overline{R_0}| \quad (3)$$

em que:

ET_r - Evapotranspiração real, mm.ano⁻¹ ou m³.ano⁻¹;

P - Precipitação pluviométrica, mm.ano⁻¹ ou m³.ano⁻¹;

R_0 - Vazão do rio, mm.ano⁻¹ ou m³.ano⁻¹.

2.7.2.2 Planos de informações

Os planos de informações (PIs) utilizados neste trabalho foram obtidos junto ao Sistema Estadual de Estatística e de Informações Geográficas (SIEG) do Estado de Goiás, o que permitiu a construção de um banco de dados digitais vetoriais sobre, rede de drenagem, corpos d'água e limites municipais e da bacia hidrográfica do rio Verde.

Também foram utilizadas imagens digitais do sensor Thematic Mapper (TM) instalado no satélite Landsat-5, fornecidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). A Tabela 2 mostra as datas de passagem do satélite, a Órbita e o Ponto de cada imagem.

Tabela 2 - Órbita, Ponto e data de aquisição das imagens do satélite Landsat-5, sobre a bacia hidrográfica do rio Verde, Goiás

Órbita / Ponto			
	222/72	222/73	223/72
Período 1	17/6/1995	17/6/1995	8/6/1995
	5/7/1996	5/7/1996	28/7/1996
	22/6/1997	22/6/1997	15/7/1997
	9/6/1998	9/6/1998	16/6/1998
	28/6/1999	28/6/1999	21/7/1999
	3/7/2001	3/7/2001	8/6/2001
Período 2	9/7/2003	9/7/2003	30/6/2003
	27/7/2004	27/7/2004	18/7/2004
	12/6/2005	12/6/2005	19/6/2005
	15/6/2006	15/6/2006	22/6/2006
	4/7/2007	18/6/2007	9/6/2007
	22/7/2008	22/7/2008	13/7/2008

A seleção destas imagens foi baseada em dois critérios predefinidos: ausência de nuvens sobre a bacia e data de aquisição entre Junho e Julho.

O primeiro critério deve-se ao fato de que a presença de nuvem pode atenuar, ou impedir a detecção do comportamento espectral do alvo na faixa do visível e infravermelho, devido à absorção e espalhamento da radiação por suas gotículas (LIU, 2006).

Da mesma forma, a modelagem da evapotranspiração pelo método SEBAL também pode ser comprometida quando se utilizam imagens com nuvem, uma vez que, segundo Waters et al. (2002), mesmo uma fina camada de nuvens pode provocar uma elevada absorção da radiação na faixa do termal, gerando grandes erros na estimativa do fluxo de calor sensível.

Optou-se por trabalhar com imagens de Junho e Julho visto que, devido às colheitas, queimadas e déficit hídrico, neste período detecta-se a maior proporção de áreas com solos sem cobertura vegetal, assim como ocorre menor incidência de nuvens.

Como mostra a Tabela 2, as imagens de 2000 e 2002 não foram incluídas no banco de dados, devido à presença de nuvens sobre a bacia, durante o período estudado.

Para efetuar a retificação geométrica destas imagens, adquiriu-se também um Mosaico Geocover Landsat, produzido pela Earth Satellite Corporation e distribuído pela agência espacial americana (NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION - NASA, 2009), com extensão MrSID (Multi-resolution Seamless Image Database).

Dentre os mosaicos disponíveis, utilizou-se o produto GeoCover circa 2000, correspondente à quadrícula S-22-15_2000, que representa a área de estudo. Este produto foi composto por imagens ortorretificadas, com as bandas 7, 4 e 2 em vermelho, verde e azul (RGB), respectivamente, obtida pelos sensor ETM+ do satélite Landsat-7, com resolução do pixel de 14,25m, sendo fornecido na projeção UTM (Universal Transversa de Mercator), com Elipsóide e Datum em WGS84 (World Geodetic System 1984).

2.7.2.3 Elementos meteorológicos

Os dados de radiação solar, velocidade do vento, umidade relativa do ar e temperatura máxima e mínima foram registrados por uma estação meteorológica instalada no município de Santa Helena de Goiás, situada a 50°33'36" de longitude Sul, 17°51'0" de latitude Oeste e 562 metros de altitude, sendo fornecidos pelo Sistema Nacional de Dados Ambientais (INPE/CRN/SINDA).

2.7.3 Pré-processamento das imagens de satélite

Todas as etapas do pré-processamento, assim como da transformação, classificação e modelagem do SEBAL foram realizadas com o aplicativo ERDAS (Earth Resources Data Analysis System) Imagine, versão 9.1.

2.7.3.1 Empilhamento de imagem

Inicialmente, para que todas as bandas estivessem com a mesma resolução espacial, foi necessário reamostrar a banda 6 (termal), transformando o tamanho do pixel de 120 para 30m. Em seguida, efetuou-se o empilhamento das sete bandas, originando um único arquivo para ser utilizado na modelagem do SEBAL e geração de imagens de NDVI.

2.7.3.2 Retificação geométrica

A retificação geométrica consiste em utilizar uma imagem digital como referência para o registro de outras de interesse. Este procedimento tem como objetivo a supressão de erros inerentes ao sistema de coleta de dados, gerados devido à movimentação do satélite e esfericidade planetária (MOREIRA, 2005), sendo uma etapa fundamental, para padronizar imagens obtidas por diferentes sensores, obter informações tridimensionais de imagens registradas em diferentes posições, geração de mosaicos de imagens e análises comparativas de imagens multitemporais (INPE, 2008).

Neste trabalho, a imagem GeoCover circa 2000 (Item 2.7.2.2) foi re-projetada para o Elipsóide e Datum SAD69 (South American, Datum 1969), tornando-se a referência para a retificação geométrica das imagens descritas na Tabela 1.

Para o registro de cada imagem, selecionaram-se 15 pontos de controle distribuídos por toda imagem, sendo estes, geralmente, obtidos em cruzamento de estradas e centro de áreas irrigadas com pivô-central.

O modelo geométrico de correção utilizado foi o polinomial de grau 1, uma vez que as imagens foram previamente processadas geometricamente pelo INPE.

Por preservar os valores radiométricos originais das imagens (VERONA, 2002; PIRES, MARTINS, 2006), o interpolador do Vizinheiro Mais Próximo foi o escolhido para a reamostragem dos níveis de cinza.

A avaliação da confiabilidade do processo foi baseada no erro médio quadrático, ou erro RMS (Root Mean Square Error), que quantifica o desvio dos valores calculados em relação aos valores de referência.

De acordo com o INPE (2008), em áreas urbanas, pode-se aceitar um RMS de 0,5 pixel, quando a imagem apresenta resolução de 30m, como a do sensor TM do Landsat-5. Em áreas florestadas, o erro aceitável pode ser de três pixels em imagens com esta resolução, devido à dificuldade de obtenção de pontos de controle. Neste trabalho, o RMS de todas as imagens resultou em valores ao redor de 0,3 pixel.

2.7.3.3 Delimitação da área de drenagem da bacia do rio Verde

O recorte de imagem foi realizado para se demarcar a área de estudo, reduzindo-se assim o tempo de processamento e o espaço necessário para armazenamento de dados em hardware. Para tanto, utilizou-se como referência um PI (vetorial) contendo a rede de drenagem e os limites da bacia.

2.7.3.4 Conversão de números digitais em radiância

A transformação do número digital (ND) do pixel em radiância espectral monocromática, assim como a geração de PIs de reflectância e NDVI, foi realizada conforme a metodologia descrita na modelagem do SEBAL (WATERS et al., 2002).

A radiância representa a energia emitida por cada pixel, medida em cada banda ao nível do satélite (705 km de altitude). Para tanto, utilizou-se a Eq. (4) referida por Markham e Baker (1987):

$$L_{\lambda b} = LMIN_{\lambda b} + \left(\frac{LMAX_{\lambda b} - LMIN_{\lambda b}}{255} \right) \cdot QCAL \quad (4)$$

em que:

$L_{\lambda b}$ - radiância espectral na banda b, $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$;

$LMIN_{\lambda b}$ - radiância espectral mínima na banda b, $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$;

$LMAX_{\lambda b}$ - radiância espectral máxima na banda b, $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$;

QCAL - intensidade do pixel (ND), número inteiro variando de 0 a 255.

Os valores de $LMIN_{\lambda 1}$ e $LMAX_{\lambda 1}$ utilizados são aqueles apresentados por Helder et al. (2008) e encontram-se na Tabela 3.

Tabela 3 - Valores de radiância espectral máxima ($LMAX_{\lambda b}$) e mínima ($LMIN_{\lambda b}$), data de aquisição da imagem pelo Landsat-5 e respectivas bandas

Banda	Aquisição	$LMIN_{\lambda b}$	$LMAX_{\lambda b}$
		$(W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1})$	
1	01/03/84 - 31/12/91	-1,5200	169,0000
	01/01/92 - atual	-1,5200	193,0000
2	01/03/84 - 31/12/91	-2,8400	333,0000
	01/01/92 - atual	-2,8400	365,0000
3	01/03/84 - atual	-1,1700	264,0000
4	01/03/84 - atual	-1,5100	221,0000
5	01/03/84 - atual	-0,3700	30,2000
6	01/03/84 - atual	1,2378	15,3032
7	01/03/84 - atual	-0,1500	16,5000

Fonte: Helder et al. (2008)

2.7.3.5 Cômputo da Reflectância

A reflectância aparente foi utilizada na modelagem do SEBAL e para gerar os Pls de NDVI, sendo obtida pela razão entre o fluxo da radiação refletida e a incidente, a partir da Eq. (5) apresentada por Markham e Barker (1986):

$$\rho_{t,b} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda b} \cdot d^2}{ESUN_{\lambda b} \cdot \cos\theta_s} \quad (5)$$

em que:

$\rho_{t,b}$ - reflectância aparente na banda b;

$L_{\lambda b}$ - radiância espectral na banda b, $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$;

d^2 - distância Terra-Sol, unidades astronômicas;

$ESUN_{\lambda b}$ - irradiância solar espectral da banda b no topo da atmosfera, $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$, Tabela 4;

θ_s - ângulo zenital solar,

Tabela 4 - Irradiância solar exoatmosférica ($ESUN_{\lambda b}$) da banda b no topo da atmosfera, detectada pelo Landsat-5

Banda sensor TM	$ESUN_{\lambda b}$ ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}$)
1	1957
2	1826
3	1554
4	1036
5	215
7	80,67

Fonte: Chander e Markham (2003)

O ângulo zenital solar correspondente ao dia da passagem do satélite sobre o alvo foi extraído do arquivo de dados (XLM) da imagem em questão, enquanto que a distância média entre a Terra e Sol neste dia foi obtida por meio da Eq. (6) apresentado por Duffie e Beckman (1980):

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{DOY \cdot 2 \cdot \pi}{365}\right)} \quad (6)$$

em que:

DOY - dia de ordem do ano, Juliano.

2.7.4 Processamento das imagens de satélite

2.7.4.1 Índice de vegetação da diferença normalizada

Os PIs de NDVI foram utilizados na quantificação da área da bacia com solo exposto e na modelagem do SEBAL, para a estimativa da emissividade e rugosidade da superfície e da densidade de fluxo de calor no solo.

Estes PIs foram obtidos conforme a metodologia proposta por Rouse et al. (1973), que emprega a razão descrita pela Eq. (7) para normalizar os dados, reduzindo-se assim os efeitos da variação sazonal do ângulo solar e da atenuação atmosférica.

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (7)$$

em que:

ρ_{IV} - reflectância na faixa do infravermelho próximo;

ρ_V - reflectância na faixa do vermelho.

Para o estudo da variação da cobertura do solo, efetuou-se a análise não supervisionada das imagens de NDVI, gerando-se duas classes, Vegetação e Solo Exposto.

2.7.4.2 Geração de mosaicos

Por situar-se entre duas órbitas, 222 e 223, e dois pontos, 72 e 73, (Tabela 2), com distintos períodos de imageamento da superfície terrestre, cada recorte da imagem foi trabalhado individualmente até ser gerado o produto final daquela área, quer seja NDVI ou evapotranspiração. Somente então, através de mosaicagem destes recortes, obtiveram-se os PIs de NDVI e evapotranspiração total da bacia hidrográfica.

A configuração que apresentou os melhores resultados na composição dos mosaicos foi a seguinte:

Set Overlap Option

Interseption Type:

No Cutline Exists

Select Function:

Maximum

Output Image Options

Define Output Map Area(s)

Union of All Inputs

Output Cell Size – X: 30 meters; Y: 30 meters

Output Data Type: Unsigned 8 bit

As demais configurações foram mantidas no padrão da ferramenta mosaico.

2.7.4.3 Descrição do modelo SEBAL

Com o desenvolvimento deste trabalho, verificou-se que seria necessário avaliar a evapotranspiração mensal. Como citado no Item 2.7.2.1, a Eq. (3) somente pode ser empregada para estimar ET_r em períodos longos, de no mínimo um ano, caso contrário, tanto o runoff subterrâneo, como o superficial devem ser determinados, o que seria oneroso e demandaria muito tempo em área do tamanho da bacia hidrográfica do rio Verde.

Desta forma, a solução adotada para se estimar a evapotranspiração real mensal foi empregar o método do SEBAL, proposto por Bastiaanssen (1995) e descrito por Waters et al. (2002).

Devido à indisponibilidade de dados agroclimatológicos, de anos anteriores a 1999, a modelagem do SEBAL foi realizado somente em um ano de cada período estudado.

A modelagem do SEBAL foi realizada através da ferramenta Model Maker do programa ERDAS Imagine 9.1, sendo que fluxograma representado pela Figura 10

mostra resumidamente todas as etapas de obtenção do balanço de radiação à superfície por este modelo.

Figura 10 - Fluxograma empregado na estimativa do balanço de radiação à superfície no modelo SEBAL

2.7.4.3.1 Calibração radiométrica e cômputo da reflectância

A conversão dos números digitais em radiância e geração de PIs de reflectância foram descritas nos Itens 2.7.3.4 e 2.7.3.5, respectivamente.

2.7.4.3.2 Albedo Planetário

O albedo planetário (α_{toa}), não ajustado à transmissividade atmosférica, foi obtido pela Eq. (8), segundo Waters et al. (2002), considerando a reflectância nas bandas de 1 a 5 e da 7:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (8)$$

2.7.4.3.3 Albedo da superfície

O albedo da superfície (α) foi obtido pela Eq. (9), considerando os efeitos da transmissividade da atmosfera sobre os Pls de albedo planetário (WATERS et al., 2002):

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_r}{\tau_{sw}^2} \quad (9)$$

em que:

α_r - radiação solar refletida pela atmosfera, igual a 0,03 (BASTIAANSEN, 2000);

τ_{sw} - transmissividade atmosférica.

A τ_{sw} representa à relação entre a radiação solar de onda curta que incide no topo da atmosfera e a que chega de forma direta e difusa na superfície terrestre, considerando desta forma os efeitos da absorção e reflexão atmosférica. Na Eq. (9), a potência 2 deve-se ao duplo caminho percorrido pela radiação, sendo um na direção da superfície terrestre e outro na do sensor. Assumindo-se condições de céu claro, a τ_{sw} foi obtida pela Eq. (10), segundo Waters et al. (2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z \quad (10)$$

em que:

z - altitude da estação meteorológica, m.

2.7.4.3.4 Índices de Vegetação

O Índice de Área Foliar (IAF), razão entre a área total da superfície foliar e daquela projetada pela planta no solo, permite uma estimativa da biomassa e da resistência da cobertura vegetal ao fluxo de vapor, assim como da emissividade de cada pixel da imagem.

De acordo Kergoat (1998), o índice de área foliar é uma importante variável que está diretamente relacionada à absorção de radiação e transferências turbulentas ocorridas entre a vegetação e atmosfera, sendo considerada fundamental na modelagem da evapotranspiração e fotossíntese.

Turner et al. (1999) também citam que o mapeamento e monitoramento do IAF são importantes na modelagem da distribuição espacial da produtividade vegetal, evapotranspiração e balanço de energia

Para se estimar o IAF, utilizou-se o modelo empírico (Eq. 11) desenvolvido no Estado americano de Idaho, conforme citado por Bastiaanssen (1998), apud Allen et al. (2007):

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (11)$$

em que:

IAF - Índice de Área Foliar, $m^2.m^{-2}$;

SAVI - Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (Soil Adjusted Vegetation Index).

Segundo Huete (1988), o SAVI minimiza os efeitos indesejáveis do brilho do solo sobre índices espectrais de vegetação em imagens digitais, podendo ser obtido por (Eq. 12):

$$SAVI = \frac{(1 + L_H) \cdot (\rho_{IV} - \rho_V)}{L_H + (\rho_{IV} + \rho_V)} \quad (12)$$

em que:

L_H - constante, igual a 0,5 (HUETE, 1988).

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada foi obtido como descrito no Item 2.7.4.1.

2.7.4.3.5 Emissividade da superfície

A emissividade espectral da superfície terrestre (ε) é uma variável que descreve a eficiência da matéria em emitir radiação eletromagnética, quando comparada com um corpo negro a uma mesma temperatura, sendo especialmente empregada na estimativa da temperatura de superfície a partir de medidas radiométricas de sensores remotos.

No modelo SEBAL, estimam-se duas emissividades, sendo uma na faixa espectral de 8 a 14 μm (ε_0) e outra na faixa de 10,42 a 12,50 μm (ε_{NB}). Neste trabalho, ε_0 e ε_{NB} foram obtidas a partir dos modelos empíricos (Eq. 13 e 14, respectivamente) apresentados por Waters et al. (2002):

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot IAF \quad (13)$$

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot IAF \quad (14)$$

As Eq. (13 e 14) são válidas para os limites nos quais foram desenvolvidas, em que o NDVI deve ser maior que zero e o IAF menor que 3. Para IAF maior ou igual a 3, ε_0 torna-se igual a ε_{NB} assumindo o valor de 0,98.

Quando o NDVI apresenta valores inferiores a zero, como no caso de corpos d'água, ε_0 e ε_{NB} resultam em 0,985 e 0,99, respectivamente:

2.7.4.3.6 Temperatura da Superfície

A temperatura da superfície foi estimada considerando os valores de emissividade de cada pixel, aplicados no modelo de Plank, invertido, para corpos radiadores seletivos (Eq. 15), segundo Markham e Barker (1986):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} \cdot K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \quad (15)$$

em que:

T_s - temperatura da superfície não corrigida, K;

K_1 - constante de calibração igual a 607,76 W.m⁻².sr⁻¹.μm⁻¹ (CHANDER; MARKHAN, 2003);

K_2 - constante de calibração igual a 1260,56 K (CHANDER; MARKHAN, 2003);

$L_{\lambda 6}$ - radiância espectral aparente na banda 6 do sensor TM, W.m⁻².sr⁻¹.μm⁻¹.

Deve-se destacar que, para a correção da T_s , devido aos efeitos da atmosfera e propriedade da emissividade dos alvos, seria necessário estimar a radiância termal corrigida a partir de modelos de simulação de transferência radiativa, informações sobre a condição atmosférica no momento da passagem do satélite e valores da emissividade de diferentes alvos na superfície. Informações que nem sempre estão disponíveis. Não obstante, os efeitos da ausência de correção atmosférica podem ser considerados pequenos sobre o cômputo da evapotranspiração, devido ao mecanismo de calibração entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar, o qual foi empregado na obtenção do fluxo de calor sensível (ALLEN et al., 2007).

2.7.4.3.7 Radiação de Onda Longa Emitida

Para o cômputo da radiação de onda longa emitida pela superfície utilizou-se a Eq. (16), fundamentada na lei de Stefan-Boltzmann, a qual estabelece que a densidade de fluxo de energia emitida é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (16)$$

em que:

$R_{L\uparrow}$ - radiação de onda longa emitida pela superfície, $W.m^{-2}$;

σ - constante de Stefan-Boltzman, igual a $5,67.10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$;

T - temperatura absoluta da superfície, K.

2.7.4.3.8 Radiação de Onda Curta Incidente

A densidade de fluxo de radiação de onda curta, composta pelo fluxo de radiação solar direta e difusa, constitui a principal fonte de energia utilizada na evapotranspiração.

De acordo com Allen et al. (2007), em imagens digitais de locais com pouca declividade e com área de até $2500 km^2$, obtidas em condições de céu claro, $R_{S\downarrow}$ pode ser estimada a partir da Eq. (17):

$$R_{S\downarrow} = G_{SC} \cdot \cos\theta \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (17)$$

em que:

G_{SC} - constante solar, valor médio igual a $1367 W.m^{-2}$;

$\cos\theta$ - cosseno do ângulo zenital solar, graus;

d_r - inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol.

O ângulo zenital solar foi calculado subtraindo-se de 90° o valor do ângulo de elevação do Sol (β), sendo este registrado no momento da passagem do satélite e fornecido no arquivo de dados de cada imagem (arquivo XLM).

A distância relativa Terra-Sol foi calculada com a Eq. (18), citada por Duffie e Beckman (1980), considerando a data de passagem do satélite (dia Juliano - DJ):

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(DJ \cdot \frac{2 \cdot \pi}{365}\right) \quad (18)$$

2.7.4.3.9 Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa incidente corresponde àquela emitida pela atmosfera em direção da superfície, sendo computada pelo modelo de Stefan-Boltzman (Eq. 19):

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (19)$$

em que:

$R_{L\downarrow}$ - emissividade atmosférica em direção a superfície, $W.m^{-2}$;

ε_a - emissividade da atmosfera (adimensional);

T_a - temperatura da superfície no pixel frio.

A variável ε_a foi estimada a partir do modelo empírico (Eq. 20) citado por Waters et al. (2002):

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (20)$$

2.7.4.3.10 Saldo de Radiação

O saldo de radiação (R_n) constitui o resultado do cômputo da energia radiante recebida e emitida pela superfície na forma de ondas curtas e longas. Matematicamente, R_n pode ser expresso por (Eq. 21):

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) \cdot R_{L\downarrow} \quad (21)$$

Na Eq. (21), o termo $(1 - \varepsilon_0) \cdot R_{L\downarrow}$ foi acrescentado ao modelo clássico de estimativa de R_n por Allen et al. (2007) para computar a proporção da densidade de fluxo de radiação de onda longa emitida pela atmosfera que foi refletida pela superfície.

2.7.4.3.11 Densidade de Fluxo de Calor no Solo

Sendo considerada a fração do saldo de radiação que foi transferida por condução térmica, o fluxo de calor no solo foi obtido pelo modelo empírico (Eq. 22), apresentado por Bastiaanssen (2000):

$$G_o = \left[\left(\frac{T_s}{\alpha} \right) \cdot (0,0038 \cdot \alpha + 0,0074 \cdot \alpha^2) \cdot (1 - 0,98 \cdot NDVI^4) \right] \cdot R_n \quad (22)$$

em que:

G_o - densidade de fluxo de calor no solo, $W \cdot m^{-2}$;

T_s - temperatura da superfície, $^{\circ}C$.

Quando o NDVI foi menor que zero, assumiu-se que o alvo era água, sendo G_o equivalente a 50% de R_n (WATERS et al., 2002).

2.7.4.3.12 Densidade de Fluxo de Calor Sensível

A Densidade de fluxo de calor sensível (H) corresponde à fração do saldo de radiação empregada nos processos de aquecimento do ar e das plantas, sendo estimada na modelagem do SEBAL pela função aerodinâmica (Eq. 23):

$$H = \rho_{ar} \cdot C_p \cdot \frac{dT}{r_{ah}} \quad (23)$$

em que:

ρ_{ar} - densidade do ar, igual a $1,15 \text{ kg.m}^{-3}$;

C_p - calor específico do ar sob pressão constante, igual a $1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$;

dT - diferença de temperatura entre duas alturas z_1 e z_2 , K;

r_{ah} - resistência aerodinâmica ao transporte de calor, s.m^{-1} .

O modelo representado pela Eq. (23) apresenta certa dificuldade de resolução devido a suas duas incógnita, dT e r_{ah} . Para contornar esta limitação, o modelo SEBAL utiliza dois pixels da imagem, denominados Pixel Âncora, que permitiriam estimativas confiáveis de valores de dT e, por conseguinte, de H (WATERS et al., 2002).

A partir desta suposição, assumiu-se inicialmente que a atmosfera ao redor da estação meteorológica encontrava-se em condições de estabilidade neutra e estimou-se r_{ah} empregando o modelo (Eq. 24), com z_1 e z_2 igual a 0,1 e 2 m, respectivamente:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u^* \cdot k} \quad (24)$$

em que:

u^* - velocidade de fricção, m.s^{-1} ;

k - constante de von Karmam, 0,41.

Para estimativa de u^* , utilizou-se dados de velocidade do vento (u), registrados pela estação meteorológica (Item 2.7.2.3) situada na área de estudo, os quais foram aplicados ao modelo (Eq. 25):

$$u^* = \frac{k \cdot u_z}{\ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right)} \quad (25)$$

em que:

u_z - velocidade média do vento na altura z , m.s^{-1} ;

z - altura do sensor de detecção da velocidade do vento, m;

z_{0m} - coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum, m.

O z_{0m} é um parâmetro que está associado à rugosidade da superfície vegetada, variando em função de sua altura média, segundo o modelo (Eq. 26) citado por Brutsaert (1982):

$$z_{0m} = 12 \cdot h \quad (26)$$

em que:

h - altura média da vegetação na área da estação agrometeorológica, m.

Com os valores de u^* e z_{0m} , estimou-se a velocidade média do vento a 100m de altura, empregando-se o modelo (Eq. 27) que descreve o perfil logarítmico do vento (WATERS et al., 2002):

$$u_{100} = u^* \cdot \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (27)$$

Considerando a hipótese de que a rugosidade da superfície não afetaria a velocidade do vento a 100m de altura, sendo esta, por conseguinte, constante neste nível (ALLEN et al., 2007), utilizou-se a Eq. (28) para se estimar a u^* em cada pixel da imagem.

$$u^* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (28)$$

Nesta etapa, a variável z_{0m} da Eq. (28) também foi estimada em cada pixel da imagem, porém, a partir do modelo (Eq. 29) citado por Bastiaanssen (2000).

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 \cdot SAVI) \quad (29)$$

Para o cômputo do gradiente de temperatura do ar (dT), o modelo utiliza uma solução denominada Calibração Interna, que consiste em atribuir valores de H para estimar a dT nos dois Pixels Âncora. Para tanto, um destes pixels foi denominado Frio, assumindo-se que este representaria um local sem déficit hídrico, ou com fluxo de calor sensível nulo ($H_{\text{frio}} = 0$). Logo, ao se colocar em evidência dT na Eq. (23) e considerar H_{frio} nulo, a diferença de temperatura no pixel Frio (dT_{frio}) também se anula, resultando na Eq. (30):

$$dT_{\text{frio}} = \frac{H_{\text{frio}} \cdot r_{\text{ah}}}{\rho_{\text{ar}} \cdot C_p} = 0 \quad (30)$$

O outro Pixel Âncora, denominado Quente, representava um local com déficit hídrico e fluxo de calor latente nulo ($\lambda ET_{\text{quente}} = 0$). Desta forma, o fluxo de calor sensível (H_{quente}) e a diferença de temperatura (dT_{quente}) neste pixel podem ser descritos pelas Eq. (31) e (32), respectivamente:

$$H_{\text{quente}} = R_n - G_0 \quad (31)$$

$$dT_{\text{quente}} = \frac{(R_n - G_0) \cdot r_{\text{ah}}}{\rho_{\text{ar}} \cdot C_p} \quad (32)$$

No modelo SEBAL, a diferenças de temperaturas dos demais pixels da imagem são estimadas assumindo-se a existência de uma relação linear positiva entre dT e T_s (Eq. 33), conforme relatam Bastiaanssen et al. (2005).

$$dT = a \cdot T_s + b \quad (33)$$

em que:

a - coeficiente angular;

b - coeficiente linear.

Substituindo-se a Eq. (33) na Eq. (30) e Eq. (32) obteve-se um sistema com duas equações (respectivamente, Eq. 34 e 35) e duas incógnitas, o que permitiu estimar os coeficientes a e b .

$$a \cdot T_S + b = 0 \quad (34)$$

$$a \cdot T_S + b = \frac{(R_n - G_0) \cdot r_{ah}}{\rho_{ar} \cdot C_P} \quad (35)$$

Na Eq. (34), a T_S foi registrada no pixel Frio, enquanto que na Eq. (35), as variáveis T_S , R_n , G_0 e r_{ah} foram obtidas no pixel Quente. A partir da determinação de a e b , efetuou-se o cômputo da densidade de fluxo de calor sensível para cada pixel da imagem (Eq. 36).

$$H = \rho_{ar} \cdot C_P \cdot \frac{(a \cdot T_S + b)}{r_{ah}} \quad (36)$$

Não obstante, os dados de u^* , r_{ah} e H , estimados até então, não correspondiam necessariamente à condição real de campo, servindo somente como informação inicial em um processo iterativo para se determinar a condição real de estabilidade atmosférica, em cada pixel da imagem.

Para se determinar as condições reais da atmosférica na imagem estudada, empregou-se a teoria de similaridade de Monin-Obukhov, a qual considera a rugosidade e estabilidade térmica da superfície, permitindo-se assim, uma estimativa mais adequada das variáveis u^* , r_{ah} e H (BRUTSAERT, 1982), especialmente nas condições do pixel Quente.

Por conseguinte, efetuou-se o cômputo do comprimento de Monin-Obukhov (L) para se determinar a estabilidade da atmosfera, a partir da Eq. (37):

$$L = - \frac{\rho_{ar} \cdot C_P \cdot u^{*3} \cdot T_S}{k \cdot g \cdot H} \quad (37)$$

em que:

- g - aceleração da gravidade, $9,81 \text{ m.s}^{-2}$;
- k - constante de von Karman igual a 0,41.

A Eq. (37) pode resultar em valores de L negativo, indicando a atmosfera instável, L nulo, implicando em atmosfera neutra ou L positivo, sugerindo atmosfera estável.

De acordo com os resultados obtidos de L , procedeu-se a determinação de valores para correção da estabilidade para o transporte de momento (Ψ_m) e de calor (Ψ_h), a partir de modelos citados por Paulson (1970) e Webb (1970). Assim, para condições de instabilidade da atmosfera ($L < 0$), a Ψ_m e Ψ_h foram estimadas pelos modelos (Eq. 38 e 39, respectivamente):

$$\Psi_{m(\text{alt})} = 2 \cdot \ln \left\{ \frac{1 + x_{\text{alt}}}{2} \right\} + \ln \left\{ \frac{1 + [x_{\text{alt}}]^2}{2} \right\} - 2 \cdot \text{ARCTAN}[x_{\text{alt}}] + 0,5 \cdot \pi \quad (38)$$

$$\Psi_{h(\text{alt})} = 2 \cdot \ln \left\{ \frac{1 + [x_{(\text{alt})}]^2}{2} \right\} \quad (39)$$

Na Eq. (38) e Eq. (39), o índice alt corresponde aos níveis acima do solo que foram adotados neste estudo (0,1, 2 e 100m de altura), sendo a variável $\Psi_{m(\text{alt})}$ determinada para os três. O termo x_{alt} também foi obtido para estes níveis, empregando-se a Eq. (40):

$$x_{\text{alt}} = \left(1 - 16 \cdot \frac{\text{alt}}{L} \right)^{0,25} \quad (40)$$

Quando as condições da atmosfera eram estáveis ($L > 0$), assumiu-se que não havia a Ψ_h , sendo a Ψ_m estimada pela Eq. (41):

$$\Psi_{m(alt)} = \frac{-5 \cdot alt}{L} \quad (41)$$

Para condições de atmosfera neutra ($L=0$), tanto a Ψ_m , quanto a Ψ_h foram desconsideradas. Desta forma, procedeu-se a obtenção de valores corrigidos de u^* e, por conseguinte, de r_{ah} , introduzindo os valores das Ψ_m e Ψ_h nos modelos (Eq. 42 e 43, respectivamente):

$$u^* = \frac{u_{100} \cdot k}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(100m)}} \quad (42)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u^* \cdot k} \quad (43)$$

Com a obtenção de r_{ah} corrigida, retornou-se ao cômputo de novos valores de dT para os pixels Quente e Frio, repetindo-se as estimativas das variáveis citadas anteriormente até que se obteve sucessivos valores estáveis de dT_{quente} e r_{ah} no pixel Quente.

2.7.4.3.13 Densidade de Fluxo de Calor Latente

O saldo de radiação corresponde à energia disponível no sistema para a fotossíntese, evapotranspiração e aquecimento do solo, ar e plantas. Considerando que menos de 3% de R_n é utilizado na fotossíntese e que a variação dos fluxos advectivos e de armazenamento fosse desprezível, o balanço de energia na superfície pode ser modelado pela Eq. (44) (PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997):

$$R_n \approx \lambda ET + H + G_0 \quad (44)$$

O modelo SEBAL utiliza o método residual da equação do balanço de energia para estimar o fluxo de calor latente no instante da passagem do sensor, como mostra a Eq. (45):

$$\lambda ET = R_n - H - G_0 \quad (45)$$

em que:

λET - densidade de fluxo de calor latente instantâneo, $W.m^{-2}$;

λ - calor latente de vaporização, $J.Kg^{-1}$.

O calor latente de vaporização de cada pixel foi estimado pela Eq. (46), citada por Pereira et al. (1997):

$$\lambda = (2497 - 2,37 \cdot T_s) \cdot 10^3 \quad (46)$$

em que:

T_s - temperatura da superfície, $^{\circ}C$.

2.7.4.3.14 Evapotranspiração Real

Para estimar a evapotranspiração instantânea, a partir da densidade de fluxo de calor latente instantâneo, utilizou-se a Eq. (47) (WATERS et al., 2002):

$$ET_{r(i)} = 3600 \cdot \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (47)$$

em que:

$ET_{r(i)}$ - evapotranspiração real instantânea, $mm.h^{-1}$.

No modelo SEBAL, a $ET_{r(i)}$ é transformada em valores diários a partir da fração evaporativa (FE) (BASTIAANSEN, 1995), expressa por Eq. (48):

$$FE = \frac{ET_{r(i)}}{ET_{0(i)}} \quad (48)$$

em que:

ET_0 - evapotranspiração de referência instantânea, $mm.s^{-1}$.

De acordo com Waters et al. (2002), a fração evaporativa, obtida no momento da passagem do satélite, é semelhante ao valor médio das FE, computadas nas 24 horas do dia de aquisição da imagem. Desta forma, a estimativa da evapotranspiração real diária, para cada pixel da imagem, foi realizada considerando a Eq. (49):

$$ET_{r(24h)} = ET_{0(24h)} \cdot FE \quad (49)$$

Utilizando este princípio, o modelo SEBAL assume que, a partir do saldo de radiação, densidade de fluxo de calor do solo e mapas de FE, pode-se estimar a evapotranspiração real acumulada para qualquer intervalo de tempo. Desta forma, empregou-se este princípio para determinar a evapotranspiração do período estudado.

2.7.5 Evapotranspiração de Referência

Neste trabalho, empregou-se o método padrão de estimativa da evapotranspiração de referência FAO-Penman-Monteith, detalhado por Allen et al. (1998) e representado matematicamente por (Eq. 50):

$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G_0) + \frac{\gamma \cdot 900 \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{t + 273}}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (50)$$

em que:

ET_0 - evapotranspiração de referência, mm.d⁻¹;

Δ - declividade da curva de pressão de vapor, kPa.°C⁻¹;

R_n - o saldo de radiação, MJ.m⁻².dia⁻¹;

G_0 - densidade de fluxo de calor do solo, MJ.m⁻².dia⁻¹;

γ - constante psicrométrica igual a 0,063kPa.°C⁻¹;

u_2 - velocidade média do vento a 2m de altura, m.s⁻¹;

e_s - pressão de saturação de vapor, kPa;

e_a - pressão atual de vapor, kPa;

t - temperatura média do ar a dois metros de altura, °C.

A pressão de saturação de vapor foi estimada utilizando-se o modelo de Tetens (Eq. 51), sendo a pressão atual de vapor obtida pela Eq. (52), enquanto que a declividade da curva de pressão de vapor foi computada pela Eq. (53) (PEREIRA; VILLA NOVA; SEDIYAMA, 1997):

$$e_s = 0,6108 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot t}{237,3 + t}} \quad (51)$$

$$e_a = \frac{UR\%}{e_s \cdot 100} \quad (52)$$

em que:

UR% - umidade relativa do ar, %.

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s}{(t + 237,3)^2} \quad (53)$$

2.7.6 Análise estatística

A análise estatística dos dados foi realizada com métodos clássicos utilizados em hidrologia (BRUCE; CLARK, 1975), através da obtenção da média, desvio padrão, coeficiente de variação, valor máximo e mínimo dos dados, sendo o teste F empregado para comparação de médias.

Utilizou-se também o aplicativo Table Curve 2 e 3D para gerar superfícies de resposta e respectivos modelos matemáticos. O teste t de Student foi utilizado para analisar a significância dos coeficientes destes modelos.

2.8 Resultado e discussão

2.8.1 Variação dos componentes do balanço hídrico na bacia do rio Verde

Considerando que a vazão de uma bacia é fortemente influenciada pela disponibilidade hídrica e demanda atmosférica, podendo também ser modificada por atividades antrópicas, o estudo da variabilidade do balanço hídrico foi realizado, computando-se inicialmente a precipitação pluviométrica da bacia do rio Verde. Este componente representa a principal fonte de entrada do sistema e a maior lâmina hídrica envolvida neste balanço, sendo os resultados apresentados a seguir.

2.8.1.1 Precipitação pluviométrica

Durante a realização deste estudo, constatou-se que existiam três estações pluviométricas instaladas no interior da bacia do rio Verde, como mostra a Figura 11.

Com uma área total de 12725km^2 , pode-se afirmar que esta bacia possui uma densidade muito baixa de postos, que seriam necessários para o monitoramento desta variável, uma vez que a precipitação registrada por cada estação seria representativa de $4241,7\text{km}^2$ de superfície.

De acordo com a recomendação da Organização Meteorológica Mundial - WMO, os dados de precipitação, coletados em pluviômetros, devem ser considerados representativos de uma área com no máximo 575 km^2 , quando situada no interior do continente e em condições de relevo plano (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1994). Esta localização geográfica e a característica do relevo são semelhantes às aquelas encontradas na região do rio Verde.

Não obstante, no Brasil são raras as bacias hidrográficas que apresentam adequada distribuição e densidade de estações pluviométricas. Infelizmente, a do rio Verde, ainda não se constitui em uma delas.

De fato, Setti et al. (2000) citam que a rede hidrométrica brasileira possui 2260 estações pluviométricas convencionais, o que representa em média, uma estação para cada 3766km^2 de superfície. Nas bacias do Paraná e Paraguai, a densidade é relativamente maior, resultando em uma estação para 2177km^2 .

Figura 11 - Polígonos gerados na aplicação do método de Thiessen, na bacia do rio Verde, GO, a partir de dados georreferenciados e processados em aplicativo Cad

Desta forma, para aumentar a confiabilidade do cômputo da precipitação média empregou-se o método de Thiessen, com dados registrados em postos internos e externos, próximos da bacia do rio Verde, como pode ser verificado na Figura 11 e Tabela 5.

Tabela 5 - Área de influência do posto pluviométrico e área total da bacia hidrográfica do rio Verde

Estação Pluviométrica							Área total da bacia (km ²)
1750008	1751004	1850003	1750000	1750001	1651000	1751001	
Área representada pelo posto (km ²)							
4660	3422	1705	336	1056	136	1410	12725

Nota-se na Figura 11 e Tabela 5 que, ao empregar o método de Thiessen, aumentou-se a área representada pela estação 1750008, diminuindo-se a dos postos 1751004 e 1850003, quando comparado com a densidade média de estações na bacia (4241,7km².estação⁻¹).

Embora o método de Thiessen negligencie as características do relevo de uma região (BERTONI; TUCCI, 2007), ele permite considerar a ausência de uniformidade na distribuição espacial dos postos e aumentar o número de fonte de dados, para o cômputo da precipitação média da bacia.

Deve-se salientar, ainda, que os postos 1751002 e 1851004, presentes na Figura 11, não contribuíram com dados para geração da precipitação média, sendo utilizados somente para compor os vértices do polígono.

De acordo com os resultados obtidos com a aplicação do método de Thiessen, a precipitação média mensal foi de 118,6mm, entre Maio de 1975 e Setembro de 2009.

Ao se calcular a média aritmética simples dos dados registrados no mesmo período e pelas sete estações (Figura 11), obteve-se uma precipitação média de 121,1mm.mês⁻¹, num universo de 413 dados, sendo, portanto, 2,5mm maior que a obtida com o método de Thiessen.

Por conseguinte, deve-se ponderar sobre o desempenho deste método para estimativa da precipitação média na bacia do rio Verde, considerando o trabalho demandado e pequena diferença dos resultados obtidos, quando comparados com o da média aritmética simples.

A Figura 12 mostra a ótima correlação entre os dados estimados pela média aritmética e os determinados pelo método de Thiessen, sendo que o modelo matemático apresentado nesta figura descreve 97,5% (R^2) da variabilidade da precipitação, ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F.

Cabe, então, aos futuros usuários desta informação tomar a decisão quando ao emprego deste método, nas condições em que foi realizado este estudo, para esta bacia.

Figura 12 - Correlação entre precipitações pluviométricas mensais, determinadas pelo método de Thiessen (P_{Thiessen}) e estimadas pela média aritmética simples ($P_{\text{média aritmética}}$), na bacia do rio Verde, GO

Entre 1995 e 2008, período escolhido para estudo dos impactos da variação da cobertura do solo sobre o balanço hídrico da bacia (Item 2.7.1), a precipitação média anual foi de 1405,7mm.ano⁻¹.

Quando considerado o Período 1 (1995 a 2001) e Período 2 (2002 a 2008), a precipitação anual média foi de 1341,8 e 1469,6mm.ano⁻¹, respectivamente, com o valor anual máximo sendo registrado no Período 2 e o mínimo no Período 1 (Tabela 6).

Tabela 6 - Precipitação pluviométrica média (mm.ano⁻¹) registrada na bacia hidrográfica do rio Verde, GO

	Período	
	1995 a 2001	2002 a 2008
Média	1341,8 ^{NS}	1469,6 ^{NS}
Desvio Padrão	235,9	191,1
Coeficiente de Variação	0,18	0,13
Máximo	1659,3	1717,7
Mínimo	960,5	1201,9

^{NS} = Não significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F

De acordo com os resultados apresentados na Tabela 6, a precipitação anual média, de ambos os períodos, foram semelhantes, não diferindo estatisticamente pelo teste F, ao nível de 5% de probabilidade. Estas lâminas anuais de água foram inferiores

à média de 1660mm.ano^{-1} , registrada na grande Região do Cerrado Brasileiro (GEO BRASIL, 2007), não obstante, estão relativamente próximas da precipitação média anual de 1435mm.ano^{-1} , ocorrida entre 1976 e 2008, na bacia do rio Verde.

Na Figura 13 são apresentadas as variações sazonais da precipitação média mensal, em ambos os períodos.

Figura 13 - Precipitação pluviométrica média mensal do Período 1 (1995 a 2001) e Período 2 (2002 a 2003), registrada na bacia do rio Verde, GO

Como podem ser observadas na Figura 13, as chuvas se concentraram, principalmente, de Outubro a Março, totalizando, em média, $1293,9\text{mm}$ no Período 1 e $1124,3\text{mm}$ no Período 2, o que representa $96,4\%$ e $76,5\%$ do total anual, nos períodos 1 e 2, respectivamente.

Nota-se também nesta figura que o período de estiagem é mais pronunciado nos meses de Junho a Agosto, onde foram totalizados, em média, 36 e 17mm , nos períodos 1 e 2, respectivamente. Esta variação entre os totais mensais de precipitação é típica do Cerrado brasileiro, onde se registram acentuadas oscilações sazonais na disponibilidade hídrica, com períodos de chuvas intensas, seguidas de significativas estiagens (GEO BRASIL, 2007).

Ao se comparar a precipitação média mensal de um dado ano com aquelas registradas em cada um dos demais anos, constatou-se que estas não diferiram estatisticamente, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F, sendo os resultados desta análise organizados no quadro representado na Tabela 7.

Tabela 7 - Resultado da análise estatística para comparação, ano a ano, das precipitações médias mensais, registradas na bacia hidrográfica do rio Verde, GO

Ano	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
2002	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
2003	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
2004	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
2005	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
2006	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
2007	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
2008	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS

^{NS} = Não significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F

Quando se confrontou a precipitação mês a mês, ou seja, a média de todos os meses de Janeiro do Período 1 com a média de todos os meses de Janeiro do Período 2, e assim sucessivamente até Dezembro, constatou-se que a precipitação média de Janeiro no Período 2 foi 32,5% maior que a deste mesmo mês no Período 1, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F. Em todos os demais meses foram registradas lâminas estatisticamente iguais, como mostra a Tabela 8.

Tabela 8 - Precipitação pluviométrica média (mm), em cada mês dos períodos 1 (1995 a 2001) e 2 (2002 a 2008), registrada na bacia hidrográfica do rio Verde, GO

	1995 a 2001	2002 a 2008
JAN	199,0*	294,6*
FEV	171,9 ^{NS}	236,9 ^{NS}
MAR	199,3 ^{NS}	248,0 ^{NS}
ABR	83,4 ^{NS}	95,9 ^{NS}
MAI	40,9 ^{NS}	30,0 ^{NS}
JUN	21,4 ^{NS}	1,4 ^{NS}
JUL	1,2 ^{NS}	5,8 ^{NS}
AGO	13,4 ^{NS}	9,9 ^{NS}
SET	57,1 ^{NS}	32,7 ^{NS}
OUT	104,0 ^{NS}	106,3 ^{NS}
NOV	227,9 ^{NS}	191,0 ^{NS}
DEZ	222,3 ^{NS}	217,2 ^{NS}

* = Significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F;

^{NS} = Não significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F

2.8.1.2 Vazão

Embora não se tenha identificado diferença estatisticamente significativa na precipitação média anual do período estudado, verificou-se que a vazão média mensal do rio Verde, mensuradas nas estações fluviométricas de Paraúna e Maurilândia, sofreu alteração entre o Período 1 e 2, principalmente nos primeiros meses do ano, como mostra as Figuras 14a e b.

Figura 14 - Precipitação pluviométrica média mensal dos períodos 1 (1995 a 2001) e 2 (2002 a 2003), registrada na bacia do rio Verde, GO

Observam-se nas Figuras 14a e b que as vazões apresentaram uma variação semelhante à precipitação média mensal ao longo do ano, sendo os maiores valores registrados em Março e os menores em Setembro, após o período de estiagem na região, em ambas as estações.

Constatou-se também nestas figuras que, excluindo o mês de Novembro, a vazão média do Período 2 foi sempre maior que a do 1, em todos os meses do ano, sendo que a diferença maior foi registrada no período chuvoso e a menor no período de estiagem.

As vazões médias anuais destes períodos foram testadas para verificar se eram estatisticamente distintas, sendo os resultados apresentados na Tabela 9.

Tabela 9 - Resultado da análise estatística para comparação entre vazões médias (mm.ano^{-1}), registradas nas estações pluviométricas de Paraúna e Maurilândia, na bacia hidrográfica do rio Verde, GO

	Paraúna		Maurilândia	
	1995 a 2001	2002 a 2008	1995 a 2001	2002 a 2008
Média	482,6 ^{NS}	601,3 ^{NS}	452,3*	580,3*
Desvio Padrão	134,7	84,5	110,2	80,6
Coefficiente de Variação	0,28	0,14	0,24	0,14
Máximo	745,8	734,8	653,8	690,5
Mínimo	297,8	510,2	290,3	489,9

* = Significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F;

^{NS} = Não significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F

Verifica-se na Tabela 9 que as lâminas média, máximas e mínimas registradas na estação de Paraúna são numericamente diferentes daquelas registradas na de Maurilândia, o que pode ser explicado pelo fato de possuírem áreas de drenagem e de evapotranspiração bem distintas (Tabela 1).

Com pode ser observada na Tabela 9, ainda que a diferença de vazão, registrada na estação de Paraúna, nos dois períodos, seja de 118,7mm, o teste F não encontrou diferença significativas entre estas médias, ao nível de 5% de probabilidade.

Contudo, constatou-se que a vazão média anual, mensurada na de Maurilândia, era estatisticamente distinta, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F. Por conseguinte, a vazão média do Período 1 foi cerca de 22% menor que a do Período 2.

A variação da vazão é governada principalmente pela precipitação pluviométrica e evapotranspiração, não obstante, diversos estudos também comprovaram que o crescimento da área antropizada pode interferir no balanço hídrico da bacia, como descrito no Item 2.2.

Desta forma, assumindo-se como referência os resultados das análises estatísticas, os quais mostraram que não havia diferença entre as precipitações pluviométricas e vazões registradas na estação de Paraúna, em ambos os períodos. Sendo detectada diferença de vazão somente na estação de Maurilândia, pode-se supor que existiam dois cenários distintos, um na área monitorada pela estação de Paraúna e outro na área da bacia situada entre a estação de Paraúna e Maurilândia.

Para averiguar esta hipótese, dividiu-se a bacia do rio Verde em duas sub-bacias, sendo uma delimitada pelos limites da área de drenagem, mensurada pela estação de Paraúna, e a outra constituída pelo restante da área da bacia.

Esta última foi cognominada Cana, em analogia a grande área encontrada na região com cultivo de cana-de-açúcar. A Figura 15 mostra a divisão da bacia do rio Verde nestas duas sub-bacias.

Figura 15 - Divisão da bacia do Rio Verde, GO, em sub-bacia Paraúna e Cana

A partir da divisão da bacia do rio Verde, iniciou-se o estudo das variações de vazão e evapotranspiração, exclusivamente na sub-bacia Cana. Para tanto, a vazão desta sub-bacia foi obtida subtraindo-se as vazões registradas na estação de Paraúna daquelas mensuradas na de Maurilândia.

Os resultados da análise comparativa das vazões médias anuais desta sub-bacia, nos dois períodos estudados, encontram-se na Tabela 10.

Tabela 10 - Resultado da análise estatística das vazões médias (mm.ano⁻¹), registradas na sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO

	1995 a 2001	2002 a 2008
Média	386,9**	535,2**
Desvio Padrão	73,8	83,4
Coefficiente de Variação	0,19	0,16
Máximo	455,9	628,2
Mínimo	274,2	430,1

** = Significativo ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F

De acordo com os resultados apresentados na Tabela 10, a vazão máxima anual foi registrada no Período 2, enquanto que a mínima aconteceu no Período 1, da mesma forma que sucedeu-se com a precipitação média anual.

Destaca-se também nesta tabela o fato de que a vazão do Período 2 foi 27,7% maior do que no 1, ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F. Isto confirma estatisticamente que, a vazão da bacia do rio Verde foi alterada no período de estudo, sobretudo na área de drenagem compreendida entre as estações de Paraúna e Maurilândia, ou seja, na sub-bacia Cana.

Estes resultados são semelhantes aos obtidos por Costa et al. (2003), quando estudaram os efeitos da intensas alteração no uso e cobertura solo sobre o balanço hídrico da bacia do rio Tocantins (175360km²). De acordo com estes pesquisadores, entre 1949 e 1998, não foram detectadas diferenças significativas nos valores médios de precipitação, contudo, a substituição do Cerrado por atividades agropastoris teria provocado um aumento de 24% na vazão média anual da bacia.

Estas ocorrências podem ser explicadas em parte pelo fato de que a eliminação, ou substituição da cobertura vegetal por outra de menor porte e/ou mais esparsa, geralmente reduz a evapotranspiração e, por conseguinte, aumenta a disponibilidade hídrica do solo e a vazão bacia (COSTA et al., 2003; TUCCI, 2002).

Considerando que a precipitação média anual (Tabela 6), registrada entre 1995 e 2008, foi de 1405,7mm, verifica-se na Tabela 10 que a vazão do Período 1 e 2 representaram cerca de 27,5 e 38,1%, respectivamente, da lâmina precipitada.

O percentual resultante do primeiro período estava próximo dos 29%, estimados em bacias norte americanas, segundo Hewlett (1982), contudo, a proporção da

precipitação, convertida em vazão no segundo período, foi muito superior, sugerindo a ocorrência de alterações nos cenários, de ambos os períodos.

Nota-se na Tabela 10 que a diferença de vazão entre os dois períodos foi de $148,4\text{mm.ano}^{-1}$, o que equivale a um volume de $595970735\text{m}^3.\text{ano}^{-1}$. De acordo o Secretaria Nacional de Saneamento Ambiental (2010), o consumo médio per capita de água no Estado de Goiás em 2008 foi de $125,5\text{L.habitante}^{-1}.\text{dia}^{-1}$. Portanto, este volume seria suficiente para abastecer 13010331 de habitantes durante um ano, um número 114 vezes maior que a soma da população dos municípios da bacia, que, segundo o censo do IBGE (2010), era de 113873 habitantes.

Por conseguinte, descartou-se a hipótese de que tenha ocorrido uma drástica redução na demanda hídrica para consumo humano, e também animal e industrial, entre o Período 1 e 2, o que poderia ter provocado o aumento de vazão entre 2002 e 2008.

Assumindo-se que não tenha ocorrido transposição de outras fontes de água para bacia do rio Verde, os resultados obtidos até então permitiram supor que o aumento de vazão no período 2 teria sido provocado pela redução na evapotranspiração.

Assim como na análise da precipitação, realizou-se também a comparação entre a vazão média mensal de cada ano e aquelas registradas nos demais, resultando na matriz descrita pela Tabela 11.

Tabela 11 - Resultado da análise estatística para comparação, ano a ano, entre vazões médias mensais, registradas na bacia hidrográfica do rio Verde, GO

Ano	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
2002	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
2003	NS	NS	NS	NS	*	NS	*
2004	NS	NS	NS	NS	**	NS	*
2005	NS	NS	NS	NS	*	NS	NS
2006	*	NS	NS	*	**	NS	**
2007	*	NS	NS	NS	**	NS	**
2008	*	NS	NS	NS	**	NS	**

** = Significativo ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F;

* = Significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F;

NS = Não significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F

Como podem ser observados na matriz representada pela Tabela 11, dos 49 cenários possíveis, 34 não apresentaram diferenças significativas entre as vazões médias mensais, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F. No entanto, 15 apresentaram, sendo oito ao nível de 5% e sete ao nível de 1% de probabilidade pelo mesmo teste.

Nota-se também na Tabela 11 que, excluindo-se 2002, a vazão média mensal de 1999 diferiu de todos os anos do segundo período. Isto pode ser explicado, em parte, pelo fato de que, neste ano, se registrou uma precipitação total de 960,5mm (Tabela 6), a menor lâmina entre 1995 e 2008, e, conseqüentemente, a menor vazão do mesmo período, sendo esta de 274,2mm (Tabela 10). As Figuras 16 e 17 permitem uma melhor visualização dos resultados obtidos com o cruzamento de dados de precipitação e vazão da sub-bacia Cana, em ambos os períodos.

Figura 16 - Precipitação e vazão anual na sub-bacia Cana, da bacia do rio Verde, GO

Figura 17 - Precipitação e vazão anual na sub-bacia Cana, da bacia do rio Verde, GO

Verifica-se nas Figuras 16 e 17, que a vazões registradas entre 1995 a 2001 na sub-bacia Cana foram sempre menores, ou, bem próximas daquelas registradas entre 2002 e 2008.

Mesmo nos anos do primeiro período em que se registrou maior lâmina de precipitação, a vazão anual foi inferior a do Período 2, na maioria das vezes, como exemplificado na Figura 17c, sugerindo a existência de um ou mais fenômenos atuantes nestes períodos.

Para verificar se as vazões também foram distintas em uma determinada época do ano, efetuou-se a comparação mês a mês, como na análise dos dados de precipitação, obtendo-se os resultados apresentados na Tabelas 12.

Tabela 12 - Resultados da análise estatística de dados de vazão média (mm.mês^{-1}) em cada mês do Período 1 (1995 a 2001) e 2 (2002 a 2008), registrada na bacia hidrográfica do rio Verde, GO

	Estação Paraúna		Estação Maurilândia		Sub-bacia Cana	
	1995	2002	1995	2002	1995	2002
	a	a	a	a	a	a
	2001	2008	2001	2008	2001	2008
JAN	57,6 ^{NS}	72,6 ^{NS}	52,6 ^{NS}	68,6 ^{NS}	41,7 ^{NS}	59,8 ^{NS}
FEV	50,9*	88,9*	49,0*	83,4*	44,8*	71,4*
MAR	65,8*	92,7*	62,4**	89,3**	55,2*	82,0*
ABR	52,3 ^{NS}	68,5 ^{NS}	49,3 ^{NS}	65,8 ^{NS}	42,9 ^{NS}	59,9 ^{NS}
MAI	38,3 ^{NS}	46,9 ^{NS}	36,9 ^{NS}	45,7 ^{NS}	33,8*	43,1*
JUN	34,3 ^{NS}	36,0 ^{NS}	31,7 ^{NS}	35,9 ^{NS}	26,1*	35,6*
JUL	26,4 ^{NS}	31,1 ^{NS}	25,0 ^{NS}	31,6 ^{NS}	21,8**	32,6**
AGO	22,1 ^{NS}	25,5 ^{NS}	21,2 ^{NS}	25,5 ^{NS}	19,3*	25,7*
SET	20,4 ^{NS}	22,1 ^{NS}	19,6 ^{NS}	21,6 ^{NS}	17,9 ^{NS}	20,7 ^{NS}
OUT	23,0 ^{NS}	26,5 ^{NS}	21,3 ^{NS}	26,0 ^{NS}	17,7 ^{NS}	24,9 ^{NS}
NOV	39,2 ^{NS}	34,5 ^{NS}	36,0 ^{NS}	32,8 ^{NS}	29,1 ^{NS}	29,0 ^{NS}
DEZ	52,2 ^{NS}	55,9 ^{NS}	47,3 ^{NS}	54,2 ^{NS}	36,7 ^{NS}	50,5 ^{NS}

** = Significativo ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F;

* = Significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F;

^{NS} = Não significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F

Observa-se na Tabela 12 que, na área monitorada pela estação de Paraúna, somente a vazão média de Fevereiro e Março diferiam entre os dois períodos de estudo, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F. O mesmo ocorreu na de Maurilândia, ou seja, quando se considerou a vazão da área total da bacia, porém, com o mês de Março apresentando um grau de significância maior pelo teste F.

Analisando somente a sub-bacia Cana, verificou-se na Tabela 12 que as vazões médias de Fevereiro, Março, Maio Junho e Agosto foram reciprocamente diferentes entre os Períodos 1 e 2, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F.

Em Julho, a vazão do Período 2 foi, em média, 10,8mm maior do que no primeiro período, sendo esta diferença ainda mais significativa estatisticamente, ao nível de 1% de probabilidade pelo mesmo teste.

Para tentar identificar as possíveis causas do aumento de vazão do Período 2, em relação ao 1, optou-se por estudar os cenários 2001 e 2007, devido a disponibilidade de dados e ao fato de que a vazão de 2007 tenha sido superior a de 2001, embora se tenha registrado, neste ano, uma precipitação anual inferior a de 2001, como apresentado na Figura 17d.

A escolha destes cenários também foi corroborada pelos resultados da análise estatística, apresentados na Tabela 11. Por conseguinte, a Figura 18 descreve a variação da precipitação e vazão mensal ao longo de 2001 e 2007 na sub-bacia Cana.

Figura 18 - Precipitação e vazão mensal de 2001 e 2007 na sub-bacia Cana, da bacia do rio Verde, GO

De acordo com a Figura 18, a vazão de 2007 foi sempre superior a de 2001, em todos os meses do ano. Admitindo-se, porém, que as precipitações médias mensais foram estatisticamente semelhantes em 2001 e 2007, como mostrou a Tabela 7, as vazões médias mensais destes anos também deveriam ser semelhantes, a menos que tivesse ocorrido uma transposição de vazões para bacia e/ou um aumento significativo

na demanda hídrica para atividades antrópicas, o que foi descartado anteriormente, ou, então, que a demanda atmosférica destes períodos tenham sido díspares.

Analisando a Figura 18, verifica-se que as maiores diferenças de vazão na sub-bacia Cana foram registradas principalmente no primeiro semestre.

Para comprovar se as precipitações pluviométricas deste período teriam sido a causa destas diferenças e se estas vazões eram de fato distintas, efetuou-se a análise estatística destas variáveis, sendo os resultados apresentados na Tabela 13.

Tabela 13 - Resultados da análise estatística de dados de precipitação e vazão semestral de 2001 e 2007, registrados na estação de Paraúna e Maurilândia e na sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO

	Precipitação		Vazão (mm)					
	(mm)		Maurilândia		Paraúna		Cana	
	2001	2007	2001	2007	2001	2007	2001	2007
1° Semestre	580,2 ^{NS}	811,3 ^{NS}	232,8*	402,5*	253,1 ^{NS}	401,7 ^{NS}	188,9**	404,3**
2° Semestre	715,9 ^{NS}	390,6 ^{NS}	162,8 ^{NS}	165,1 ^{NS}	185,4 ^{NS}	158,4 ^{NS}	114,4*	179,5*

** = Significativo ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F;

* = Significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F;

^{NS} = Não significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F

Como podem ser observadas na Tabela 13, embora a diferença de precipitação entre 2001 e 2007 seja de 231,1mm no primeiro semestre, o teste F não detectou diferença estatística entre ambas, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F. Da mesma forma, a vazão registrada na estação de Paraúna também não diferiu estatisticamente neste período.

Contudo, a vazão total da bacia, mensurada na estação de Maurilândia, foi 169,8mm superior no primeiro semestre de 2007, quando comparada com a vazão do mesmo período de 2001, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F.

Na sub-bacia cana, a diferença foi ainda maior, sendo registrada no primeiro semestre de 2007 uma vazão de 215,4mm a mais do que aquela mensurada no mesmo período de 2001, ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F.

De acordo com Costa et al. (2003) e Tucci (2002), a eliminação da cobertura vegetal do solo promove frequentemente um decréscimo nas taxas de infiltração e

aumento no runoff superficial, devido à redução na interceptação foliar e rugosidade da superfície, o que favorece o aumento nas vazões máximas.

Embora, numericamente, o aumento da vazão, no primeiro semestre de 2007, possa ter sido provocado pela variação na precipitação, os resultados da análise estatística não permitiram confirmar esta suposição.

Desta forma, para verificar se a vazão também poderia ter sido influenciada pela variação na evapotranspiração, o cenário Junho de 2001 e 2007 tornou-se objeto de estudo, corroborando para isto os resultados da análise estatística e o fato de ser um dos meses do ano com a maior área de solo exposto, menor incidência de nuvens e, conseqüentemente, existirem imagens de satélites disponíveis.

2.8.1.3 Evapotranspiração

Considerado um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico do planeta, a evapotranspiração tem sido utilizada na modelagem de diversos fenômenos da natureza, tornando-se imprescindível para a compreensão do sistema solo, água, planta e atmosfera.

Assim sendo, elaborou-se a Figura 19 para mostrar o comportamento desta variável e dos demais componentes do balanço hídrico da bacia do rio Verde, ao longo do período compreendido entre 1995 e 2008.

Como pode ser observada nesta figura, a maior evapotranspiração total anual, do período analisado, foi a de 2000 (Período 1), enquanto que a menor foi de 2007 (Período 2), resultando em lâminas de 1204 e 618mm, respectivamente, ambas registradas na sub-bacia Cana.

Em 2000, registrou-se na sub-bacia Cana uma precipitação e vazão de 1659,3 e 455,3mm, respectivamente, sendo que, em 2007, foram constatadas lâminas de 1.201,9 e 583,8mm, respectivamente. Em 2001, a precipitação, vazão e evapotranspiração foram de 1296,2, 303,3 e 992,9mm, respectivamente.

Estas lâminas sugeriram que a vazão não foi regida exclusivamente pela precipitação e que outros mecanismos teriam atuado sobre o balanço hídrico da sub-bacia Cana. Dentre estes, supôs-se que teria sido a evapotranspiração, a qual é

influenciada pela disponibilidade energética e hídrica, demanda atmosférica, tipo de cobertura vegetal, tratos culturais, estágio de desenvolvimento e densidade da planta.

Figura 19 - Variação dos componentes do balanço hídrico da bacia do rio Verde, GO

Verifica-se na Figura 19 que a evapotranspiração anual acompanhou o comportamento da precipitação e vazão, não permitindo inferir sobre a influência da demanda atmosférica sobre os demais componentes do balanço hídrico, o que era esperado, uma vez que foi estimada através destas duas variáveis.

No entanto, Costa et al. (2003) citam que valores de evapotranspiração anual, obtidos por balanço hídrico, podem ser utilizados para verificar a consistência dos dados de precipitação. Segundo estes pesquisadores, a existência de dados inconsistentes não permitiria um bom ajuste linear entre a precipitação e evapotranspiração anual, como mostra a Figura 20.

Figura 20 - Relação entre as lâminas de evapotranspiração e precipitação pluviométrica anual, registradas na bacia do rio Verde, GO

Nota-se na Figura 20 a linearidade da dependência da evapotranspiração em relação a precipitação, o que, segundo Costa et al. (2003), além de indicar a ausência de dados inconsistente, permite detectar a existência de estresse hídrico regional, como verificaram, ao estudar as relações entre a modificação da cobertura do solo e balanço hídrico, na bacia do rio Tocantins, situada no Cerrado, o mesmo bioma deste trabalho.

Na Tabela 14 são apresentadas as evapotranspirações anuais do Período 1 e 2, resultantes do balanço hídrico na bacia rio do Verde.

Tabela 14 - Resultado da análise estatística para comparação entre evapotranspirações médias (mm.ano^{-1}), registradas nas áreas monitoradas pelas estações de Paraúna e Maurilândia e na sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO

	Paraúna		Maurilândia		Sub-bacia Cana	
	1995	2002	1995	2002	1995	2002
	a	a	a	a	a	a
	2001	2008	2001	2008	2001	2008
Média	859,1 ^{NF}	868,4 ^{NF}	889,5 ^{NF}	889,3 ^{NF}	954,9 ^{NF}	934,4 ^{NF}
Desvio Padrão	189,8	169,1	180,3	173,6	176,5	187,7
Coeficiente de Variação	0,22	0,19	0,20	0,20	0,18	0,20
Máximo	1198,1	1037,5	1200,0	1066,9	1204,0	1130,2
Mínimo	662,7	641,7	670,2	634,2	686,4	618,0

^{NS} = Não significativo ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F

Tal como aconteceu com as precipitações pluviométricas, apresentadas na Tabela 6, as evapotranspirações médias anuais dos Períodos 1 e 2 (Tabela 14) não diferiram significativamente, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F, diferentemente das vazões médias anuais, registradas na área monitorada pela estação de Maurilândia (Tabela 9) e na sub-bacia Cana (Tabela 10), que foram significativamente distintas.

Como pode ser observada na Tabela 14, a menor evapotranspiração foi registrada sempre no segundo período, enquanto que a máxima foi no Período 1, nas três áreas.

Considerando que, entre 1995 e 2008, a lâmina média anual foi de 1405,7mm de precipitação (Tabela 6) e 944,6mm de evapotranspiração na sub-bacia Cana (Tabela 14), pode-se verificar que a demanda atmosférica representou cerca de 67,2% das perdas de água no balanço hídrico desta região.

Esta taxa estava próxima da citada por Hewlett (1982), o qual estimou que, aproximadamente, 71% da precipitação total anual retornam para atmosfera através de evaporação e/ou evapotranspiração. Destes, 48% são através da vegetação natural e 23% por culturas agrícolas e pastagens.

De acordo com o exposto no Item 2.7.2.1, a estimativa da evapotranspiração mensal não pode ser realizada com o modelo matemático, utilizado para descrever a evapotranspiração anual (Eq. 3). Além disso, como citado anteriormente, esta evapotranspiração também não pode ser empregada na avaliação do comportamento das demais variáveis do balanço hídrico.

Desta forma, para se estudar a variação da demanda hídrica no final do primeiro semestre de 2001 e 2007, adotou-se a metodologia do SEBAL, sendo os resultados apresentados nas Figuras 21 e 22.

Figura 21 - Variação da evapotranspiração real em Junho de 2001, estimada pelo modelo SEBAL na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO

Figura 22 - Variação da evapotranspiração real em Junho de 2007, estimada pelo modelo SEBAL na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO

Deve-se citar que, para estimar a evapotranspiração real (ET_r) mensal através da modelagem do SEBAL, foi necessário supor que a cobertura do solo na sub-bacia Cana não teria variado expressivamente entre o início de Junho e de Julho do mesmo ano.

Como as imagens de satélites disponíveis foram registradas entre 8/6/2001 e 3/7/2001 e 9/6/2007 e 4/7/2007 (Tabela 2), a variação da ET_r mensal foi estudada em Junho.

Desta forma, as ET_r diárias, estimadas em cada uma das imagens de 2001 e 2007, foram utilizadas para quantificar a demanda atmosférica neste mês, a partir da fração evaporativa (Item 2.7.4.3.14) e evapotranspiração de referência (ET_0) total do período, conforme descrito em Waters et al. (2002).

De acordo com as Figuras 21 e 22, os locais com tons de cinzas mais escuros eram predominantemente compostos por solos expostos, nos quais se estimou os menores valores de ET_r , enquanto que os mais claros eram áreas com vegetação mais densa e, a princípio, sem estresse hídrico, como matas ciliares e cultivos irrigados com pivô-central, onde se constatou as maiores demandas evapotranspirométricas.

Visualmente, verifica-se nestas figuras que existe um predomínio de níveis de cinza mais escuro, sugerindo a existência de estresse hídrico na sub-bacia Cana, o que está de acordo com o período de estiagem da região (GEO BRASIL, 2007), no qual se registrou as menores lâminas de precipitação (Figura 18).

Contudo, a imagem de 2001 (Figura 21) apresentou grandes áreas com matizes de cinza mais claros, quando comparada com a imagem de 2007 (Figura 22), com fortes indícios de que a ET_r de Junho de 2001 teria sido maior do que a estimada no mesmo mês de 2007.

Para testar esta hipótese, foi necessário realizar a análise estatística dos valores de ET_r , determinada em cada pixel destas imagens, sendo os resultados apresentados na Tabela 15.

Tabela 15 - Resultado da análise estatística das lâminas de evapotranspirações real (mm.mês^{-1}), estimadas pelo modelo SEBAL, em cada pixel da imagem digital, da sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO

	Evapotranspiração real	
	2001	2007
Máximo	255,0	255,0
Mínimo	1,6	1,1
Média	166,3	148,7
Desvio Padrão	71,8	53,6

Nota-se na Tabela 15 que a ET_r média da sub-bacia Cana, em Junho de 2001, foi 17,6mm superior a de 2007, sendo que, neste mês, registrou-se uma precipitação pluviométrica média de 5,0 e 1,1mm, em 2001 e 2007, respectivamente, as quais podem ser consideradas desprezíveis.

Considerando que a vazão neste mês, em 2001 e 2007, foi de 20,5 e 43,2mm, respectivamente (Figura 18), esta diferença na demanda atmosférica pode ter sido a principal responsável pela variação de vazão nestes períodos, conforme o esperado.

Não obstante, a confirmação desta hipótese somente será possível com a realização de novas pesquisas, para quantificar os efeitos da precipitação, registrada nos demais meses do ano, sobre a vazão da sub-bacia Cana, em Junho.

Observando as Figuras 21 e 22, verifica-se também a grande variabilidade temporal e espacial na demanda hídrica da sub-bacia Cana, o que pode ser comprovado na análise estatística, apresentada na Tabela 15. De acordo com os valores de desvio padrão, as lâminas de ET_r foram expressivamente heterogêneas, apresentando dispersões consideráveis em todos os períodos estudados.

Esta variabilidade temporal e espacial expõe os riscos e inseguranças envolvidas na estimativa de ET_r regionais a partir de dados de ET_r , obtidos em condições pontuais e de microclima pouco representativo, o que tem justificado o grande esforço da comunidade científica, no sentido de se desenvolver e aperfeiçoar metodologias como a do SEBAL.

2.8.2 Variação da cobertura do solo

Dentre as possíveis causas do aumento de vazão na sub-bacia Cana no Período 2, em relação ao 1, o crescimento da área com solo exposto e, conseqüentemente, a redução da evapotranspiração em Junho, tornou-se a principal hipótese a ser testada neste estudo.

Para verificar a sua veracidade, analisou-se a variação da cobertura do solo, entre 1995 e 2008, através do NDVI.

Este índice foi obtido através da combinação das bandas espectrais do vermelho e infravermelho próximo (Item 2.7.4.1), o que reduz os efeitos de fatores externos e internos (Item 2.6) e realça o contraste entre solo e vegetação, permitindo o monitoramento do vigor da cobertura vegetal (MOREIRA, 2005; ROUSE et al., 1973; VIEDMA et al., 1997).

Como o objetivo era quantificar a área da sub-bacia Cana com e sem cobertura vegetal, efetuou-se uma classificação não supervisionada nas imagens de NDVI, gerando-se duas classes, Vegetação e Solo exposto, conforme apresentado nas Figuras 23 e 24.

Observando-se estas figuras, constatou-se que, em Junho e Julho, de 1995 a 2008, a sub-bacia Cana apresentou uma grande área com solo exposto, o que pode ser explicado pelo fato de ser uma época de colheitas e preparo do solo, com baixa disponibilidade energética e hídrica.

Visualmente, notam-se também nestas figuras que 1996 e 1999 foram os anos em que se registraram as maiores áreas com solo exposto, enquanto que 1995, 1997 e 2005 apresentaram as maiores áreas com cobertura vegetal, entre Junho e Julho, o que numericamente é demonstrado na Tabela 16.

Figura 23 - Variação da área com solo exposto, entre 1995 e 2001 (Período 1), na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO

Figura 24 - Variação da área com solo exposto, entre 2003 e 2008 (Período 2), na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO

Tabela 16 - Variação percentual da área com cobertura vegetal na sub-bacia Cana, da bacia hidrográfica do rio Verde, GO

		Vegetação	Solo exposto
		(%)	
Período 1	1995	50,1	49,9
	1996	32,1	67,9
	1997	50,4	49,6
	1998	46,3	53,7
	1999	26,6	73,4
	2000	PN	PN
	2001	49,9	50,1
Período 2	2002	PN	PN
	2003	39,9	60,1
	2004	36,8	63,2
	2005	50,5	49,5
	2006	46,4	53,6
	2007	46,2	53,8
	2008	36,8	63,2
Média		42,7	57,3
Desvio Padrão		8,1	8,1
Coeficiente de Variação		0,19	0,14
Máximo		50,5	73,4
Mínimo		26,6	49,5

PN = Imagem com presença de nuvens

De acordo com a Tabela 16, em média, mais da metade da área da sub-bacia Cana ficou sem cobertura vegetal entre Junho e Julho de 1995 a 2008, sendo que a maior área com solo exposto foi registrada em 1999 e a menor em 2005, como também mostrou as Figuras 23 e 24.

Normalmente, em períodos com baixo índice pluviométrico, a cobertura natural e cultivos de sequeiro apresentam menor vigor e evapotranspiração. Com a intensificação do estresse hídrico, ocorre desde a queda de folhas até a morte da planta, ocasionando um aumento significativo da área com solo exposto, o que poderia ter ocorrido em 1999.

Neste ano, registrou-se a maior área com solo exposto e também a menor lâmina pluviométrica do período estudado, sendo esta igual a 960,5mm.

Em 2006, registrou-se 1717,7mm de chuva, a maior lâmina deste período. Embora não se tenha constatada a menor área com solo exposto, neste ano computou-se um percentual menor do que a média geral, como mostrou a Tabela 16.

Resultados semelhantes também foram relatados por Gurgel, Ferreira e Luiz (2003), ao estudar a variabilidade do NDVI sobre o Brasil, entre Janeiro de 1982 e Dezembro de 1993. De acordo com estes pesquisadores, o Cerrado teria apresentado ciclo anual de NDVI bastante definido, com os índices variando em função da disponibilidade hídrica regional, sendo os maiores valores registrados entre Março e Maio e os menores em Setembro, no final do período de estiagem.

Outra variável que poderia ter influenciado a redução da área com solo exposto na sub-bacia cana, entre Junho e Julho, seria a atividade antrópica. Em 2005, a precipitação foi de 1560,2mm, 154,5mm acima da média de 1995 a 2008. Não obstante, neste ano também se registrou a maior área cultivada deste período (Figura 5) e o menor percentual de solo exposto (Tabela 16).

Em 1996, registrou-se uma precipitação anual 11,1mm menor do que em 2005, porém, quantificou-se a menor área de cultivo entre 1995 e 2008 (Figura 5), sendo a área com solo exposto a segunda maior do período estudado (Tabela 16).

Esta ocorrência pode ser explicada, em parte, pelo fato de que, no período de estiagem, as áreas com cobertura nativa tornam a região mais propensa à típica perda de folhas do Cerrado, conforme citada por Gurgel, Ferreira e Luiz (2003).

2.8.3 Correlações entre os componentes do balanço hídrico e área com solo exposto

Consensualmente, sabe-se que a vazão da bacia hidrográfica esta diretamente relacionada com a precipitação pluviométrica e demanda atmosférica, podendo também ser significativamente modificada por atividades antrópicas.

Nas análises de imagens de satélite, verificou-se que a sub-bacia Cana era intensamente antropizada entre 1995 e 2008. Geralmente, a substituição da cobertura vegetal, por outra com menor área foliar e sistema radicular pouco profundo, pode provocar a redução da evapotranspiração e, conseqüentemente, gerar um aumento na

vazão da bacia. A vegetação de menor porte e menos densa, assim como o solo desprotegido, também oferece menor resistência ao runoff superficial, reduzindo as taxas de infiltração e armazenamento de água no solo, o que provoca oscilações mais bruscas na vazão, durante o período de chuvas e estiagem (BRUIJNZEEL, 1990, apud COSTA; BOTTA; CARDILLE, 2003).

Desta forma, considerando os resultados obtidos até então e a base de dados disponível, iniciou-se um estudo para tentar quantificar a relação entre a variação da cobertura do solo e vazão da sub-bacia Cana, no mês de Junho, embora a Tabela 16, tenha mostrado uma pequena variação entre 2001 e 2007, sendo os resultados iniciais apresentados na Figura 25.

Figura 25 - Correlação entre vazão (y) e área com solo exposto (x), registradas entre 1995 e 2008, na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO

Dentre os diversos modelos matemáticos gerados, o que apresentou maior consistência e coeficiente de determinação ajustado (Adj r^2) foi o descrito na Figura 25.

Contudo, o Adj r^2 obtido revelou que somente 36,6% das vazões poderiam ser explicadas pela alteração do percentual de solo exposto, na sub-bacia Cana, sendo a

restante provocada por fatores de natureza aleatória, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F.

O formato polinomial deste modelo (Figura 25) também sugeriu que a variação da área com cobertura vegetal não poderia, isoladamente, provocar as alterações de vazão, registradas em Junho nesta sub-bacia.

Nota-se que até próximo de 65% de área com solo exposto, o crescimento da vazão tendeu a ser linear e positivo. A partir deste percentual, ocorreu uma queda acentuada, devido aos dados registrados em 1999.

Neste ano, mesmo com 73,4% da área sem cobertura vegetal (Tabela 16), a vazão foi de 17,8mm, sendo a menor lâmina registrada em Junho, entre 1995 e 2008 (Figura 25). Este comportamento sugeriu então que outros componentes do balanço hídrico poderiam ter influenciado estes resultados.

Para testar esta hipótese, foram elaboradas diversas superfícies de respostas, com respectivos modelos matemáticos, permitindo quantificar as interações entre vazão, precipitação pluviométrica e percentual de área com solo exposto (Anexo 5).

Entre as superfícies de resposta geradas, as que apresentaram comportamento mais racional e maior coeficiente de determinação, foram obtidas com valores acumulados de vazões e precipitações, registradas entre Janeiro e Junho, de 2001 e 2007, conforme apresentado nas Figuras 26 e 27.

De acordo com a Figura 26, 71,5% ($\text{Adj } r^2$) das variações de vazão podem ser descritas pela equação desta superfície de resposta, ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F.

Verifica-se também nesta figura que a vazão acumulada, entre Janeiro e Junho de 1995 a 2008, variou com a precipitação, de forma positiva e aproximadamente linear, sendo que o mesmo não ocorreu com o percentual de solo exposto.

Figura 26 - Correlação entre vazão (z), precipitação pluviométrica (x) e área com solo exposto (y), registradas entre 1995 e 2008, na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO

Figura 27 - Correlação entre vazão (z), precipitação pluviométrica (x) e área com solo exposto (y), registradas entre 1995 e 2008, na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do rio Verde, GO

Observando a Figura 26, constata-se que a resposta da vazão, a variação de cobertura do solo, foi visualmente imperceptível, embora o limite de resposta em relação a precipitação esteja entre 50 e 75% de área com solo exposto.

De fato, o modelo matemático apresentado na Figura 26 mostrou que a vazão (Z) era uma função fraca do percentual de solo exposto (Y), o que pode ser evidenciado pelo diminuto termo ce^{-Y} .

Para identificar as variáveis independentes que não contribuíam estatisticamente para a variabilidade da vazão, aplicou-se o teste t de Student. De acordo com os resultados obtidos neste teste, os coeficientes a , b e c do modelo, descrito na Figura 26, eram significativos, ao nível de 1% de probabilidade.

Analisando-se o Anexo (E), verificou-se que a superfície de resposta, representada pela Figura 27, foi a mais próxima daquela que, supostamente, sustentaria a hipótese inicial, de que o aumento da área com solo exposto teria reduzido a evapotranspiração em Junho e, conseqüentemente, aumentado a vazão da sub-bacia Cana. Corroborando para isso o acréscimo da precipitação.

Não obstante, a análise estatística indicou que somente 55,9% da variação da vazão na sub-bacia Cana poderiam ser descrito pelo modelo mostrado nesta figura, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F. Além disso, somente os coeficientes a e b foram estatisticamente significativos, ao nível de 1% de probabilidade pelo teste t , enquanto que o c era significativo, ao nível de 5% de probabilidade pelo mesmo teste.

Portando, termo c/y pode ser seguramente eliminado do modelo descrito na Figura 27, sem comprometimento da estimativa da vazão.

Desta forma, considerando os resultados obtidos até então, tornou-se necessário refutar a hipótese de que a redução da área com cobertura vegetal em Junho teria provocado o aumento na vazão da sub-bacia Cana neste mês.

De acordo com Fohrer et al. (2001), apud Costa et al. (2003), estudos realizados em bacias maiores que 100 km² podem não encontrar as mesmas respostas obtidas comumente em bacias menores, devido a diversas variáveis, como as distintas classes de uso e cobertura do solo, estágio de desenvolvimento da vegetação e/ou variações espaciais e temporais das variáveis climáticas.

Na sub-bacia Cana, a variação da precipitação e área com solo exposto não foi estatisticamente responsável por toda variabilidade da vazão, entre 1995 e 2008, tornando necessário o estudo de outros cenários, com maior variabilidade na cobertura do solo, e, sobretudo, da evapotranspiração mensal, nos demais anos deste período, o que seria fundamental para fechar o balanço hídrico e inferir com segurança sobre os resultados obtidos.

Contudo, a inexistência de dados climatológicos, de anos anteriores a 1999, e a insuficiente disponibilidade de imagens de satélite, de outros meses do ano, sem cobertura de nuvens, inviabilizou a análise da variação temporal e espacial da Et_r na sub-bacia Cana.

3 CONCLUSÕES

De acordo com os resultados obtidos neste estudo, concluiu-se que:

A precipitação pluviométrica anual, nos Períodos 1 (1995 a 2001) e 2 (2002 a 2008), foram semelhantes, em ambos os períodos, sendo que a comparação, ano a ano, indicou que não havia diferenças significativas entre as precipitações médias mensais. Contudo, quando comparada a precipitação média mês a mês, constatou-se que o mês de Janeiro, do Período 2, apresentou uma lâmina superior àquela registrada neste mesmo mês do Período 1;

A vazão média anual da bacia do rio Verde, no Período 1, foi menor que a do Período 2. Na sub-bacia do rio Verde, cognominada Cana, constatou-se que a vazão média anual, do Período 2, foi maior do que aquela mensurada no Período 1. A comparação entre a vazão média mensal, de cada ano, também revelou que, nesta sub-bacia, existiam diferenças significativas entre determinados anos. As vazões anuais da sub-bacia Cana, registradas no Período 1, foram predominantemente menores, ou bem próximas, daquelas registradas no Período 2, mesmo nos anos em que se registrou maiores lâminas de precipitação no Período 1. Constatou-se, ainda, que as vazões médias mensais de Fevereiro, Março, Maio, Junho, Julho e Agosto foram maiores no Período 2, quando comparadas com as do Período 1, sendo que a vazão mensal de 2007 (Período 2) foi sempre superior a de 2001 (Período 1), principalmente no primeiro semestre, embora não se tenha identificado diferença significativa na precipitação deste período;

As lâminas de evapotranspirações, estimas pelo balanço hídrico, foram semelhantes em ambos os períodos, sendo esta variável responsável por mais da metade das saídas de água da sub-bacia Cana. Nesta sub-bacia, a evapotranspiração real do mês de Junho, estimada em 2001 e 2007 pelo modelo SEBAL, foi, em média, de 166,3 e 148,7mm, respectivamente.

Em média, mais da metade da área da sub-bacia Cana encontrava-se com solo exposto entre Junho e Julho, de 1995 a 2008. Não obstante, a variação da precipitação pluviométrica e da área com exposto, em Junho, não foi capaz de explicar toda a variabilidade da vazão, detectada entre 1995 e 2008, na sub-bacia Cana.

REFERÊNCIAS

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration METRIC - model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Roma: FAO, 1998. 328 p. (FAO. Irrigation and Drainage Papers, 56).

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

ALMEIDA, E.S.; BATISTA, G.T. Índice de vegetação versus precipitação na Amazônia. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9., 1998, Santos. **Anais...** Santos: INPE, 1998. p. 1397-1407.

ARAÚJO, J.C. **Determinação de zonas de manejo e estimativa da produtividade de culturas de grãos por meio de videografia aérea digital multiespectral**. 2004. 101 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

BARET, F.; GUYOT, G. Potentials and limits of vegetation LAI and APAR assessment. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 35, n. 2/3, p. 161-173, 1991

BASTIAANSSEN, W.G.M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates**. 1995. 273 p. Thesis - Landbouwniversiteit Wageningen, Wageningen, 273, 1995.

_____. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 229, p. 87-100, 2000.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; NOORDMAN, E.J.M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B.P.; ALLEN, R.G. SEBAL: model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 131, n.1, p. 85-93, 2005.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J.F.; ROERINK, G.J.; Van Der WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 212/213, p. 213-229, 1998.

BERTONI, J.C.; TUCCI, C.E.M. Precipitação. In: TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre: Ed. UFRGS; ABRH, 2007. p. 177-241.

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

BRUCE, J.P.; CLARK, R.H. **Introduction to hydrometeorology**. Oxford: Pergamon, 1975. 319 p.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. Dordrecht: D. Reidel, 1982. 299 p.

BULTOT, F.; DUPRIEZ, G.L.; GELLENS, D. Simulation of land use changes and impacts on the water balance: a case study for Belgium. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 114, p. 327-348, 1990.

BURMAN, R.; POCHOP, L.O. **Evaporation, evapotranspiration and climatic data**. Amsterdam: Elsevier, 1994. 278 p. (Developments in Atmospheric Science, 22).

CAMARGO, A.P.; CAMARGO, M.B.P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, Campinas, v. 59, n. 2, p. 125-137, 2000.

CAMARGO, A.P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p. 89-97, 1997.

CARAM, R.O.; GIONGO, P.R.; VETTORAZZI, C.A. Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para a bacia hidrográfica do Mogi Guaçu no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 38., 2009, Juazeiro. Petrolina: SBEA, 2009. 1 CD-ROM.

CASTRO, S.S.; ABDALA, K.; SILVA, A.A. A expansão da cana-de-açúcar no Cerrado e no Estado de Goiás: elementos para uma análise espacial do processo. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia, v. 30, n. 1, p. 171-191, 2010.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, v. 41, n. 11, p. 2674–2677, 2003

CHECCHIA, T.E.; RODRIGUES, T.B.; SCHRÖDER, P. H.; CORREA, A.C.S. Avaliação dos efeitos das modificações da cobertura da terra na disponibilidade hídrica da bacia hidrográfica de Pimenta Bueno, Rondônia. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO CENTRO OESTE, 1., 2007, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: ABRH, 2007. 15 p.

COSTA, M.H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J.A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 283, p. 206-217, 2003.

CROSBIE, R.S.; HUGHES, J.D.; FRIEND, J.; BALDWIN, B.J. Monitoring the hydrological impact of land use change in a small agricultural catchment affected by dryland salinity in central NSW, Australia. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 88, p. 43-53, 2007.

DOORENBOS, J, KASSAM, A.H. **Efeito da água no rendimento das culturas**. Campina Grande: UFPA, 1994. 306 p. (Estudos FAO. Irrigação e Drenagem, 33).

DUFFIE, J.A.; BECKMAN, W.A. **Solar engineering of thermal processes**. New York: John Wiley, 1980. 109 p.

DUNIN, F.X. Changes in water balance components with pasture management in South-Eastern Australia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, p. 90-102, 1970.

EVERSON, C.S. The water balance of a first order catchment in the montane grasslands of South Africa. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 241, p. 110-123, 2001.

FILL, H.D.; SANTOS, I. FERNANDES, C.; TOCZECK, A.; OLIVEIRA, M.F. Balanço hídrico da bacia do rio Barigüi, PR. **Revista Ra'e ga**, Curitiba, n. 9, p. 59-67, 2005.

FOLHES, M. T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos**. 2007. 186 p. Doutorado (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007

GEO BRASIL. **Recursos hídricos**: componente da série de relatórios sobre o estado e perspectivas do meio ambiente no Brasil. Brasília: Ministério do Meio Ambiente; Agência Nacional de Águas; Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente, 2007. 264 p.

GERMER, S.; NEILL, C.; VETTER, T.; CHAVES, J.; KRUSCHE, A.V.; ELSENBEEER, H. Implications of long-term land-use change for the hydrology and solute budgets of small catchments in Amazonia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 364, p. 349-363, 2009.

GURGEL, H.C.; FERREIRA, N.J.; LUIZ, A.J.B. Estudo da variabilidade do NDVI sobre o Brasil, utilizando-se a análise de agrupamentos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 1, p. 85-90, 2003

HELDER, D.L.; MARKHAM, B.L.; THOME, K.J.; BARSÍ, J.A.; CHANDER, G.; MALLA, R. Updated radiometric calibration for the Landsat-5 thematic mapper reflective bands. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, v. 46, n. 10, p. 3309-3325, 2008.

HICKEL, K.; ZHANG, L. Estimating the impact of rainfall seasonality on mean annual water balance using a top-down approach. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 331, p. 409-424, 2006.

HUETE, A.R. A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 25, n. 3, p. 295-309, 1988.

IMMERZEEL, W.W.; DROOGERS P. Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 349, n. 3/4, p. 411-424, 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Banco de dados agregados**: agricultura. Rio de Janeiro, 2009a. Disponível em: <<http://www.sidra.ibge.gov.br/bda/agric/default.asp?z=t&o=11&i=P>>. Acesso em: 30 out. 2009.

_____. **Cidades**. IBGE: Rio de Janeiro. 2009b. Disponível em: <<http://www1.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>>. Acesso em: 30 out. 2009.

_____. **Censo demográfico de Goiás 2010**. Rio de Janeiro, 2010. 7 p. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/GO2010.pdf>>. Acesso em: 07 nov. 2010.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Tutorial Spring**: Spring básico. São José dos Campos, 2008. 143 p.

GURGEL, H.C.; FERREIRA, N.J.; LUIZ, A.J.B. Estudo da variabilidade do NDVI sobre o Brasil, utilizando-se a análise de agrupamentos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.7, n.1, p.85-90, jan./abr. 2003.

HEWLETT, J.D. **Principles of forest hydrology**. Athens: University of Georgia Press. 1982. 183 p.

JACKSON, R.D.; HATFIELD, J.L.; REGINATO, R.J.; IDSO, S.B.; PINTER JR.; P.J. Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 7, n. 1/3, p. 351-362, 1983.

JENSEN, M.E.; BURMAN, R D.; ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. New York: American Society of Civil Engineers, 1990. 332 p. (ASCE. Manuals and Reports on Engineering Practice, 70).

KERGOAT, L. A model for hydrological equilibrium of leaf area index on a global. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 212/213, p. 268-286, 1998.

KUSTAS, W.P.; PERRY, E.M.; DORAISWAMY, P.C.; MORAN, M.S. Using satellite remote sensing to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semiarid rangeland basin. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 49, p. 275-286, 1994.

LEOPOLDO, P.R.; FRANKEN, W.; SALATI, E. Balanço hídrico de pequena bacia hidrográfica em floresta amazônica de terra firme. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 12, n. 2, p. 333-337, 1982.

LINHARES, C.A. **Influência do desflorestamento na dinâmica da resposta hidrológica na bacia do rio Ji-Paraná / RO**. 2005. 217 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005

LIU, W.T.H. **Aplicações de sensoriamento remoto**. Campo Grande: Ed. UNIDERP, 2006. 908 p.

MARKHAM, B.L.; BARKER, J.L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures. **EOSAT Landsat Technical Notes**, Greenbelt, n. 1, p. 3-8, 1986.

_____. Thematic mapper bandpass solar exoatmospheric irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5-TM na Bacia do Acaraú - CE**. 2007. 89 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.

MONTZKA, C.; CANTY, M.; KUNKEL, R.; MENZ, G.; VEREECKEN, H.; WENDLANDA, F. Modelling the water balance of a mesoscale catchment basin using remotely sensed land cover data. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 353, n. 3/4, p. 322-334, 2008.

MOREIRA, M.A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 3 ed. Viçosa: UFV, 2005. 320 p.

NAGLER, P.L.; SCOTT, R.L.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J.R.; GLENN, E.P.; HUETE, A.R. Evapotranspiration on western U.S. rivers estimated using the enhanced vegetation index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 97, p. 337-351, 2005.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. Disponível em: <<http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>>. Acesso em: 25 set. 2009.

NASCIMENTO, C.R. **Utilização de séries temporais de imagens AVHRR/NOAA no apoio à estimativa operacional da produção da cana-de-açúcar no Estado de São Paulo**. 2010. 129 p. Tese (Doutorado em Planejamento e Desenvolvimento Rural Sustentável) - Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.

NICÁCIO, R.M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco**. 2008. 320 p. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

NOVO, E.M.L.M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1992. 308 p.

PAIVA, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 2005. 218 p. (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

PAULSON, C.A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, Boston, v. 9, n. 6, p. 857-861, 1970.

PEIXOTO, J.P. OORT, A.H. **Physics of climate**. New York: Springer-Verlag, 1992. 520 p.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478 p.

PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ. 1997. 183 p.

PIERCE, L.L.; CONGALTON, R.G. A methodology for mapping forest latent heat flux densities using remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 24, p. 405-418, 1988.

PIRES, E.G.; MARTINS, A.K.E. Análise da evolução multi-temporal NDVI/NOAA no município de Pedro Afonso, TO. In: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 1., 2006, Campo Grande. **Anais...** Campo Grande: Embrapa Informática Agropecuária; INPE, 2006. p. 376-385.

PRUSKI, F.F.; PEREIRA, S.B.; NOVAES, L.F.; SILVA, D.D.; RAMOS, M.M. Precipitação média anual e vazão específica média de longa duração, na Bacia do São Francisco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 8, n. 2/3, p. 247-253, 2004.

REGINATO, R.J.; JACKSON, R.D.; PINTER JR., P.J. Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 18, p. 75-89, 1985.

RIVASA, R.; CASELLES, V. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 93, p. 68–76, 2004.

RODRIGUEZ, D.A. **Balanço hídrico da região sul/sudeste da América do Sul simulado pelo modelo atmosférico CPTEC/COLA**. 2003. 201 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

ROSENBERG, N.J.; BLAND, B.L.; VERMA, S.B. **Microclimate**: the biological environment. New York: John Wiley, 1983. 495 p.

ROUSE, W. Jr.; HAAS, R.H.; SCHELL, J.A.; DEERING, D.W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In: EARTH RESOURCES TECHNOLOGY SATELLITE-1 SYMPOSIUM, 3., 1973, Washington. **Proceedings...** Washington: NASA, Goddard Space Flight Center, 1973. v. 1, p. 309-317. Disponível em: <http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19740022614_1974022614.pdf>. Acesso em: 12 out. 2010.

SANTOS, C.A.C.; SILVA, B.B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 16, n. 1, p. 9-20, 2008.

SANTOS, R.M.; LIMA, J.E.F.W.; EID, N.J.; KOIDE, S.; SILVA, E.S.; BRITO, R.S. Avaliação preliminar do uso do modelo SEBAL para a estimativa da distribuição espacial da evapotranspiração de uma área do Cerrado. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 3541-3548.

SCHMUGGE, T.J.; KUSTAS, W.P.; RITCHIE, J.C.; JACKSON, T.J.; RANGO, A. Remote sensing in hydrology. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 25, p. 1367-1385, 2002.

SECRETARIA NACIONAL DE SANEAMENTO AMBIENTAL. **Sistema Nacional de Informações sobre Saneamento**: diagnóstico dos serviços de água e esgotos - 2008. Brasília: MCIDADES, SNSA, 2010. 408 p

SEDIYAMA, G.C. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. i-xii, 1996.

SETTI, A.A.; LIMA, J.E.F.W.; CHAVES, A.G.M.; PEREIRA, I.C. **Introdução ao gerenciamento de recursos hídricos**. 2. ed. Brasília: Agência Nacional de Energia Elétrica, Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas, 2000. 207 p.

SIRIWARDENA, L.; FINLAYSON, B.L.; MCMAHON, T.A. The impact of land use change on catchment hydrology in large catchments: The Comet River, Central Queensland, Australia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 326, p. 199 -214, 2006.

SHUTTLEWORTH, W.; GURNEY, R.J.; HSU, A.Y.; ORMSBY, J.P. FIFE: the variation in energy partitioning at surface flux sites, remote sensing and large scale global processes. **AIS Publication**, Oxfordshire, n. 186, p. 67-74, 1989.

STOLTE, W.J.; HERRINGTON, R. Changes in the hydrologic regime of the Battle river basin, Alberta, Canada. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 71, p. 285- 301, 1984.

SUN, G.; ZHOU, G.; ZHANG, Z.; WEI, X.; MCNULTY, S.G.; VOSE, J.M. Potential water yield reduction due to forestation across China. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 328, p. 548-558, 2006.

TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, Reston, v. 13, n. 2, p. 51-63, 2008

TUCCI, C.E.M. **Impactos da variabilidade climática e uso do solo sobre os recursos hídricos**. Brasília: Agencia Nacional de Águas, 2002. 150 p.

TUCCI, A.E.M.; BELTRAME, L.F.S. Evaporação e evapotranspiração. In: TUCCI, A.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: UFRGS, 2001. p. 253-287.

TURNER, D.P.; COHEN, W.B.; KENNEDY, R.E.; FASSNACHT, K.S.; BRIGGS, J.M. Relationships between leaf area index and Landsat TM spectral vegetation indices across three temperate zone sites. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 70, p. 52-68, 1999.

VERONA, J.D. **Classificação e monitoramento fenológico foliar da cobertura vegetal na região da floresta nacional do Tapajós - Pará, utilizando dados multitemporais do sensor Thematic Mapper (TM) do Landsat**. 2002. 159 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002

VIDEIRA, O.; MELIÁ, J.; SEGARRA, D.; GARCÍA-HARO, J. Modeling rates of ecosystem recovery after fires by using Landsat TM data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 61, p. 383-398, 1997.

WATERS, R.; ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; BASTIAANSEN, W. **SEBAL:** surface energy balance algorithms for land. advanced training and users manual; version 1.0. Idaho: Idaho Department of Water Resources, 2002. 98 p.

WEBB, E.K. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. **The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Hoboken, v. 96, p. 67-90, 1970.

WILLMOTT, C.J.; CKLESON, S.G.; DAVIS, R.E. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, Ottawa, v. 90, n. C5, p. 8995-9005, 1985.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Guide to hydrological practices:** data acquisition and processing, analysis, forecasting and other applications. 5th ed. Geneva, 1994. 735 p. (WMO, 168).

XU. C.Y.; SINGH, V.P. A review on monthly water balance models for water resources investigations. **Water Resources Management**, Amsterdam, v. 12, p. 31-50, 1998.

ZIEGLERA, A.D.; GIAMBELLUCAA, T.W.; TRANC, L.T.; VANAA, T.T.; NULLETA, M.A.; FOXD, J.; VIENE, T.D.; PINTHONGF, J.; MAXWELLG, J.F.; EVETTH, S. Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: evidence of accelerated overland flow generation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 287, p. 124-146, 2004.

ANEXOS

Anexo A - Equações utilizadas para preenchimento de falhas no banco de dados de precipitação da bacia do rio Verde, GO

Anexo B - Resultado do teste de consistência dos dados de precipitação da bacia do rio Verde, GO

Anexo C - Equações utilizadas para preenchimento de falhas no banco de dados de vazão do Rio Verde, GO

Anexo D - Resultado do teste de consistência dos dados de vazão do Rio Verde, GO

Anexo E - Superfície de resposta geradas com o cruzamento de dados de vazão, precipitação pluviométrica e percentual de área com solo exposto na sub-bacia Cana, pertencente a bacia do Rio do Verde, GO

Rank 226 Eqn 1 $z=a+bx+cy$
 $r^2=0.11881725$ DF Adj $r^2=0.21162629$ FitStdErr=8.6025917 Fstat=0.60677267
 $a=37.894886$ $b=-0.086805183$
 $c=-0.093190023$

Rank 41 Eqn 77 $z=a+blnx+cy+dy^2$
 $r^2=0.61021572$ DF Adj $r^2=0.38748184$ FitStdErr=6.0685472 Fstat=4.1747243
 $a=338.09966$ $b=-3.5311606$
 $c=13.094314$ $d=-0.11007141$

Rank 84 Eqn 3709 $z=a+by^2+cy^2\ln y$
 $r^2=0.53896125$ DF Adj $r^2=0.36607172$ FitStdErr=6.2225017 Fstat=5.2605679
 $a=166.78766$ $b=0.51749817$
 $c=-0.11243063$

Rank 114 Eqn 2 $z=a+bx+cy+dy^2$
 $r^2=0.53796774$ DF Adj $r^2=0.2739493$ FitStdErr=6.6070672 Fstat=3.1049361
 $a=366.66376$ $b=0.0034280682$
 $c=13.422167$ $d=-0.11137508$

Rank 57 Eqn 3709 $z=a+by^2+cy^2\ln y$
 $r^2=0.53898125$ DF Adj $r^2=0.36807172$ FitStdErr=6.2225017 Fstat=5.2605679
 $a=-166.78766$ $b=0.51749817$
 $c=-0.11243063$

Rank 17 Eqn 3709 $z=a+by^2+cy^2\ln y$
 $r^2=0.65199283$ DF Adj $r^2=0.52149014$ FitStdErr=21.711482 Fstat=8.4307681
 $a=-756.44829$ $b=2.2853222$
 $c=-0.49620129$

Rank 273 Eqn 1 $z=a+bx+cy$
 $r^2=0.14143457$ DF Adj $r^2=0.18052746$ FitStdErr=58.883281 Fstat=0.74130121
 $a=5.6285621$ $b=0.22483642$
 $c=1.7576805$

Rank 212 Eqn 6 $z=a+bx+clny$
 $r^2=0.61592303$ DF Adj $r^2=0.47189417$ FitStdErr=62.963842 Fstat=7.2164015
 $a=446.12956$ $b=0.49146022$
 $c=102.83692$

Rank 276 Eqn 81 $z=a+blnx+clny$
 $r^2=0.67664019$ DF Adj $r^2=0.55538026$ FitStdErr=52.100984 Fstat=9.4163863
 $a=-1968.3281$ $b=288.76844$
 $c=83.555007$

Rank 284 Eqn 11 $z=a+bx+c/y$
 $r^2=0.66787345$ DF Adj $r^2=0.54332599$ FitStdErr=52.802526 Fstat=9.0490523
 $a=46.097462$ $b=0.36702397$
 $c=-2668.5231$