

INTRODUÇÃO

As preocupações com o uso da terra têm permeado inúmeros estudos científicos, no âmbito nacional e internacional, voltados para a avaliação dos impactos ambientais causados pelas atividades agropecuárias. O uso do território para fins produtivos agroexportadores tem sido uma temática amplamente debatida em fóruns, congressos e simpósios nos quais se destaca a questão ambiental. Problemas associados aos impactos causados ao meio ambiente, na maioria das vezes, estão associados às atividades agrícolas, desenvolvidas sem planejamento adequado ao correto uso dos recursos hídricos. Resultados negativos podem ser encontrados em diversas partes do território brasileiro, especialmente em área monocultoras.

O estado de Goiás se enquadra neste contexto de rápidas mudanças no uso da terra, por parte da expansão da atividade agropecuária. Na mesorregião do Sul Goiano, vem ocorrendo uma substituição de áreas agrícolas de culturas anuais e pastos, pela produção monocultora, especialmente cana-de-açúcar. Tendências de expansão da cultura canavieira no estado de Goiás são claras nas mesorregiões Centro e Sul Goiano. Alguns estudos mais específicos sobre as mudanças no uso do solo, nesta região, têm sido desenvolvidos, nos últimos anos, em resposta à necessidade de se avaliar os impactos causados pelas intensas mudanças, oriundas da expansão da produção canavieira.

Sobre a problemática da produção canavieira, Borges e Castro (2009) realizaram um levantamento das usinas em diferentes etapas de implantação no estado de Goiás, e mais precisamente, na mesorregião do Sul Goiano. Sob um aspecto geral, Castro, Borges e Amaral (2007) afirmam que o estado de Goiás possui boas condições naturais e infraestruturais para o plantio da cana-de-açúcar. Inúmeros estudos revelam que a expansão da cultura canavieira apresenta algumas tendências, com relação aos atributos do meio físico, solos com maior aptidão para a cultura, clima e relevo favoráveis e grande disponibilidade hídrica e socioeconômica, fato que pode ser comprovado a partir da distribuição das usinas (CASTRO et al., 2010), que se encontram próximas aos principais eixos rodoviários federais, e estaduais, em Goiás, especialmente nas regiões Centro e Sul Goiano, garantindo a exportação dos produtos.

Em estudo sobre avaliação dos impactos ambientais na microrregião de Quirinópolis, Borges, Silva e Castro (2009) atenta que para compreender melhor a história de expansão da cana-de-açúcar no estado de Goiás devem-se considerar duas tendências espaciais: uma ao norte e outra ao sul. Ao norte, o avanço se dá sobre áreas de vegetação nativa e até prioritárias de conservação, consistindo de 15% até 6% da área ocupada pela expansão canavieira. Ao sul, a concentração de áreas de plantio de cana-de-açúcar ocorre no centro-sul do estado de Goiás, principalmente na macrorregião do Sul Goiano onde estão concentradas 2/3 das usinas do estado, das quais se destacam as microrregiões de Meia Ponte, Rio dos Bois e Quirinópolis, segundo dados e levantamentos da Secretaria de Fazenda do Estado de Goiás (2010) e de Abdala e Castro (2010).

De acordo com Felfili et al., (1994), o Cerrado foi poupado da ocupação agrícola até épocas muito recentes. A pecuária extensiva e a exploração de lenha e carvão foram, até pouco tempo, as únicas atividades econômicas importantes no imenso território de domínio do cerrado. Estas atividades, apesar de causar impacto adverso, não implicaram redução significativa da área ocupada pelo bioma. Nas últimas décadas, porém, com o avanço tecnológico da agropecuária, o cerrado vem tendo sua área reduzida a uma taxa acelerada, estimada em 3% ao ano. Pelo menos 50% do cerrado original já foram totalmente destruídos.

Assim como afirmam Oliveira e Ferreira (2007) e Lima e Moraes (2008), na mesorregião do Sul Goiano, já se observa um cenário de devastação ambiental que atinge as bacias hidrográficas da região. Isto tem favorecido o processo de desertificação em algumas áreas, devido ao intenso uso da terra na busca por ganhos de produtividade e aumento das áreas plantadas. Algumas evidências apontam que algumas áreas de remanescentes do cerrado da mesorregião do Sul Goiano, encontram-se fragmentadas em partes isoladas e com pequenas dimensões, restritas às reservas legais e a áreas de preservação permanente como as matas ciliares. O avanço das atividades do setor agroindustrial, soja, carnes (bovinos, suínos e aves) e do, principalmente, setor sucroalcooleiro tende a intensificar a incorporação de áreas de cerrados antes não ocupadas.

O próprio crescimento populacional da região também tem sido um fator agravante para a intensificação do uso do solo, nas palavras de Lima e Moraes (2008). Esta concentração produtiva tem impactado o solo e a água da região, alguns municípios já têm necessidade do abastecimento por caminhões pipa,

cedidos pelo poder público, para ter garantido o fornecimento de água (FERREIRA et al., 2009).

Exemplos dos impactos negativos da cultura canavieira, com manejo convencional, podem ser observados na qualidade do ar, no clima e na disponibilidade hídrica. As áreas produtoras de cana-de-açúcar merecem estudos detalhados para investigar os impactos ambientais ocasionados pela transformação de espécies nativas em monoculturas. No que diz respeito aos impactos causados na flora e fauna, como também nos fatores meteorológicos que os compõem, a sazonalidade de chuvas e temperatura, pressão sobre os recursos hídricos, para fins de irrigação, sistema de manejo (convencional e/ou direto) e conservação do solo, usos de defensivos e fertilizantes químicos – estes devem ser avaliados constantemente a fim de serem mantidas práticas mitigadoras dos impactos ambientais (MACEDO, 2005; BORGES; CASTRO 2009).

1.1. **Motivação**

Alguns processos do ciclo hidrológico, a exemplo da evapotranspiração, apresentam modificações consideráveis devido às constantes mudanças nos usos dos solos. Para Pereira et al. (2009), a possibilidade de alteração do albedo da superfície está diretamente relacionada com mudanças no balanço radiativo e no balanço de energia. Esta alteração é provocada pelas mudanças nos fluxos de calor latente e sensível, podendo ocasionar alterações significativas no microclima da região, e influenciar diretamente o processo de evapotranspiração regional.

O conhecimento da evapotranspiração regional é considerado, por muitos pesquisadores, como fator fundamental para a compreensão da dinâmica hídrica, especialmente em áreas antropizadas, assim como a sua distribuição espacial e temporal, para a gestão das bacias hidrográficas e manutenção dos sistemas ambientais. Segundo Allen et al. (2005), determinar a variação espacial e temporal do fenômeno da evapotranspiração e o seu controle é imperativo para a manutenção e disponibilidade de água doce para futuras gerações.

Desta maneira, no atual contexto de reordenação produtiva do território brasileiro, diversos pesquisadores têm destacado a necessidade de avaliar constantemente os impactos ambientais decorrentes das rápidas mudanças do uso e cobertura do solo, ocasionados pela ação antrópica, especialmente das áreas

pertencentes à região centro-sul do Brasil. A expansão das atividades agropecuárias sobre as áreas naturais, notadamente no bioma do cerrado, resulta em danos à dinâmica ambiental, modificando os processos do ciclo hidrológico, o balanço de energia de superfície, alterações climáticas regionais, os processos modeladores do relevo, o equilíbrio ecológico, dentre outros.

Partindo destes argumentos, o presente trabalho destaca o problema das rápidas e intensas mudanças no uso do solo oriundas da expansão da atividade agropecuária, e seus impactos ao meio ambiente, especialmente sobre o processo da evapotranspiração regional, na mesorregião do Sul Goiano, a ser estudada e discutida. Para estimar o balanço de energia e de superfície e o processo da evapotranspiração regional, foi utilizado o método indireto, através do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), e dados de superfície coletados em estações meteorológicas (PCD).

1.2. Hipóteses

No âmbito deste trabalho foram levantadas duas hipóteses a serem investigadas e discutidas, como seguem abaixo:

1ª hipótese: as intensas mudanças de uso da terra na mesorregião do Sul Goiano, especialmente sobre o bioma do cerrado, estariam impactando diretamente o particionamento de energia em superfície e o processo da evapotranspiração regional.

2ª hipótese: o uso de modelos matemáticos, a exemplo do algoritmo SEBAL, pode fornecer boas estimativas e espacializações da partição dos fluxos de energia em superfície e do processo da evapotranspiração regional.

1.3. Justificativa

A dinâmica sazonal da evapotranspiração consiste em um dos processos funcionais mais importantes dos ecossistemas terrestres, notadamente por fazer parte do ciclo hidrológico, sendo responsável pelo retorno de umidade para atmosfera. A disponibilidade hídrica de aquíferos subterrâneos e a vazão das bacias

hidrográficas são diretamente influenciadas pela evapotranspiração regional, que atua como reguladora da disponibilidade hídrica dentro de um sistema que envolve o balanço de energia em superfície e a movimentação hídrica na interface entre a superfície terrestre e a atmosfera, resultando em seu equilíbrio termodinâmico. Por sua natureza, o processo da evapotranspiração está diretamente ligado aos tipos de usos e coberturas dos solos. A vegetação natural encontra-se adaptada às características climáticas regionais, tais como a temperatura e a disponibilidade hídrica, sendo este último fator, determinante para a realização de processos biológicos das plantas e para a própria regulação térmica atmosférica.

A importância dos estudos sobre o processo da evapotranspiração tem ganhado mais importância nos últimos anos, em particular pelo interesse voltado para compreensão dos mecanismos de regulação do ciclo hidrológico e das alterações climáticas globais. As atuais políticas nacionais de incentivo agrícolas, especialmente, à produção de biocombustíveis, no que diz respeito às políticas e acordos de mitigação dos efeitos das mudanças climáticas globais, têm considerado que em nosso país, num cenário próximo futuro, haverá grandes alterações de uso das terras e a consequente pressão nos recursos naturais, especialmente nos mananciais hídricos. Neste contexto, os estudos ambientais sobre evapotranspiração e o desenvolvimento da manutenção dos sistemas agropecuários requerem maior atenção, principalmente visando o desenvolvimento sustentável regional.

A complexidade dos processos que envolvem a evapotranspiração demanda o desenvolvimento de novas pesquisas e a criação de métodos inovadores que aprimorem as possibilidades para realizar sua estimativa. São consideradas limitações a pouca disponibilidade de estações medidoras e a sua distribuição espacial, estando geralmente instaladas em áreas voltadas para produção agrícola.

Os estudos voltados para o monitoramento da dinâmica espaço-temporal, de fluxos de superfície e em diferentes escalas, têm sido aprimorados, visando romper as dificuldades impostas pelos custos e pela pontualidade através de novas metodologias que façam usos de tecnologia moderna, relativamente barata e que tragam maior agilidade ao processo de mensuração ou estimativa dos processos naturais, a exemplo da evapotranspiração. A modelagem computacional, o uso de SIG's e dados de sensores orbitais se destacam como tendências para um futuro

próximo no desenvolvimento de pesquisas, buscando atender a demanda por informações a respeito da dinâmica ambiental.

A aplicação do sensoriamento remoto tem sido considerada uma das mais promissoras áreas de desenvolvimento de pesquisas, justificando o uso destes produtos, voltados para estimativa da evapotranspiração, em escala regional e até global. Sua potencialidade está associada à maior disponibilidade dos dados de sensores remotos, com boa regularidade temporal e espacial na cobertura da superfície terrestre, e ao aumento da disponibilidade por meio de download sem custos adicionais para aquisição. A intensificação da produção científica também pode ser considerada como um incentivo associado à disponibilidade de recursos computacionais, proporcionando uma extensa publicação científica de dissertações, teses, artigos, livros, relatórios, etc. disponível para consulta e embasamento científico, tais como, Bastiaanssen (1995), Bastiaanssen (1998a e b), Allen, Tasumi e Trezza (2002), Trezza (2002), Tasumi (2003), Mendonça (2007), Nicácio (2008), dentre outros.

A implementação do algoritmo do modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e dados de sensoriamento remoto da plataforma MODIS/Terra permitem realizar a estimativa da evapotranspiração em escala regional com o acréscimo de poucos dados de superfície, facilitando o monitoramento ambiental e as aplicações hidrológicas e agrícolas com custos reduzidos e agilidade frente aos métodos diretos acima relacionados. A disponibilidade dos dados do sensor MODIS e sua facilidade para aquisição também justificam uma maior aplicação de seus produtos em estudos científicos, pois agregam facilidade operacional, com correções radiométricas, geométricas, espaciais e atmosféricas, além de modelos e algoritmos agregados.

No atual contexto, de rápidas mudanças nos usos e coberturas do solo, especialmente nas áreas de domínio do cerrado brasileiro, tem-se a motivação e a justificativa para a realização deste presente estudo, baseado na necessidade de se contemplar o uso de novas tecnologias, na estimativa da dinâmica hídrica regional, notadamente, do processo da evapotranspiração, tais como o sensoriamento remoto e os modelos, em substituição aos onerosos métodos diretos.

As informações sobre evapotranspiração são utilizadas na resolução de numerosos problemas, planejamento de áreas agrícolas, na previsão de cheias, construção e operação de reservatórios, dentre outros. As informações obtidas por

medidas diretas de diferentes locais e em condições meteorológicas diferentes, não existem em quantidade suficiente. Assim, estimativas baseadas em princípios físicos são utilizadas como alternativas para suprir esta carência.

1.4. **Objetivos**

1.4.1. Objetivo geral

O presente estudo visa, em termos gerais, realizar uma estimativa da evapotranspiração por meio da implementação do algoritmo SEBAL, assim como pela utilização de imagens MODIS/Terra *collection 5*, aliados a técnicas de sensoriamento remoto. Tal estudo se realiza em uma área com múltiplos usos e coberturas do solo, compreendida pela mesorregião Sul do estado de Goiás, sob o domínio do cerrado brasileiro.

1.4.2. Objetivos específicos

Em termos específicos, pretende-se:

- Implementar o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) para estimar os fluxos de energia em superfície e as taxas de evapotranspiração real sobre a mesorregião do Sul do estado de Goiás, por meio de imagens MODIS/Terra.
- Realizar uma análise da espacialização e do particionamento dos fluxos de energia em superfície e do processo de evapotranspiração na mesorregião do Sul Goiano.
- Averiguar as mudanças ocorridas dentro do recorte temporal do particionamento dos fluxos de energia em superfície e do processo da evapotranspiração.
- Estimar as variações dos fluxos de energia em superfície das áreas de cerrado, água, solo exposto, pastagem, cana-de-açúcar, soja e área urbana, nos anos de 2006, 2007, 2008, 2009 e 2010.

1.5. Estrutura da dissertação

A dissertação foi estruturada em cinco capítulos, descritos a seguir, acrescidos de referências bibliográficas.

O primeiro capítulo introduz o tema do trabalho, contextualizando o problema e apresentando a motivação, as hipóteses, a justificativa e os objetivos, que estão divididos em geral e específicos.

O segundo capítulo contempla a fundamentação teórica necessária para o desenvolvimento da pesquisa. Temos neste capítulo uma breve descrição do ciclo hidrológico, tratando do processo da evapotranspiração. Esta parte do trabalho também trata dos componentes do balanço de energia, da importância do sensoriamento remoto para os estudos ambientais, do sensor MODIS e suas aplicações no meio ambiente e da modelagem de processos ambientais.

No terceiro capítulo temos a apresentação da área de estudo, bem como sua descrição geográfica, seus aspectos geológicos, morfológicos e pedológicos.

O quarto capítulo apresenta a metodologia utilizada para a elaboração do trabalho, abordando as ferramentas utilizadas para o processamento dos dados, tendo como foco principal a realização da estimativa dos fluxos de energia em superfície; e da evapotranspiração.

O quinto capítulo descreve a aplicação das técnicas escolhidas para a análise a ser efetuada e apresenta os resultados e conclusões do trabalho, por meio de mapas, tabelas e gráficos.

O sexto capítulo procura destacar as considerações finais e os pontos mais relevantes na análise, apresentando ainda recomendações para trabalhos futuros nessa linha de pesquisa.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. O ciclo hidrológico

A água é considerada a substância mais abundante e importante do planeta Terra, participando diretamente dos processos vitais, de plantas e dos animais, e também na modelagem do relevo terrestre. Distribuída na atmosfera e na parte superficial da crosta terrestre, até uma profundidade de aproximadamente 10 km abaixo da interface atmosfera / crosta, ela encontra-se estocada em reservatórios naturais tais como rios, lagos, oceanos, geleiras, vapor d'água na atmosfera e em aquíferos subterrâneos, constituindo desta forma a hidrosfera. O constante intercâmbio entre estes reservatórios compreende o ciclo hidrológico e representa o processo mais importante da dinâmica externa da Terra (TEIXEIRA et al., 2000).

Conforme Skinner et al. (1987), o ciclo hidrológico pode ser compreendido partindo do princípio de que o planeta Terra apresenta um volume total constante de água num sistema fechado. O volume de água é aproximadamente constante ao longo do tempo, coexistindo em diferentes estados, distribuídos em diferentes formas de reservatórios, num ciclo em constante movimento. A água gerada ao longo dos anos sob a forma de vapor é denominada água juvenil, originando um constante movimento ao passar pelos estados líquido, sólido e gasoso, devido à ação da energia solar.

O ciclo hidrológico se completa com o retorno da água para atmosfera por meio da evaporação direta, causada pela radiação solar e pelo vento, ou através da liberação indireta proporcionada pela atividade biológica de organismos, principalmente as plantas, através da respiração e transpiração. Este conjunto de processo é denominado de evapotranspiração. Estima-se que os oceanos contribuem com 85% do total anual evaporado e os continentes com 15% por evapotranspiração. Nas áreas de clima quente e úmido o fenômeno da evapotranspiração pode devolver cerca de 70% da água oriunda da precipitação para atmosfera. A variação de umidade no ar pode ir de 0% em área árida até 4% em áreas úmidas. Desta maneira, podemos considerar o ciclo hidrológico como um bom exemplo de conversão da energia em trabalho, onde a energia radiante é convertida em trabalho e energia potencial ao longo da movimentação da água

através da hidrosfera (SKINNER et al., 1987; TEIXEIRA, et al., 2000; BRUTSAERT, 2005).

2.1.1 O processo da evapotranspiração

O processo da evapotranspiração consiste na atuação de dois fenômenos distintos, os quais atuam de maneira conjunta na hidrosfera: a evaporação e a transpiração. Ambos os processos apresentam princípios diferenciados segundo a sua natureza, mas atendem a um plano comum de funcionamento, baseado no transporte hídrico na interface da superfície terrestre – atmosfera, por meio da evaporação hídrica da superfície do solo ou de processos fisiológicos animais e vegetais.

A evaporação é definida como um conjunto de fenômenos físicos de passagem da água, em seu estado líquido, estocadas nas superfícies dos terrenos e corpos hídricos tais como rios, lagos e oceanos, ou sobre as folhas umedecidas pelas chuvas e irrigação, para atmosfera. A transpiração está relacionada aos processos fisiológicos das plantas que passam a umidade retirada dos solos por meio das raízes para atmosfera ou quando é excretada pelos animais (GARCEZ et al., 1988; PINTO et al., 2007).

O sistema solo-planta-atmosfera pode ser considerado fisicamente inter-relacionado entre seus elementos e extremamente dinâmico, com vários processos de fluxos de energia e transporte hídrico. De acordo com o conceito de potencial hídrico, o fluxo de água ocorre dos pontos de maior potencial para os de menor potencial. Desta maneira, a quantidade de água transpirada diariamente é grande em relação às trocas de água na planta, onde a menor e a maior resistência são obtidas, respectivamente, na planta e nas folhas ao passar a água para a atmosfera (TUCCI et al., 2007).

De acordo com as definições de Strahler e Strahler (1989), o processo da evapotranspiração pode ser classificado em *real* e *potencial*. A evapotranspiração real é a proporção real de água devolvida à atmosfera, contida nas superfícies dos solos ou por meio da transpiração processada pela cobertura vegetal. A evapotranspiração potencial é o fluxo de vapor d'água que se estabelece dentro de condições iniciais ideais, como por exemplo, uma cobertura vegetal completa com folhas verdes ou a existência de uma área de terra desprovida de vegetação.

No documento FAO-56, Allen et al. (1998) definem o processo de evapotranspiração como uma combinação de dois processos distintos: a evaporação, pelo qual a água passa da superfície terrestre para a atmosfera; e o processo de transpiração, que é tida como a vaporização de água líquida contida em tecidos vegetais, expressa em milímetros por unidade tempo, perdidas através dos estômatos das plantas. Para que ocorra o processo de evaporação, é necessária uma quantidade de energia, denominada calor latente, geralmente fornecido pela radiação solar e pela temperatura, que altera o estado das moléculas da água do estado líquido para o estado de vapor. Características do ambiente e das práticas de cultivos influenciam diretamente no fenômeno da transpiração, uma vez que, cada tipo de planta possui um tipo de taxa de transpiração, associada aos processos metabólicos necessários ao seu crescimento e desenvolvimento. Uma vez que o solo está com elevados índices de umidade nos interstícios da matriz, é mantida uma condição potencial de evapotranspiração, determinada pelas condições climáticas. À medida que o solo seca, a taxa real torna-se mais baixa que a taxa potencial, e as condições meteorológicas passam a prevalecer. Entende-se assim, que a evapotranspiração real é a taxa de perda d'água por uma superfície vegetada na unidade de tempo, nas condições prevalecentes.

De acordo com Brutsaert (2005), o processo da evapotranspiração é considerado o segundo mais importante componente do ciclo hidrológico, em termos de transporte hídrico na interface superfície terrestre-atmosfera, depois da precipitação e inúmeras razões são consideradas importantes para justificar a necessidade de constantes medições dos índices de vapor d'água presentes na atmosfera, especialmente por meteorologistas e climatologistas.

Segundo afirmações de Ayoade (2001), o vapor d'água é o componente atmosférico mais importante na determinação do tempo e do clima, embora represente somente 2% da massa total da atmosfera e 4% do volume total. São enumeradas, segundo o autor, algumas razões, de acordo com a importância, do vapor d'água para pesquisadores de várias áreas do conhecimento. Em primeiro lugar, por que é a origem de todas as formas de condensação e precipitação, a quantidade de água num certo volume de ar é um indicativo potencial da atmosfera em produzir precipitação. Em segundo lugar, pois ajuda a absorver a radiação solar na atmosfera terrestre e, assim, desempenha o papel de regulador térmico do sistema terra-atmosfera. Em terceiro lugar, os vapores de água contêm calor latente

e essa energia é liberada quando se condensa. O calor latente torna-se uma importante fonte de energia para a circulação atmosférica e para o desenvolvimento de perturbações do ar. Em quarto lugar, a distribuição vertical do vapor na atmosfera provoca instabilidades do ar. Em quinto lugar, a quantidade de vapor d'água na atmosfera influencia diretamente as taxas de evapotranspiração.

Devido às importâncias supracitadas pelo autor acima, inúmeros métodos de quantificação do vapor d'água na atmosfera foram desenvolvidos e ainda são implementados sob constantes aprimoramentos. As taxas de evapotranspiração são estimadas utilizando formulações baseadas em duas abordagens fundamentais: a abordagem aerodinâmica e a abordagem do balanço energético. Na abordagem aerodinâmica, o fluxo do vapor que advém de uma superfície e promove a evaporação é expressa em função da velocidade do vento e do gradiente de pressão vaporífica sobre a superfície. Na abordagem de balanço energético, o problema se resolve determinando a quantidade de radiação líquida utilizada para vaporizar a água.

2.1.2 Balanço hídrico

De acordo com Pereira, Villa Nova e Sediyaama (1997), o balanço hídrico resulta da aplicação do princípio de conservação de massa para a água, num volume de solo vegetado. O balanço hídrico climatológico é uma das diversas maneiras de se monitorar o armazenamento de água no solo, “fornece estimativas da evapotranspiração real, da deficiência do excedente, e o armazenamento de água no solo, tanto em escala diária como mensal”.

Os ganhos e perdas de água na superfície terrestre são contabilizados por meio do balanço hídrico. A água retida na zona de infiltração dos solos é incrementada pela recarga através da precipitação ao mesmo tempo em que também diminui por evapotranspiração. Qualquer excedente hídrico passa para camadas mais profundas pelo processo de percolação ou são perdidas por escoamento superficial. O balanço hídrico pode ser representado pela Equação 1 abaixo:

$$P = E + G + R \quad (1)$$

Onde,

P é a precipitação

E é a evapotranspiração

G são as trocas com as reservas de água

R é o excedente hídrico

2.2 Componentes do balanço de energia

A energia radiante fornecida pela iluminação solar consiste no elemento responsável pela dinâmica do sistema Terra-atmosfera, e de forma especial, pela dinâmica do ciclo hidrológico. O fenômeno da evapotranspiração depende diretamente desta energia que, por sua vez, varia de acordo com o ângulo de incidência dos raios solares, com o conteúdo de vapor d'água existente na atmosfera, com a altitude e a espessura da camada de nuvens (TUCCI et al. 2007).

A radiação solar propagada no sistema terra-atmosfera corresponde à emissão de energia na forma de ondas eletromagnéticas. O espectro eletromagnético é composto por um feixe de raios que varia de acordo com a magnitude de seus comprimentos de onda e pela frequência com que estas ondas se movimentam, ou seja, pelos ciclos que ocorrem por segundos, também identificados pelas distâncias entre as cristas de cada onda propagada, denominadas comprimento de onda. Sob o aspecto do comportamento em relação à energia radiada incidente, todo corpo que esteja a uma temperatura superior a -273°C (0° Kelvin) apresenta uma quantidade de energia e a emite sob a forma de radiação. Segundo a Lei de Stefan-Boltzman, a energia irradiada por um corpo depende da sua temperatura proporcional à quarta potência da mesma. A Lei de Planck afirma que a temperatura de um corpo também influencia o comprimento de onda emitida, deduzindo-se que quanto mais quente o corpo se apresentar mais ondas curtas serão emitidas, como formulado pela 3ª Lei da Física e Lei de Wien (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A Terra intercepta apenas $2,55 \times 10^{18}$ dos 56×10^{26} calorías irradiadas pelo Sol. Estima-se em torno de 0,04 calorías por minuto por centímetro quadrado, o

que é proporcional a $1,39 \text{ kW.m}^{-2}$ de energia radiante incidente sobre a superfície terrestre. A média anual da potência da radiação solar varia de $0,1$ a $0,2 \text{ kW.m}^{-2}$, energia suficiente para evaporar uma lâmina de água de $1,30$ a $2,60\text{m}$ de altura. A energia empregada para mudar a parcela de água do estado líquido para o estado de vapor é denominada calor latente de vaporização. O calor sensível por condução está relacionado ao transporte por difusão molecular e turbulenta entre a superfície e a atmosfera (AYOADE, 2001).

O fluxo de energia solar recebida pela Terra, por unidade de área, por superfície, formando ângulos retos com os raios solares no topo da atmosfera é denominado constante solar, avaliada em $2 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$ ou $2ly$ (*langleys*) por minuto. Ela apresenta um comprimento de onda curto da ordem de 1μ . Da parcela que chega a superfície terrestre, parte é absorvida e parte é refletida. A porção absorvida pela atmosfera corresponde a 11% do total de radiação solar e fica retida devido às moléculas de gases estufa (H_2O , CO_2 e NO_3) e partículas de poeira participando diretamente no processo de evaporação e radiação térmica para atmosfera. Uma porção é dispersa no espaço (9%) e outra parcela incide sobre a Terra (5%). Cerca de 33% desta energia é refletida e o restante chega sobre a superfície terrestre (42%), produzindo o aquecimento da superfície e resultando na evaporação e na radiação térmica em direção à atmosfera. A superfície absorve a radiação de onda curta e emite radiação térmica pelas moléculas que compõem a atmosfera na faixa do espectro eletromagnético de onda longa (GARCEZ et al., 1988; PINTO et al., 2007).

Estes fluxos de energia podem ser determinados pelo balanço de energia na superfície terrestre, retratando a dinâmica do sistema terra-atmosfera e o modo como os vários fenômenos se comportam.

O balanço de energia pode ser calculado pela Equação 2.

$$R_n = G + H + LE + P + M \quad (2)$$

Onde,

R_n = radiação líquida (W.m^{-2} ou $\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$);

G = fluxo de calor ao solo (W.m^{-2} ou $\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$);

H = fluxo de calor sensível ao ar ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ou $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$);

LE = fluxo de calor latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ou $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$);

P = taxa de fotossíntese;

M = trocas de energia entre os processos metabólicos, a planta, a copa da vegetação e o ambiente.

A radiação líquida recebida na superfície terrestre é utilizada no aquecimento do solo (G – fluxo de calor ao solo) e do ar (H – fluxo de calor sensível ao ar) e no processo de evaporação (LE – fluxo de calor latente) na fabricação de matéria seca pelo processo fotossintético (P) e nas trocas de energia da superfície com os processos metabólicos (M). Os valores de P e M geralmente são omitidos no equacionamento por serem considerados menores que os erros de medição dos componentes principais. A quantidade de energia utilizada no processo fotossintético corresponde a apenas 5% da radiação líquida, como representado na Figura 1 (LIU, 2006).

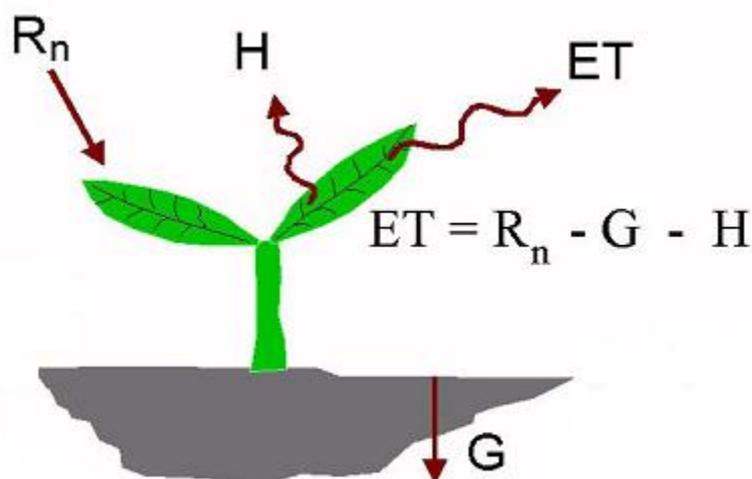


Figura 1 - Componentes do balanço de energia em superfície.
Fonte: adaptado de Allen, Tasumi e Trezza (2002).

Existem dois métodos distintos voltados para a estimativa dos fluxos de energia na superfície terrestre, como afirma Liu (2006): um se baseia na quantificação da energia líquida dos fluxos das radiações de onda curta e onda longa, recebidas pela superfície terrestre, e o outro é baseado na quantificação dos

fluxos da utilização da radiação líquida, recebida pela superfície terrestre. A estimativa da radiação líquida recebida pela superfície terrestre é obtida pela Equação 3.

$$R_n = (1 - \alpha) R_{c\downarrow} + R_{l\downarrow} - R_l \quad (3)$$

Onde,

R_n = radiação líquida ($W.m^{-2}$);

α = albedo;

$R_{c\downarrow}$ = radiação de onda curta incidida sobre a superfície ($W.m^{-2}$);

$R_{l\downarrow}$ = radiação de onda longa incidida na superfície ($W.m^{-2}$);

$R_{l\uparrow}$ = radiação de onda longa emitida ao espaço ($W.m^{-2}$).

Para calcular o valor de $R_{l\uparrow}$, utiliza-se a Equação 4.

$$R_{l\uparrow} = \sigma \varepsilon T_{st}^4 + (1 - \varepsilon) R_{l\uparrow} \quad (4)$$

Onde,

σ = constante Stefan-Boltzmann, $5,67 \times 10^{-8} W.m^{-2} K^{-4}$;

ε = emissividade da superfície;

T_{st} = temperatura da superfície.

O balanço de radiação é baseado na diferença entre a quantidade de radiação que é absorvida e emitida por um dado corpo ou pela superfície terrestre, conforme representado na Figura 2.

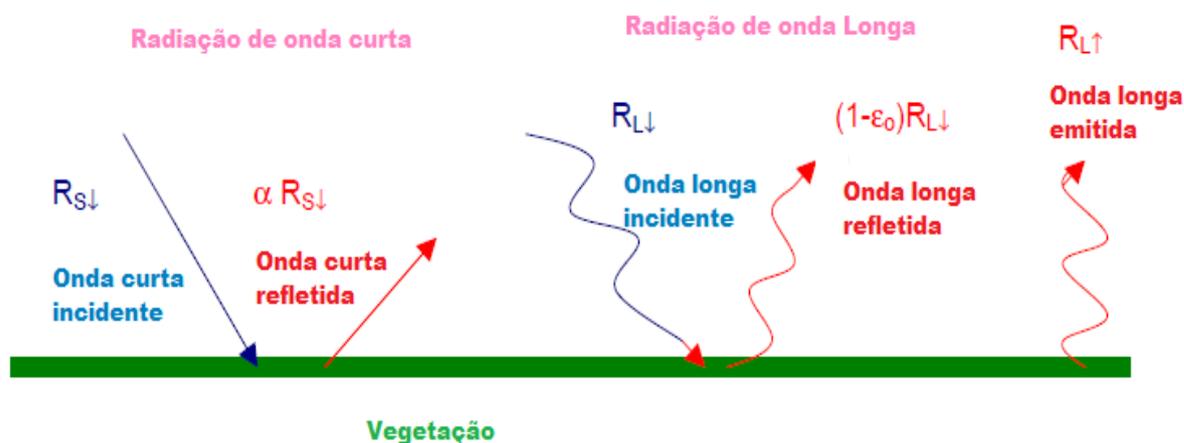


Figura 2 - Esquema representativo do balanço de radiação de superfície. Relação entre as radiações absorvidas e emitidas pela superfície terrestre.

Fonte: adaptado de Allen (2002).

O balanço de radiação terrestre é positivo durante o dia e negativo durante a noite; e ao longo do ano, o balanço de radiação da superfície terrestre é positivo, enquanto o da atmosfera é negativo. Os fluxos utilizados no balanço de radiação serão descritos a seguir com maior detalhamento.

2.2.1 Radiação solar líquida (R_n)

A radiação líquida é o produto do balanço de radiação recebida pela superfície terrestre, tem grande importância, pois redistribui a energia solar entre a superfície terrestre, a atmosfera e o solo, participando de processos importantes como a fotossíntese, a evapotranspiração e o aquecimento do solo e da atmosfera terrestre. As ondas emitidas pela radiação solar encontram-se situadas na faixa de 0,4 até 0,3 μ m, denominada radiação de onda curta, ficando concentrada na faixa de 0,4 até 0,7 μ m (LIU, 2006).

2.2.2 Fluxo de calor ao solo (G)

O fluxo de calor ao solo corresponde à energia radiada do Sol e transportada para em sentido vertical para a matriz do solo. Os valores são negativos, pois o fluxo

de calor ocorre no sentido vertical, de cima para baixo. Algumas propriedades químicas e físicas do solo exercem influências sobre a condutibilidade calorífica no solo, tais como: a textura, a estrutura, a composição mineral, a compactação, o teor de umidade e de matéria orgânica. À medida que aumenta a profundidade do solo, ocorre um decréscimo de temperatura, expressa na ineficiência do solo em conduzir calor. A partir de 30 cm de profundidade do solo, praticamente não ocorrem variações de temperatura, especialmente nas partes mais profundas. As variações diurnas são respostas diretas das incidências dos raios infravermelhos da luz solar, passando para um processo de perda rápida no período noturno, quando o solo passa atuar na forma de um sumidouro de energia do ar. O valor do fluxo de calor ao solo geralmente é um terço da radiação solar líquida (R_n) no pico da radiação solar, que ocorre próximo das 14h.; os valores noturnos geralmente são negativos e freqüentemente ignorados (VIANELLO; ALVES, 2000).

2.2.3 Fluxo de calor sensível ao ar (H)

A variação diária da temperatura do ar está diretamente ligada às condições da chegada da energia solar sobre o solo e seu aquecimento. Ocorre uma grande defasagem entre a máxima temperatura da superfície do solo e a do ar. A temperatura máxima nas camadas imediatas sobre o solo apresenta variações simultâneas ao aquecimento ou resfriamento do mesmo. (VIANELLO; ALVES, 2000).

2.2.4 Fluxo de calor latente (LE)

O fluxo de calor latente (LE) geralmente é confundido com o processo de perda de água na superfície na forma de vapor, ou em outras palavras, evapotranspiração (ET). Para os meteorologistas, o termo LE é utilizado para fins de cálculos do balanço de energia, mensurado em $W.m^{-2}$, enquanto hidrólogos e agricultores relacionam este elemento aos cálculos de balanço hídrico. É importante saber a conversão entre LE e ET a fim de facilitar os cálculos do fluxo de evapotranspiração pelo método do balanço hídrico ou do fluxo de calor latente pelo método de balanço de energia da superfície terrestre. O calor latente também é definido como a energia gasta para evaporar um grama de água, passando-a da

fase líquida para a gasosa, em uma determinada temperatura. A unidade de medida do LE em $\text{cal cm}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$ pode ser convertida para unidade de ET em mm/dia (LIU, 2006). O autor afirma que o fluxo de calor pode ser convertido para o fluxo de evapotranspiração da seguinte forma:

$$L_v E = 114 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} = 235,2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$$

Considerando $L_v = 589,4 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1}$ na temperatura de 25°C

$$ET = L_v E / L_v = (235,2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ dia}^{-1}) / (589,4 \text{ cal g}^{-1}) = 0,4 \text{ g cm}^{-2} \text{ dia}^{-1} = 4 \text{ mm dia}^{-1}$$

A unidade dimensional de ET em mm facilita os cálculos no balanço hídrico, pois a quantidade de precipitação disponível para o solo também é medida em mm.

2.3 O sensoriamento remoto e os estudos ambientais.

Nos últimos anos, as ciências ambientais têm feito usos de inúmeros recursos tecnológicos para aquisição, processamento e análise de dados. O desenvolvimento de sistemas sensores laboratoriais, portáteis, aerotransportados e orbitais permitiram a obtenção de produtos confiáveis e uma massa de dados num reduzido período de tempo, com baixos custos financeiros.

Para Florenzano (2007), a evolução da tecnologia espacial proporcionou avanços nas técnicas de aquisição de imagens obtidas por sensores acoplados em satélites artificiais. A partir destes avanços inúmeros objetos submetidos à investigação científica passaram a ser investigados por uma perspectiva que permitiu novas observações, novas descrições e uma nova compreensão dos fenômenos e ambientes naturais. O monitoramento do meio ambiente por intermédio de sensores remotos trouxe novas possibilidades de entendimento da dinâmica ambiental, a qual era muito dificultada, ou mesmo quase impossível, por meio de métodos tradicionais. Os sensores instalados em satélites permitiram a aquisição de informações sobre os padrões globais e a dinâmica das nuvens, da cobertura vegetal e suas variações sazonais, das estruturas morfológicas de superfície,

temperatura dos oceanos e dos ventos. A amplitude espacial de cobertura das plataformas de satélites e os ciclos rápidos de imageamento permitiram a observação das mudanças sazonais, anuais e de longo prazo fornecendo dados para estudos de características e comportamentos regionais e continentais.

Em levantamento realizado por Jensen (2009), a respeito das definições sobre sensoriamento remoto, o autor propõem uma compreensão do universo científico em que se situa a obtenção de dados e informações sobre o meio ambiente e sobre os espaços modificados pela ação humana por meio de sensores, bem como as vantagens e desvantagens no uso desta tecnologia.

As definições apresentadas por Konecny (2003), Elachi e Zyl (2006), consideram o sensoriamento remoto como uma ciência que adquire informações sobre a superfície terrestre sem realmente estar em contato com ela, já Landgreb (2003) afirma que sob um aspecto, o sensoriamento remoto se define como uma arte.

Na concepção de Elachi e Zyl (2006), a geração de informações sobre um objeto sem o contato direto com ele é possibilitado pela existência de um campo de força entre o dispositivo de detecção utilizado e o objeto estudado, e como as mudanças de comportamento deste corpo modificam suas características. Este campo de força é oriundo de ondas mecânicas em materiais sólidos ou ondas sonoras em corpos hídricos.

As definições acima levantadas, tanto por Jensen (2009) quanto pelos demais autores apresentam explicações sobre o sensoriamento remoto, considerando a amplitude do termo e do conjunto de técnicas envolvidas no processo de aquisição de informações sobre objetos e fenômenos por meio da energia eletromagnética e dos sensores remotos.

2.3.1 Os princípios do sensoriamento remoto

O princípio básico de funcionamento do sensoriamento remoto é o registro da energia eletromagnética emitida, refletida ou absorvida pelas superfícies e objetos por meio de sistemas sensores. As interações realizadas entre a energia eletromagnética e o objeto proporcionam importantes dados que podem ser codificados, armazenados, processados e interpretados pelo especialista, a fim de

gerar informação com considerável precisão de inúmeros alvos sobre a superfície terrestre.

Em grande parte do sensoriamento remoto, o processo envolve uma interação entre a radiação incidente e os alvos de interesse. O campo de energia decorrente da Terra é, naturalmente, finito em magnitude e o processo de coleta deve procurar dividir este finito num conjunto espacializado de pixels no qual o nível de potência de cada pixel é dividido num número de bandas espectrais (JENSEN, 2009).

Segundo Elachi e Zyl (2006) energia eletromagnética, equacionada por James Clerk Maxwell nos anos 1860 é a mais adequada para realizar o processo de geração e análise de imagens por meio da radiação incidente detectada através de um sensor. Isto é feito através da detecção e do registro da energia refletida ou emitida e também pelo processamento e análise destas informações. A formulação de Maxwell sobre a radiação eletromagnética considera o movimento ondulatório por seus aspectos matemáticos. No entanto, alguns fenômenos importantes apresentam as suas interações com a matéria, bem descritas pelas formulações matemáticas, sendo mais adequadas as descrições quânticas da energia. A energia eletromagnética pode ser quantificada na forma de fluxos de energia radiante, que é proporcional à frequência em unidade de tempo.

A energia eletromagnética é o meio pelo qual a informação é transmitida de um objeto para um sensor, senso posteriormente codificado o seu conteúdo de frequência, intensidade e polarização da onda eletromagnética. Ela se propaga à velocidade da luz através do espaço, ou indiretamente por reflexão, dispersão e irradiação. A transferência de energia por radiação eletromagnética é de fundamental interesse para a ciência do sensoriamento remoto, pois é a única forma de transferência de energia que ocorre no vácuo, a exemplo da região que separa o Sol do planeta Terra (LIU, 2006).

A onda eletromagnética consiste num campo unificado de forças eletromagnéticas e elétricas, como mostra a Figura 3. O campo elétrico é perpendicular ao campo magnético e ambos os campos são perpendiculares à direção da propagação da onda eletromagnética. Segundo, Lillesand e Kiefer (1994) a teoria das ondas descreve a energia eletromagnética e seu princípio físico por meio da Equação 5.

$$c = v \cdot \lambda \quad (5)$$

Onde,

$c = 3 \times 10^8$ m / seg. (é essencialmente constante)

v = freqüência

λ = comprimento de onda

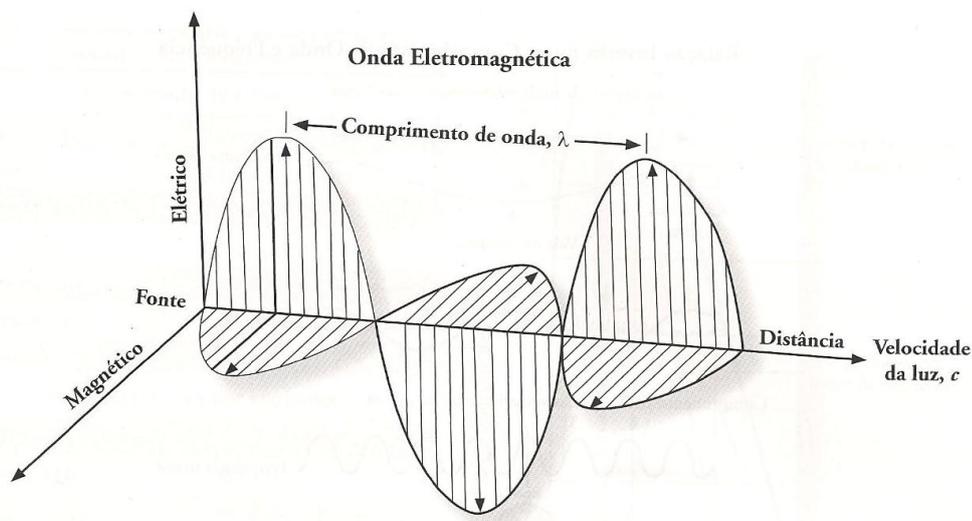


Figura 3 - Esquema representativo de uma onda eletromagnética.
Fonte: Jensen (2009).

A unidade de medida utilizada para mensurar o comprimento de onda é o micrometro (μm), equivalente a 1×10^{-6} m.

Algumas características da energia eletromagnética são explicadas pela teoria das ondas ou pelo comportamento da onda com a matéria. Esta teoria sugere que a energia eletromagnética é composta por fótons ou quanta de energia como proposta pela função de Planck, que podem ser mensuradas pela relação descrita por Liu (2006), conforme a Equação 6.

$$Q = h \cdot v \quad (6)$$

Onde,

Q = energia de um quanta em Joules (J)

$h =$ constante de Planck ($6.626 \times 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{seg}^{-1}$)

$\nu =$ frequência

A Lei de Planck, segundo Vianello e Alves (2000), refere à emitância espectral de um corpo negro (E_{bf}) em função de sua temperatura média e da frequência da radiação como expressa na formulação matemática da Equação 7.

$$E_{bf} = 2\pi \cdot h \cdot \nu^3 / C_o^2 / \exp(h\nu / KT) - 1 \quad (7)$$

Onde,

$h =$ constante de Planck

$\nu =$ frequência da radiação

$C_o =$ velocidade da luz no vácuo

$K =$ constante de Boltzmann

$T =$ temperatura do corpo negro ($^{\circ}\text{K}$)

A energia utilizada pelo sensoriamento remoto é a radiação eletromagnética fornecida pelo Sol. Para um corpo negro a emitância de radiação total é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta. Qualquer corpo que apresente temperatura acima do zero absoluto (0°K ou -273°C) emite energia eletromagnética na forma de radiação. A detecção da magnitude de energia emitida pelos objetos e superfície terrestre e sua composição espectral é à base do sensoriamento remoto (LILLESAND; KIEFER, 1994). A relação existente entre a quantidade de energia radiante de um corpo e sua temperatura é expressa pela Lei de Stefan-Boltzmann como na Equação 8.

$$M = \sigma \cdot T^4 \quad (8)$$

Onde,

$M =$ total de radiação emitida pela superfície do material em $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

$\sigma =$ constante de Stefan-Boltzmann ($5.6697 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$)

$T =$ temperatura absoluta emitida pelo material ($^{\circ}\text{K}$)

Os autores Lillesand e Kiefer (1994), Vianello e Alves (2000) e Liu (2006) explicam que a Lei acima discriminada baseia-se na idéia de um corpo negro hipoteticamente ideal que pode absorver e emitir a energia incidente. A energia emitida por um corpo negro é independente, em que um objeto em determinada temperatura tem um pico de energia que é localizado por um determinado comprimento máximo de onda. Este máximo pode ser determinado segundo a formulação apresentada pela Lei de Wien, conforme a Equação 9.

$$\lambda_{\text{máx}} = (2897,9\mu\text{m } ^\circ\text{K})/T \quad (9)$$

Onde,

$\lambda_{\text{máx}}$ = comprimento máximo de onda (μm)

T = temperatura absoluta ($^\circ\text{K}$)

A radiação emanada de uma fonte interage com o objeto / alvo, apresentando um comportamento padrão sob condições conhecidas. Esta fonte de energia pode ser passiva (naturalmente disponível), como o caso da energia solar, ou ativa no caso da emissão de uma luz, de um laser ou de sinais de microondas. Parte desta radiação emitida interage com o objeto / alvo retornando ao encontro do sensor que detecta e armazena na forma de um sinal ou código para ser quantificado e armazenado. Tais valores de radiação armazenados são transformados em imagens, que podem ser submetidos a processamentos futuros, acrescido de informações (Figura 4) (KONECNY, 2003).

Algumas interações sofridas pela energia registrada por sistema sensor precisam ser entendidas para que haja uma correta interpretação dos dados armazenados. A energia provinda do Sol, por exemplo, é radiada pelas partículas atômicas do Sol e viaja no vácuo por milhares de quilômetros à velocidade da luz (cerca de $300.000 \text{ km}\cdot\text{seg}^{-1}$), levando em torno de 8 minutos para se deslocar pelo vácuo numa distância de 150 milhões de quilômetros até chegar à superfície terrestre. Na atmosfera e na superfície terrestre ocorrem interações com a energia proveniente do Sol, que podem ser refletidas ou absorvidas, retornando ao sensor

onde interagem com vários componentes do sistema óptico. Desta maneira, deve-se salientar que o exame detalhado de todo este processo acima descrito é fundamental para que ocorra um correto entendimento dos produtos analisados, tal qual são as imagens de sensoriamento remoto (JENSEN, 2009).

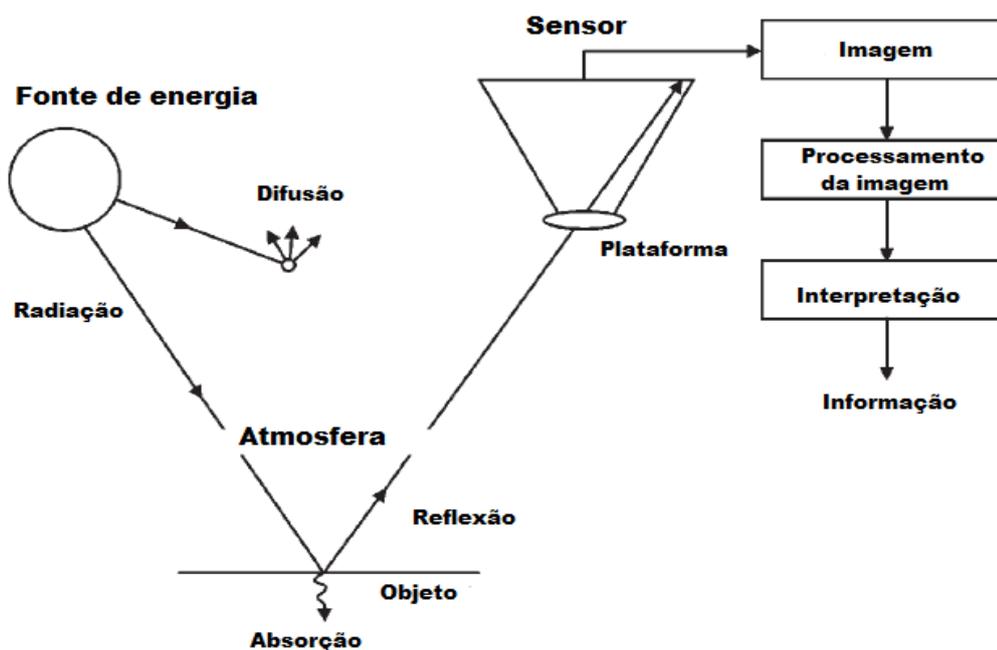


Figura 4 - Esquema representativo da obtenção de imagens por sensores orbitais.
Fonte: adaptado de Konecny (2003).

2.3.2 Espectro eletromagnético

O espectro eletromagnético apresenta intervalos de comprimento de ondas (ou frequências) denominados de banda, canal ou região.

Qualquer onda pode ser considerada como um conjunto de componente sinusoidal ou componentes espectrais, cada qual com um fluxo de radiação com diferentes comprimentos de onda ou frequências chamadas de distribuição espectral. Cada uma destas subdivisões representa uma faixa de energia distinta das demais, que apresenta comportamentos variados ao interagir com superfícies e meios pelo qual a energia se desloca. Há várias regiões do espectro eletromagnético de grande importância e interesse para a prática do sensoriamento remoto, como a faixa do visível, faixa ultravioleta e infravermelho (NOVO, 2008) (Figura 5).

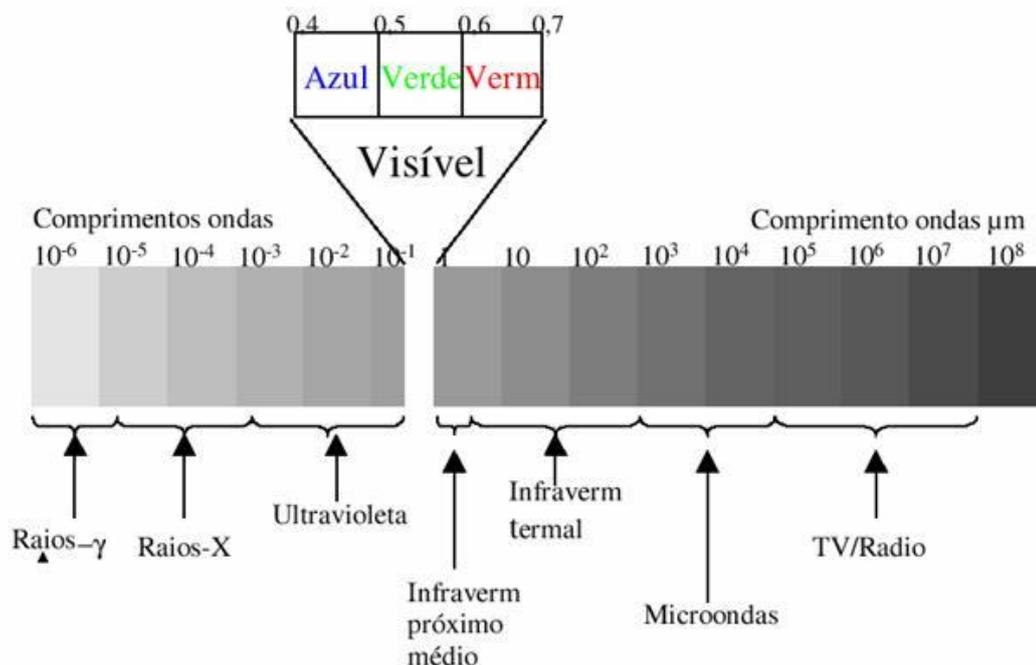


Figura 5 - Distribuição da energia eletromagnética pelo espectro e suas regiões.
Fonte: Figueiredo (2005).

Novo (2008) explica que o Sol e a Terra funcionam como duas importantes fontes de radiação eletromagnética, caracterizadas como máxima emissão na região do visível e pelo longo espectro de radiação da luz solar. A interação eletromagnética ocorre de diferentes maneiras com os ambientes naturais segundo a frequência das ondas. Uma série de mecanismos é envolvida na interação entre a onda eletromagnética e a estrutura de níveis de energia da matéria. À medida que a onda interage com um material, os núcleos entram em movimento de rotação, vibração ou deslocamento causando a troca de energia entre a onda e o material, e cada banda espectral tende a excitar diferentes mecanismos de interação com os objetos e superfícies.

A faixa do visível cobre uma banda do espectro que varia de 0,4 até 0,7 μm , e apresenta uma grande importância para a atividade do sensoriamento remoto. Esta faixa do espectro é subdividida em bandas menores, devido a distintos comportamentos quanto à sua interação com objetos e superfícies. O mais longo comprimento de onda visível é o vermelho e o menor é violeta. Azul, verde e vermelho são os principais cores e comprimentos de onda do espectro visível.

Na banda próxima ao ultravioleta (0,4 μm a 300 \AA), os níveis de energia eletrônica desempenham um importante papel, principalmente nos estudos atmosféricos. A região do infravermelho (IR) abrange o comprimento de onda de 0,7 μm a 100 μm . É uma faixa subdividida em infravermelho, infravermelho termal e infravermelho próximo. A região do infravermelho pode ser dividida em duas categorias, com base em suas propriedades da radiação: a infravermelha refletida, e a infravermelha emitida ou térmica. A radiação infravermelha refletida é utilizada no sensoriamento remoto de forma muito similar ao uso da radiação na região do visível. A radiação infravermelha refletida cobre comprimentos de onda de cerca de 0,7 μm para 3,0 μm . A região do infravermelho termal é muito diferente do que a do visível e da infravermelha refletida. Como esta energia é, essencialmente, a radiação que é emitida a partir da superfície da Terra na forma de calor, esta faixa abrange comprimentos de onda de aproximadamente 3,0 μm a 100 μm . Na região do infravermelho (8 – 14 μm), são fornecidas algumas informações importantes sobre os silicatos e a vibração de alguns gases atmosféricos. No infravermelho termal, a energia proveniente da Terra é fortemente dependente da temperatura local e a radiação resultante é regida pela Lei de Planck. É uma região espectral que fornece informações sobre a temperatura e o calor do objeto ou superfície em observação (CANADA NATURAL RESOURCES, 2007).

Todos os tipos de radiações eletromagnéticas têm propriedades fundamentais e se comportam de modo previsível de acordo com os princípios da Teoria das Ondas. Qualquer corpo cuja temperatura está acima do zero absoluto irradia energia eletromagnética. A magnitude desta radiação varia com o comprimento de onda e depende da iluminação, da temperatura, e também de algumas características físicas do corpo.

De acordo com Landgreb (2003), quando a radiação incide sobre um corpo ou superfície, ela pode ser refletida, transmitida ou absorvida pelo organismo, e se for absorvida, ela é convertida em calor e pode ser irradiada em outro comprimento de onda. Um corpo ou superfície negra funciona como um radiador ideal de calor, o que implica que ele por sua natureza transmite e reflete pouca energia, ou seja, comporta-se como um absorvedor ideal. A radiação de um corpo negro pode ser entendida pela Lei da Radiação de Planck. A propagação da radiação solar ocorre de forma distinta no espaço e na atmosfera terrestre. Estas variações não são constantes no tempo e no espaço, o que implica num comportamento diferenciado

na propagação da onda para cada metro quadrado, gerando assim, respostas espectrais distintas.

2.4 O sensor MODIS

O sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) é considerado o principal instrumento do programa EOS (*Earth Observing System*), este criado, pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), iniciado nos anos 1980, com o objetivo de permitir a observação continuada das mudanças globais. Está integrado às plataformas TERRA e AQUA projetadas para fornecer uma série de observações globais da superfície terrestre, oceano e atmosfera nas regiões dos comprimentos de ondas do visível (VIS) e do infravermelho (IV) do espectro eletromagnético, cobrindo a Terra a duas vezes por dia (RUDORFF; SHIMABUKURO; CEBALLOS, 2007).

De acordo com os autores, as plataformas TERRA e AQUA possuem as seguintes características: a plataforma TERRA transporta quatro sensores para realizar observações diárias no período da manhã: CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*), MODIS e MISR (*Multi-angle Imaging Spectro Radiometer*), da NASA; ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), do Japão; e MOPITT (*Measurement of Pollution in the Troposphere*), do Canadá. A órbita da plataforma TERRA é quase-polar, com inclinação de 98,2° de heliosíncrona, com passagem pela linha do Equador às 10:30h da manhã, na sua órbita descendente. Tem uma excentricidade de 0,0012, órbita de altitude média de 707,8 km (altitude variável de 700 a 737 km). A repetitividade é de 16 dias na linha do Equador. A distância entre órbitas adjacentes é de 172 km. O período orbital é de 98,88 minutos e a precisão de determinação da órbita é de 150 m. A plataforma TERRA pesa 5.190 kg, com uma carga útil de 1.155 kg. A taxa de transmissão de dados é de: 12,5 – 15 Mbps (transmissão direta); 105 Mbps (transmissão de gravação); 16 Kbps (telemetria); e 10 Kbps (comando de operação). A segunda plataforma do EOS, AQUA subsidia a coleta de informações sobre o ciclo da água no planeta Terra, inclusive a evaporação dos oceanos, vapor d'água na atmosfera, nuvens, precipitação, umidade da superfície da terra, gelo no mar, gelo na terra, e cobertura de neve. Outros parâmetros também são medidos pela plataforma AQUA incluindo os fluxos de energia radiativa, aerossóis, cobertura vegetal, fitoplâncton e

matéria orgânica dissolvida nos oceanos, e temperaturas: ar da terra, e da água. A plataforma AQUA tem seis instrumentos: o AIRS (*Atmospheric InfraRed Sounder*); a AMSU-A (*Advanced Microwave Sounding Unit-A*); o HSB (*Humidity Sounder for Brazil*); o AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS*); o MODIS; e o CERES. Estes sensores ajudam a completar as informações fornecidas pela plataforma Terra, em diferentes condições de atmosfera e de iluminação, e cruza a linha do Equador à tarde.

Os dados transmitidos pelas plataformas TERRA e AQUA são recolhidos, pela recepção terrestre, num formato bruto chamado de CADU (*Chanel Access Data Units*), que possui imagens e informações de todos os sensores das plataformas e também os dados necessários para ajustar o sincronismo da recepção. Após serem recebidos, os dados são processados e extraídos do sensor MODIS, formando um novo arquivo chamado PDS (*Production Data Sets*) ou de nível 0. Os dados MODIS apresentam cinco diferentes níveis de processamento que podem servir para várias aplicações. O Nível 0 corresponde aos produtos brutos sem nenhum tipo de processamento ou alteração. O Nível 1 apresenta produtos que passaram por correções radiométricas. O Nível 2 é formado por produtos que pertencem ao Nível 1, mas passaram por correções atmosféricas a fim de gerar produtos de refletância de superfície. No Nível 2 estão incluídas os produtos MOD09GA (banda de refletância de superfície de 500 m), MOD09GQ (banda de superfície de refletância de 250 m), e MOD11A1 (banda de refletância de superfície de 1 km). Todos os dados do Nível 2 estão dispostos em 648 segmentos ou grânulos, denominados *tiles* (Figura 7), para facilitar o processamento (RUDORFF; SHIMABUKURO E CEBALLOS, 2007; VERMOTE; KOTCHENOVA SY; RAY, 2011).

2.4.1. Descrição técnica dos produtos MODIS

Os produtos do sensor MODIS são disponibilizados em 12 imagens de 16 bits com comprimento de onda que varia de 0,4 a 14,4 μm distribuídos em 36 bandas do espectro eletromagnético. Duas bandas referentes ao vermelho e ao Infravermelho são gravadas com resolução espacial de 250 m no nadir e cinco faixas de 500 m. As demais 29 bandas são gravadas com resolução espacial de 1km.

Segundo Wainwright e Mulligan (2004), o sistema óptico da plataforma MODIS consiste em um telescópio com seis espelhos fora de seu eixo focal direcionando a radiação incidente para quatro sistemas óticos refrativos, um para cada uma das quatro regiões espectrais, a saber: o Visível (VIS), o Infravermelho Próximo (IVP), infravermelho Médio (IVM) e infravermelho Termal (IVT). O processo de digitalização (Figura 6) consiste num radiômetro que realiza uma linha de varredura com ângulos zenitais de $\pm 55^\circ$ a uma órbita EOS com altura de 705 km, proporcionando uma faixa imageada de 2.330km e uma cobertura global de 1 a 2 dias (WAINWRIGHT; MULLIGAN, 2004).

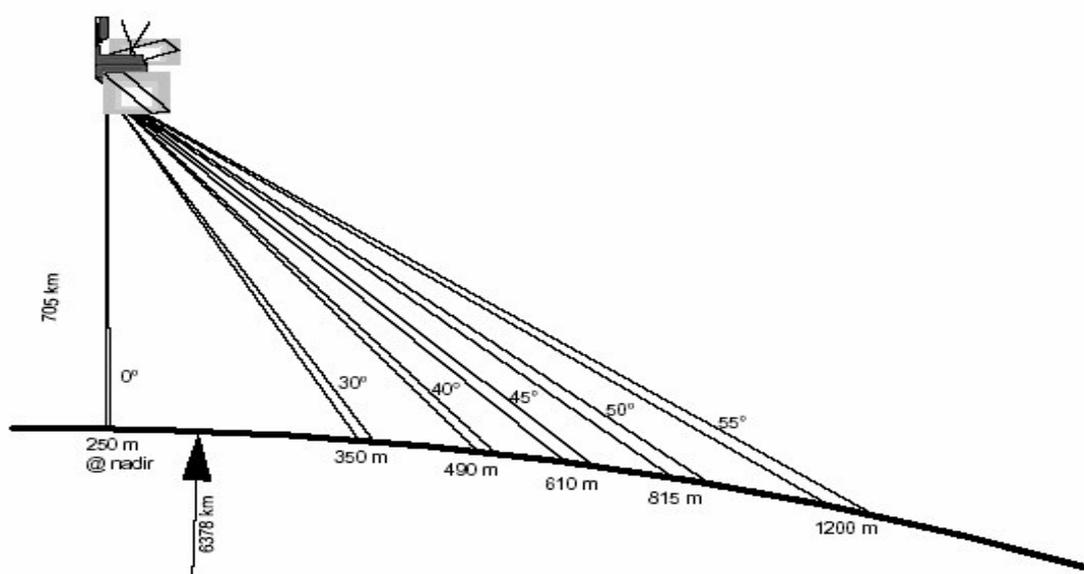


Figura 6 - Processo de varredura e digitalização da superfície terrestre pela plataforma orbital MODIS/TERRA.

Fonte: Rudorff, Shimabukuro e Ceballos (2007).

As imagens obtidas pelo sensor MODIS são disponibilizadas em recortes conforme representado na Figura 7. Cada recorte representa um *tile* que por sua vez, consiste numa imagem da superfície terrestre de 1200 km por 1200 km resolução temporal de 24 horas.

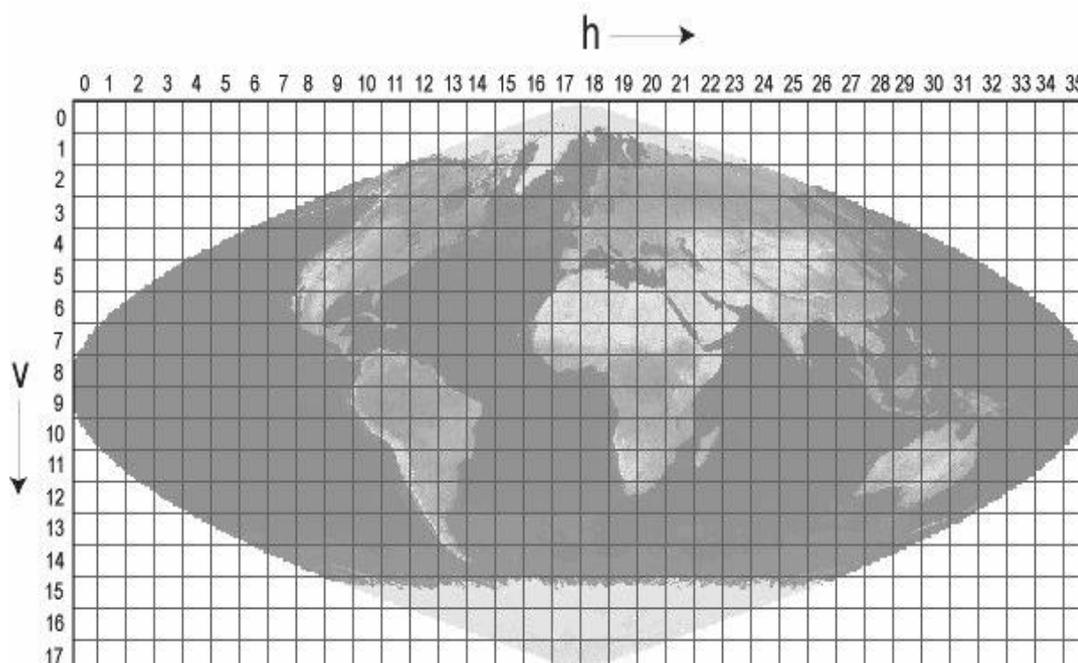


Figura 7 - Distribuição dos *tiles* na cobertura da superfície terrestre realizada pelo sensor MODIS/TERRA.

Fonte: Rudorff, Shimabukuro e Ceballos (2007).

2.5 Modelagem de processos ambientais

A modelagem ambiental é considerada um importante ramo do conhecimento científico e que vem apresentando um franco crescimento nas últimas décadas, devido ao surgimento de novas técnicas de aquisição de informações, como o sensoriamento remoto e os sistemas de informações geográficas (SIGs), somados ao desenvolvimento da computação. Novos sensores orbitais e terrestres, novos softwares e hardwares mais avançados proporcionam uma rápida coleta de dados espaciais e a elaboração de modelos preditivos que agilizam o processamento dos dados espaciais.

A modelagem ambiental tornou-se uma das mais poderosas ferramentas para especialistas em meio ambiente que buscam compreender as interações entre os elementos do meio e as populações de seres humanos. Desde 1950, a evolução conceitual da modelagem reflete as melhorias tecnológicas numa visão integrada e complexa do meio ambiente. A técnica da modelagem fornece um quadro integrador, em que diferentes visões podem ser trabalhadas sobre os aspectos específicos do problema da pesquisa proposta, elaborando cenários de mudanças e entendimento dos impactos, servindo também para observações e testes de teorias.

Segundo Liang (2008) a modelagem é o meio pelo qual o cientista pode desenvolver e testar hipóteses, colocar um número de idéias e avaliar resultados, integrando-os e comunicando-os aos outros. Os sistemas ambientais passam a ser compreendidos por um conjunto de procedimentos teóricos, no uso de uma abordagem holística que vai desde a coleta dos dados até o entendimento da complexidade dos geossistemas, tratando da sua estrutura, funcionamento e dinâmica da organização espaço-temporal.

Os autores Wainwright e Mulligan (2004), explicam que um modelo representa uma abstração da realidade complexa, da maneira mais simples que seja, adequada para efeitos da interpretação. O melhor modelo é sempre o que atinge o maior realismo (medido objetivamente como um acordo entre as saídas do modelo e as observações do mundo real) com menor parâmetro de complexidade. Um modelo é uma abstração de um sistema real, é uma simplificação na qual apenas os componentes que são vistos como importantes são representados no modelo. Leva-se em consideração a influência de aspectos do sistema real e os aspectos da percepção que o modelador tem do sistema. A modelagem explora o comportamento de objetos ou processos e a sua interação, gerando hipóteses a respeito deles. Também suporta o desenvolvimento numérico, no qual as hipóteses podem ser testadas e os resultados previstos.

De acordo com Goodchild (2003), a importância do uso de modelos aliados aos SIG's nos estudos ambientais, como uma forma de observação do mundo e da sua realidade espaço-temporal. Na concepção deste autor, um modelo de dados é um quadro em que se especifica os dados sobre aspectos relevantes da superfície da Terra para serem montados dentro de uma estrutura lógica. Um modelo geralmente é acoplado a um SIG para ser executado como um arquivo software e os dados são passados para o SIG na forma de arquivos. Por exemplo, em um modelo de dados raster acoplado a um SIG para ser executado como um arquivo software e os dados são trocados com o SIG na forma de conhecimento a ser expresso em propriedades das células numa grade regular prevista na Terra. Um modelo de dados é, em essência, uma declaração sobre a forma ou sobre como o mundo olha, o que limita as opções em aberto para o usuário do modelo de dados para aqueles permitidos pelo seu modelo. Em essência, a modelagem consiste em combinar várias etapas de transformação e manipulação em um único conjunto, para uma única finalidade e os SIGs fazem bem este papel.

Inúmeras abordagens podem ser consideradas no estudo dos sistemas ambientais. A abordagem holística sistêmica é necessária para compreender as organizações espaciais, a estrutura e o funcionamento de diferentes unidades complexas. A abordagem reducionista focaliza os subconjuntos e partes componentes, a fim de melhor conhecer seus aspectos e as relações entre eles, a abordagem reducionista não se contrapõe a abordagem holística. A compreensão do comportamento dos fluxos da matéria e energia cujos *inputs* apresentam variabilidade temporal e diferenciação espacial é uma necessidade (CHRISTOFOLETTI, 1999).

A ciência ambiental, enquanto ciência interdisciplinar, permeia as fronteiras tradicionais da pesquisa acadêmica, enfrentando os problemas ambientais contemporâneos, de forma multidisciplinar muitas das vezes, envolvendo grandes equipes trabalhando em conjunto sobre diferentes aspectos do sistema. Desta maneira, a geografia, a biologia, a geologia, a oceanografia, têm utilizado cada vez mais os recursos dos sistemas de informações geográficas e a modelagem ambiental, formando um meio propício para desempenhar uma comunicação entre os diversos ramos do conhecimento, criando novas formas de ação eficientes no meio ambiente. Sendo assim, o uso de modelos e sistemas voltados para o estudo ambiental permite que os problemas levantados passem a ser observados sob uma visão poli-perceptiva da realidade.

2.5.1 Modelagem da evapotranspiração

Devido ao seu importante papel na distribuição da energia e dos fluxos de água na superfície terrestre, a estimativa da distribuição espacial da evapotranspiração tem sido um objeto de intensa pesquisa hidrológica. As primeiras tentativas para determinar as distribuições espaciais de evapotranspiração real em escala regional contaram com os procedimentos da geoestatística, por meio da interpolação de dados disponíveis em estações meteorológicas, no entanto estes resultados mostram-se muito limitados (MAUSER; SHÄDLICH, 1998).

A riqueza das medidas da evapotranspiração real, em diferentes coberturas do solo e condições climáticas na escala local, demonstraram grande variabilidade e complexidade do processo da evapotranspiração. O fornecimento de energia, a temperatura, o abastecimento de água do solo e o desenvolvimento das plantas são

considerados os principais fatores que influenciam a variabilidade da evapotranspiração real. Com base nessas medições físicas entre a interação solo-vegetação-atmosfera, modelos como o SVATs foram formulados para descrever os processos envolvidos em vários níveis de complexidade e para superfícies homogêneas na escala local. Os modelos desenvolvidos por Penman e modificados por Monteith, em 1965, ainda são muito utilizados para estimativas da evapotranspiração real a partir da escala local. Mais recentemente, muitos esforços têm sido feitos para determinar a variabilidade espacial e temporal da evapotranspiração real, tanto através de medidas como por abordagens de modelagem. Atualmente, diversos métodos têm sido desenvolvidos e aplicados para estimar a evapotranspiração e do fluxo de calor sensível (H). O uso de lisímetros e covariâncias são exemplos de métodos diretos de estimativas da evapotranspiração, assim como o uso de modelos hidrológicos como SWAP ou SLURP, estes como exemplos recentes (MEILNINGER; BRUIN, 2000).

Diversos recursos oriundos de sensores orbitais ou aerotransportados vêm sendo, cada vez mais, utilizados para realizar estimativas dos fluxos de energia e da evapotranspiração real. Dados sensores orbitais e transportados por aeronaves, que atuam nas faixas do visível e infravermelho termal, assim como produtos de radar de abertura sintética, (SAR) são comumente aplicados em modelos para estimar o balanço de energia em áreas extensas, como bacias hidrográficas. As estimativas de evapotranspiração também são possíveis de serem estimadas em diversas escalas espaciais, uma vez que, existem maiores disponibilidades de dados orbitais com resoluções espaciais variadas, desde a macroescala (1km ou mais) até a microescala (até 1m).

Segundo Bastiaanssen et al. (1998a), os dados de sensoriamento remoto fornecido por satélites permitem observações consistentes e freqüentes de refletâncias e emitância de radiação da superfície terrestre, em micro à escala macro. Como resultado das variações espaciais no uso da terra, propriedades físicas do solo e entrada de água, assim como outros parâmetros hidro-meteorológicos exibem uma variação espacial evidente, que não pode ser obtida a partir de um número limitado de observações sinóticas.

Os modelos podem ser aplicados com qualquer sensor do satélite tendo bandas espectrais dentro do visível e infravermelho termal, exemplos do NOAA-AVHRR, Landsat, ASTER, MODIS, CBERS, RESURS, dentre outros

(BASTIAASSEN et al., 2003). Para Gieske e Meijninger (2005), os produtos MODIS podem ser considerados como um produto padrão para o futuro da modelagem da evapotranspiração por sensoriamento remoto.

2.5.2 Modelagem da evapotranspiração por sensoriamento remoto

Os dados de sensoriamento remoto são usados em níveis de modelagem diferentes, quer como parâmetros de entrada para caracterizar as diferentes superfícies, quer em procedimentos que visem a assimilação na recuperação de parâmetros adequados para o cálculo da evapotranspiração (COURAULT; SEGUIN; OLIOSO, 2005).

Para Kite e Droogers (2000), os métodos de modelagem de evapotranspiração por sensoriamento remoto apresentam vantagem por utilizar dados com grande cobertura espacial, a exemplo do NOAA-AVHRR, cobrindo vastas áreas de bacias hidrográficas ou de imagens com alta resolução espacial, a exemplo das imagens Landsat e ASTER, que permitem uma estimativa mais local. São bem atraentes para detectar estresse hídrico nas culturas que cobrem grandes áreas. No entanto, algumas limitações são encontradas uma vez que, só é possível realizar estimativas instantâneas para o momento da passagem do sensor, e também não fornecem outros dados necessários, tais como fluxos de retorno, drenagem, percolação, e ascensão capilar. A resolução temporal também é considerada um empecilho para aquisição de imagens, a exemplo do sensor Landsat que faz uma nova imagem da mesma área a cada 16 dias.

Em estudos sobre as alterações no ciclo hidrológico em bacias hidrográficas na Ásia, Bastiaanssen e Harshdeep (2005) utilizaram dados de sensoriamento remoto e ferramentas de SIG's para avaliar as relações entre produtividade e usos da água. As novas abordagens para determinar a umidade do solo e os parâmetros da evapotranspiração por meio de sensoriamento remoto rompem com despesas oriundas de medições de campo, conferindo rapidez e confiabilidade para o gerenciamento hídrico das bacias hidrográficas. As informações obtidas por sensoriamento remoto podem ser utilizadas para diagnósticos das taxas de consumo hídrico e como ferramenta de monitoramento pode ser utilizada para o levantamento de objetivos, quase em tempo real, para programas de economia da água e escoamento superficial, quando computados em conjunto com dados de

precipitação. O uso de dados de sensoriamento remoto, na concepção de Allen et al. (2005), oferece enormes possibilidades de melhorar e monitorar a produtividade da água e ajudar as agências de gestão de recursos, prestadores de serviços e usuários de bases de conhecimento e ferramentas adequadas, para fazer a decisões cruciais sobre o abastecimento de água escassa.

2.5.3 O algoritmo SEBAL e suas aplicações

O algoritmo SEBAL é um modelo voltado para uma estimativa da evapotranspiração, baseado na parametrização do balanço energético que calcula a radiação os fluxos de calor sensível e latente por meio de dados de sensoriamento remoto nas regiões do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. A densidade do fluxo líquido de radiação é a força motriz para os processos usados para aquecer o ar, para evaporação da água e para o aquecimento do solo, sendo assim a base do modelo. O balanço de energia durante passagem do satélite é calculado pixel por pixel fornecendo a fração de evaporação instantânea e o fluxo de radiação líquida para uma grande área imageada pelo sensor orbital (SCHUURMANS et al., 2003). Segundo Courault, Seguin e Olioso (2005) consiste numa abordagem intermediária usando relacionamentos empíricos e parametrizações físicas, foi concebido para calcular a divisão de energia em escala regional com o mínimo de dados de solo. O modelo exige poucos dados de entrada, perfeitamente obtidos por dados de sensores remotos orbitais ou aerotransportados, enquanto as variáveis atmosféricas (temperatura do ar e velocidade do vento) são obtidas por estações meteorológicas ou agrometeorológicas. Relacionamentos semi-empíricos são usados para estimar a emissividade de superfície e a rugosidade, a partir do NDVI.

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido por Bastiaanssen em 1995 (BASTIAANSSEN et al., 1998a; BASTIAANSSEN, 2000), e foi validado em vários locais em todo o mundo, como na Espanha, Itália, Turquia, Paquistão, Índia, Sri Lanka, Egito, Níger e China (BASTIAANSSEN et al., 1998b, BASTIAANSSEN; HARSHADEEP, 2005; HEMAKUMARA; CHANDRAPALA; MOENE 2003). Em destaque, Bastiaanssen (2000) relata a aplicação do modelo SEBAL sob testes em várias condições de irrigação no Egito, Índia, Sri Lanka, Paquistão e Argentina, para

diagnosticar a uniformidade no uso de culturas, consumo e estresse hídrico de culturas, e no desempenho de irrigação.

Aplicações do algoritmo SEBAL em Idaho, na região oeste dos Estados Unidos, foram realizadas num estudo colaborativo entre o Departamento de Recursos de Água e a Universidade Idaho. Esta região foi escolhida por apresentar ampla rede de estações meteorológicas automatizadas com dados de boa qualidade disponíveis. Também tem sido relatadas aplicações para diversos tipos de usos do solo como culturas agrícolas, pastagens, florestas, vegetação natural, solo exposto, deserto e corpos d'água, tornando possível realizar estudos consultivos sobre os recursos hídricos (BASTIASSEM et al., 2000).

Os autores Kite e Droogers (2000) apresentam os resultados de experimentos utilizando oito métodos diferentes para realizar as estimativas de evapotranspiração potencial e real, a partir de um banco de dados comum, encontrando boas correlações entre os resultados obtidos. Um modelo combinado para o crescimento de biomassa e previsão de rendimentos agrícolas foi implementado por Bastiaanssen e Ali (2003), utilizando dados do sensor NOAA-AVHRR calibrado para as condições naturais do Paquistão.

Em um estudo sobre a distribuição da evapotranspiração em planícies na região central da Europa, Mauser e Shädlich (1998) descreveram uma forma interessante para realizar estimativas da evapotranspiração real e sua distribuição espacial numa situação de pouca disponibilidade de dados meteorológicos. A solução apresentada pelos autores está baseada na modelagem da evapotranspiração em duas escalas diferentes. Numa micro-escala, foi modelada a evapotranspiração onde existiam unidades agrícolas com tamanho típico de 1ha até 2ha e áreas com comprimento variando de 30m até 100m. Numa macro-escala, foram definidas categorias de uso da terra referentes à agricultura, prados, florestas e áreas urbanas com comprimento característico de 2 km até 10 km, demonstrando uma maior heterogeneidade entre as classes de usos do solo, com unidades de paisagem, tais como cidades, florestas, lagos e regiões agrícolas na região, expressas, também, em termos de temperatura de superfície. Nas áreas de terrenos planos e irradiação homogênea, foram necessários apenas os dados de uma estação meteorológica. As imagens orbitais utilizadas apresentaram menores resoluções espaciais em pixels maiores, abrangendo, desta forma, padrões de usos do solo mais homogêneos.

Na concepção de Bastiaanssen et al. (1998a) a implementação do modelo SEBAL requer algumas condições mínimas exigidas, considerando as características naturais da área de estudo e dos recursos utilizados, como seguem abaixo:

- Dados de sensores com mínimo de cobertura de nuvens;
- Salvo a cobertura de nuvens, o modelo pode ser aplicado para várias condições de climas seco ou úmidos;
- O método é adequado para implementação com todas as bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal;
- Pode ser aplicado em diferentes resoluções espaciais;
- Com imagens de alta resolução os resultados podem ser verificados *in situ* por meio de medições de campo;
- Possibilidade de obter semi-variogramas e parâmetros hidro-meteorológicos por meio de imagens de alta resolução.

3 ÁREA DE ESTUDO

A área geográfica escolhida para realização deste estudo foi a mesorregião do Sul Goiano localizada na porção sul do estado de Goiás. Consiste numa extensa área de aproximadamente 131.579.001 Km², posicionada na porção central do território brasileiro, entre os meridianos 47°00' e 53°05' de longitude oeste e entre os paralelos 16°00' e 19°00' de latitude sul (Figura 8).

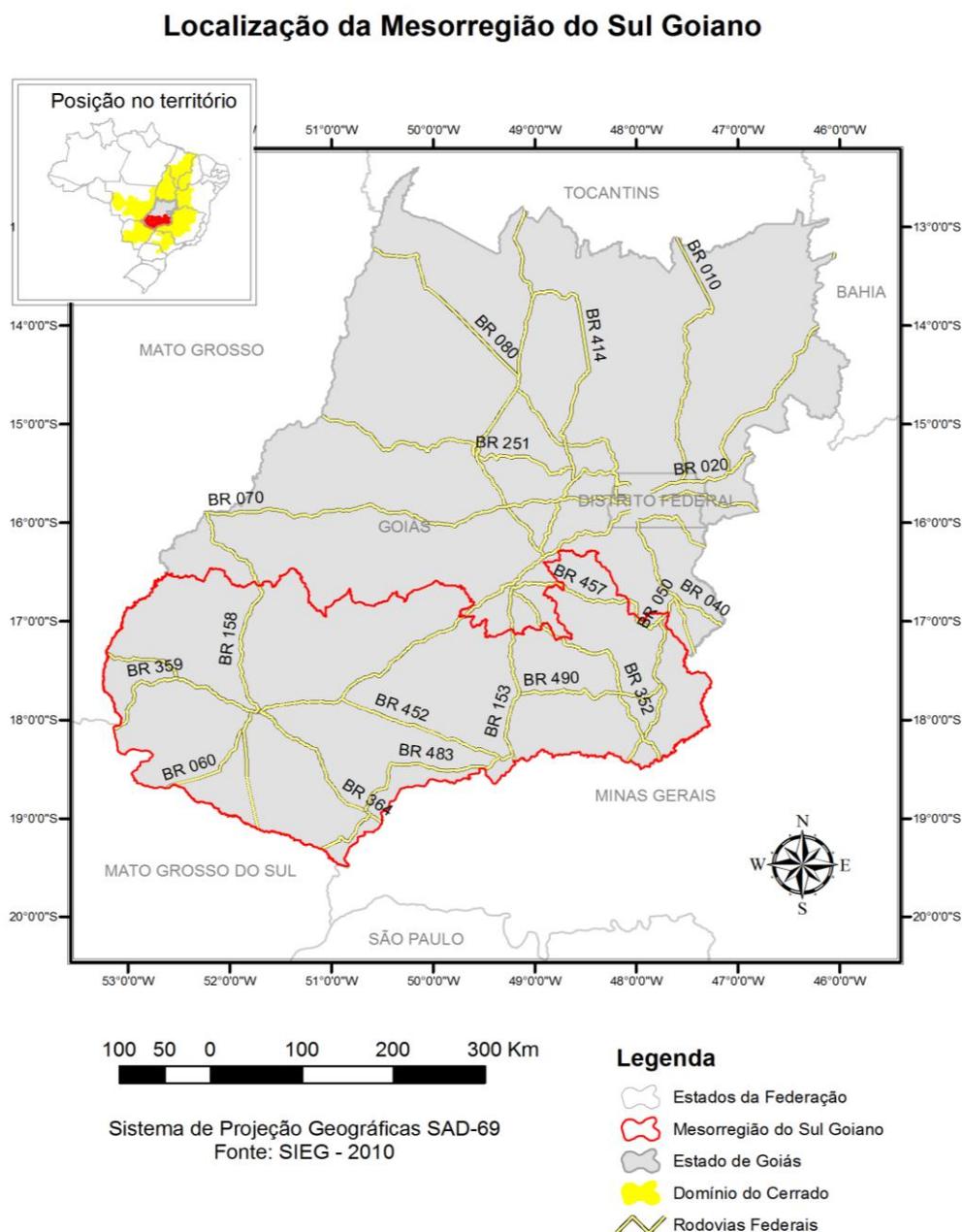


Figura 8 - Mapa de localização da mesorregião do Sul Goiano.

Faz divisa com os estados de Minas Gerais, a leste; Mato Grosso, a noroeste, e Mato Grosso do Sul, a sudoeste, tendo proximidade com o estado de São Paulo, centros dinâmicos da economia nacional e com o Distrito Federal. É formada por 82 municípios, agrupados em seis microrregiões, a saber: Catalão, Meia Ponte, Pires do Rio, Quirinópolis, Sudoeste de Goiás e Vale do Rio dos Bois.

A mesorregião do Sul Goiano teve seu processo de ocupação intensificado dentro do projeto de desenvolvimento brasileiro da década de 70, que visava ampliar as fronteiras agrícolas para o interior do país, especialmente no estado de Goiás. A área em estudo apresenta grande diversificação de cultivos, sendo destaque, no entanto, e de modo generalizado, o intenso uso de pastagens devido a uma pecuária bastante desenvolvida. No que se refere à agricultura, esta se concentra nas regiões que apresentam solos com melhores propriedades químicas, físicas e em relevo favorável à mecanização. Assim sendo, no sudoeste goiano, onde estão localizados os municípios de Rio Verde, Santa Helena, Jataí, Goiatuba, Itumbiara, Quirinópolis e outros, ocorre uma intensa utilização agrícola em áreas com predominância de Latossolo Roxo, onde se cultivam de modo expressivo o arroz, o milho, soja, cana-de-açúcar, café e algodão (PROJETO RADAM, 1983).

Na avaliação de Lima e Moraes (2008) alguns fatores como a facilitação no financiamento e empréstimos para os empreendedores agrícolas e a incorporação tecnológica às principais culturas, caso da soja e milho fizeram expandir a produção agropecuária em todo o estado de Goiás. Da mesma maneira, estes autores destacam as melhorias nos solos com aplicação de corretivos e modernização do setor agropecuário como grandes promovedores da ocupação intensiva das áreas de solos dos cerrados, principalmente no centro-sul goiano, voltadas para a produção de grãos e, desde o ano 2000, para o desenvolvimento do setor sucroalcooleiro. De acordo com Lobo e Guimarães (2008) o cerrado brasileiro, especialmente onde se encontra o estado de Goiás apresenta áreas de cerrado preservadas em parques e unidades de conservação, devido ao intenso desmatamento ocorrido nas últimas décadas por causa da expansão agropecuária.

No tocante à infraestrutura espacial de transportes destaca-se a malha rodoviária federal e estadual que interligam a Mesorregião do Sul Goiano às demais regiões do estado de Goiás e do país, principalmente aos centros dinâmicos da economia nacional da Região Sudeste do Brasil. A rodovia BR-153 é uma das mais importantes, por cruzar meridianamente toda esta região, fazendo ligação com o

Estado de São Paulo e com a Região Norte do Brasil, mais precisamente até Belém do Pará. A rodovia BR-060 interliga importantes municípios locais, como Jataí e Rio Verde, ao Distrito Federal. Outras rodovias relevantes são a GO 164, que se liga à BR 452, e a GO 206, que se liga à BR 364, que interligam a região ao Triângulo Mineiro (PROJETO RADAM, 1983). Em estudos realizados nos últimos anos por Castro, Borges e Amaral (2007) e Borges, Silva e Castro (2009) foi destacada a importância destas vias como elemento de infraestrutura regional que viabiliza o desenvolvimento agropecuário e, principalmente, a implantação de inúmeras usinas sucroalcooleiras em todo o centro-sul do estado de Goiás. Servindo também à interligação do estado de Goiás ao estado de Minas Gerais tem-se a única estrada de ferro, RFFSA, ligando Goiânia e Anápolis a Uberlândia, no Triângulo Mineiro.

3.1. Descrição geográfica regional

De acordo com Pinto (1994), o cerrado é um dos biomas mais importantes pertencentes ao território brasileiro. O domínio geográfico do cerrado ocupa os estados do Mato Grosso do Sul, Goiás, Tocantins, o sul do Mato Grosso, oeste da Bahia, oeste de Minas Gerais e o Distrito Federal, na porção do Brasil central, e se estende por península, para o norte, cobrindo o sul do estado do Maranhão e o norte do Piauí, para o oeste até o estado de Rondônia e para sul cobrindo uma parte do estado de São Paulo. Algumas pequenas e isoladas áreas encravadas também ocorrem em partes da região nordeste e na Mata Atlântica.

Em sentido lato, o cerrado é um bioma formado por vegetação de plantas lenhosas, com características uniformes. As espécies do cerrado podem ser agrupadas em dois grupos, um formado pelas árvores e os arbustos de caule grosso e o outro formado por espécies de camada rasteira, tal como as ervas. Ainda de acordo com o autor, a fisionomia do cerrado varia segundo três aspectos do substrato pedogenético: a fertilidade e o teor de alumínio disponível; a profundidade do solo; e ao grau, e duração da saturação da camada superficial ou subsuperficial. O fogo (seja de origem natural, ou provocado pelo homem), também, atua como importante elemento natural responsável pela modificação da fisionomia das plantas do cerrado (PINTO, 1994).

Os solos consistem num dos mais importantes fatores condicionantes de características e desenvolvimento do bioma cerrado. Tipicamente o cerrado se

desenvolve sobre áreas de Latossolos Vermelhos ou Amarelos, com muito ou pouco conteúdo de argila. Quando o teor de argila é elevado, até mesmo em torno de 90%, o solo apresenta um alto índice de formação de grãos, devido à elevada acidez, o que proporciona uma melhor drenagem das águas das chuvas. Nas áreas onde o clima é seco, com média de 800 mm/ano de chuva, os Argissolos são circun neutros ou alcalinos fazendo com que a argila fique desfloculada e os poros impermeáveis às chuvas e com pouca água disponível para as plantas. São solos originados em sua maior parte de rochas como arenito, ardósia, folhelho, quartzo, quartzito, granito, xisto, micaxisto e gnaisses ou material transportado. Os solos originados de rochas básicas, como basalto, gnaiss de minerais escuros, calcário, etc., também podem originar e sustentar o cerrado quando forem suficientemente lixiviados e empobrecidos em nutrientes. Os Latossolos são os solos de maior ocorrência na mesorregião do Sul Goiano seguidos dos Podzólicos e Cambissolos. Entre estas classes de solos destacam-se, por seu potencial agrícola, o Podzólico Vermelho-Amarelo Eutrófico e os solos originados do basalto como o Latossolo Roxo e a Terra Roxa Estruturada. Os Latossolos, geralmente são encontrados em relevo plano e suave ondulado; os Solos Litólicos, em relevo forte ondulado e principalmente em relevos residuais; as demais classes de solos em relevo bastante diversificado, variando de suave ondulado a forte ondulado, predominando o ondulado (PROJETO RADAM, 1983).

O clima tropical e úmido típico das áreas de cerrado é um dos fatores que também são determinantes das características deste bioma. O elevado índice de umidade da região está diretamente relacionado à distribuição das chuvas que ocorrem com predominância de valores na faixa de 1000 a 2000 mm anuais. Segundo Silva, Santana e Pelegrine (2006), a temperatura no estado de Goiás apresenta os maiores índices nos meses de agosto e setembro atingindo até 34° C no noroeste do estado. As áreas do sudeste e sudoeste goiano apresentam as temperaturas mínimas mais baixas nos meses de junho e julho, próximas dos 12° C. Os índices de temperaturas médias anuais do estado de Goiás não variam muito nos períodos seco e chuvoso. A temperatura máxima tende a aumentar somente em direção a noroeste. Os valores de temperatura mínima do ar chegam até menos de 15° C no período seco, no sudoeste goiano, e no período chuvoso os valores médios anuais estão acima de 16° C chegando até 22° C.

A porção centro-sul do estado de Goiás está sujeita a um regime de secas dentro da estação chuvosa, conhecida como “veranico”. Segundo Garrido (1977), O veranico apresenta difícil definição, sendo um período de seca durante a estação das águas, em que o desenvolvimento da cultura é afetado segundo sua magnitude e que determina, para o agricultor, a decisão do que plantar e como cultivar o solo. Este fenômeno climático constitui-se no principal risco para agricultura anual dos cerrados. O autor ressalta alguns fatores que provocam o veranico e intensificam a sua magnitude, tais como: as características do solo, o regime hídrico, a alta demanda evaporativa, o desenvolvimento radicular superficial e a falta de variedades adaptadas.

Algumas peculiaridades são encontradas no comportamento da evaporação no estado de Goiás. O mês de setembro é o período no qual os índices de evaporação são maiores, apresentando valores em torno de 340 a 360 mm. O mês de dezembro, por outro lado, apresenta os menores índices, prevalecendo na maior parte do estado perda de água para atmosfera em torno de 60 a 80 mm. Sob um aspecto geral, os dados de evaporação das áreas com baixos índices pluviométricos são mais elevados que nas regiões de alto índice pluviométrico. Os valores de umidade relativa do ar são menores nas regiões que chove menos, enquanto os valores maiores são observados nas localidades onde chove mais. Isto acarreta um maior déficit hídrico em áreas do noroeste do estado (SILVA; SANTANA; PELEGRINE, 2006). Estes autores também chamam a atenção para o fator nebulosidade, visto que este influencia diretamente nos índices de insolação, que se mantêm, geralmente, com valores baixos no período chuvoso. No período seco, especialmente no mês de julho, ocorrem os maiores índices de insolação. A duração de brilho solar ou insolação, numa média anual, apresenta-se, em valores, entre 2550 e 2600 horas. Tem-se em uma área do município de Goiânia, os maiores valores de insolação do estado, que chegam a 2600 horas. A leste, numa faixa que vai do sul ao nordeste do estado, encontra-se as áreas com mais brilho solar, enquanto que à oeste estão os menores valores. Considerando-se os períodos chuvosos e secos, nota-se que no período chuvoso temos o sul com uma maior quantidade de insolação, enquanto no período seco este fato ocorre no norte e nordeste do estado.

Para Nimer e Brandão (1989) a análise espacial da relação entre evapotranspiração e precipitação na região dos cerrados, demonstra que os valores

anuais de precipitação excedem aos da evapotranspiração potencial. A maior parte da região dos cerrados apresenta precipitação efetiva positiva acima dos 200 mm podendo chegar de 600 até 800 mm, em algumas áreas de Goiás, Minas Gerais, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. A evapotranspiração potencial ocorre em maior intensidade no período primavera-verão. Este semestre também apresenta elevados índices de evapotranspiração real. Estas taxas elevadas estão relacionadas à intensa radiação solar e ao volume de água disponível. Outra característica da evapotranspiração nessa região é a sua forte concentração no semestre do verão-outono enquanto o seu potencial evaporativo ocorre no semestre primavera-verão.

O período de deficiência hídrica corresponde de 5 a 7 meses em áreas com predomínio de vegetação do cerrado no estado de Goiás. Neste estado os valores negativos variam entre 200 e 500 mm. No que concerne ao excedente hídrico, este ocorre no verão e se estende pelo outono, podendo iniciar na primavera, no mês de novembro. Ao fim da fase de excesso hídrico, a água estocada no solo passa a ser utilizada pelas plantas, retardando a seca por até um mês. A necessidade potencial e a demanda hídrica são comumente equilibradas. No verão, ocorrem as maiores taxas de evapotranspiração potencial e também de precipitação. No inverno, as taxas de evapotranspiração potencial são menores, juntamente com a precipitação (NIMER; BRANDÃO, 1989).

Sob o aspecto geológico, a mesorregião do Sul Goiano encontra-se em sua maior parte posicionada na área ocupada por litologias paleozóicas e mesozóicas da Bacia Sedimentar do Paraná e suas coberturas cenozóicas. No restante da área, restritas às porções norte e nordeste, ocorrem rochas pré-cambrianas, predominantemente metamórficas, e rochas ígneas eopaleozóicas, que constituem o substrato desta bacia, além de corpos ígneos cretácicos e de coberturas detritolateríticas cenozóicas. Sob o geomorfológico, a área é constituída principalmente por vastos planaltos que podem ser assim identificados: o planalto Central Goiano, os planaltos e chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, o Planalto dos Guimarães (alcantilados) e a Depressão do Araguaia (PROJETO RADAM, 1983).

Através do levantamento e mapeamento realizado pelo Projeto RADAM (1983), o relevo da área concernente à Folha Goiânia (SE.22), bem como na área concernente à mesorregião do Sul Goiano predomina o relevo plano e suave ondulado e apresenta conjuntos morfológicos bastantes distintos entre si. A sua

porção centro-meridional é ocupada pelos planaltos e chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, esculpidos nos depósitos de cobertura pós-paleozóica da bacia sedimentar. A nordeste encontra-se o Planalto Central Goiano, moldado em rochas pré-cambrianas do Complexo Goiano e do Grupo Araxá. A noroeste destacam-se os relevos dissecados do Planalto dos Guimarães (alcantilados), talhados nos sedimentos paleozóicos da Bacia Sedimentar do Paraná. E, no centro-norte, observa-se a superfície rebaixada da Depressão do Araguaia, elaborada em litologias diversas do Pré-Cambriano e do Paleozóico.