

3. Referencial Teórico

3.1 O Ciclo Hidrológico

O fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado fundamentalmente pela energia solar associada à gravidade e à rotação da terra, é chamado de ciclo hidrológico (Tucci, 1993). É um fenômeno contínuo, onde a água nunca se cria ou é eliminada, apenas se transforma entre os estados físicos da matéria.

De acordo com Kobiyama (1999), o ciclo hidrológico é o principal tema da hidrologia que envolve grande diversidade de processos hidrológicos. Estes podem ser divididos em processos verticais e horizontais. Como exemplos de processos verticais temos condensação, precipitação, evapotranspiração, infiltração e percolação, e como exemplos de processos horizontais temos os escoamentos superficial e subsuperficial. A Figura 3-1 ilustra uma representação do ciclo hidrológico e seus processos.

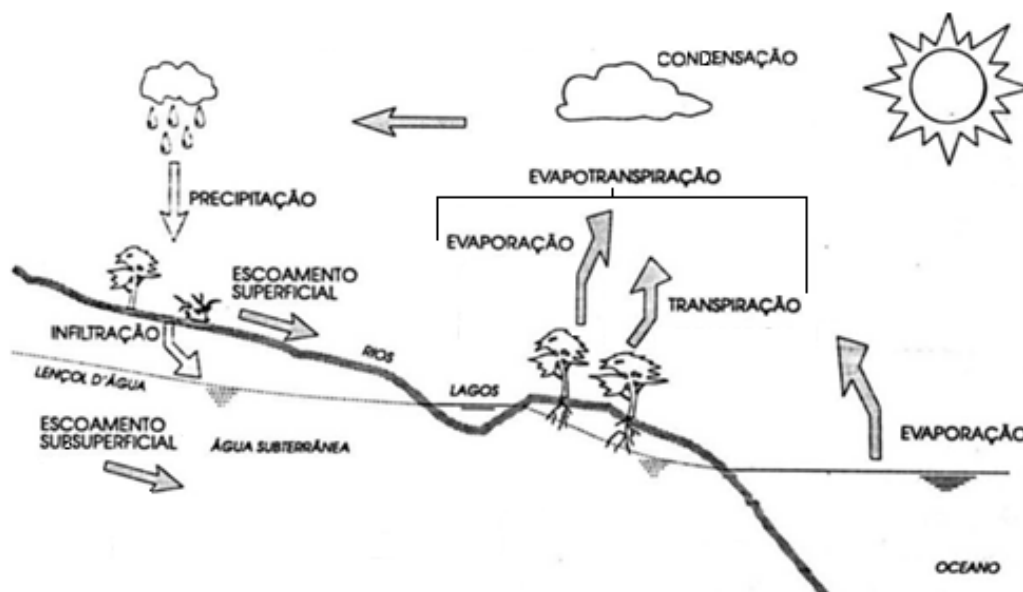


Figura 3-1 – Ciclo Hidrológico

Fonte: Adaptado de Von Sperling, 1996.

O ciclo hidrológico pode ser descrito simplificadaamente da seguinte forma: a energia transferida através da radiação solar faz com que a água da superfície evapore e nos vegetais ocorra a transpiração seguida da evaporação (evapotranspiração). O vapor de água é transportado pela circulação atmosférica e se condensa, formando nuvens, até que precipite sobre a superfície. Parte da água precipitada no solo se infiltra recarregando os lençóis freáticos e parte

escoa superficialmente ou em subsuperfície, até desaguar em rios, lagos ou oceanos reiniciando assim o ciclo hidrológico (Tucci, 1993).

Kobiyama et al. (2008) indicam que a variabilidade espacial e temporal dos recursos hídricos são devidas ao ciclo hidrológico. Isso significa que há regiões que possuem mais água do que outras, influenciadas pelo clima, vegetação e características próprias do local e que dependendo da época do ano, a quantidade de água também varia, tendo-se meses mais chuvosos do que outros.

3.2 Hidrologia Florestal

Desde o entendimento sobre os processos do ciclo hidrológico terrestre, o homem vem buscando entender qual é o papel exercido pelas florestas no ciclo hidrológico. Segundo Tucci e Clarke (1997), a vegetação tem um papel fundamental no balanço de energia e no fluxo de volumes de água. A vegetação retém uma parcela inicial da precipitação, logo quanto maior for a superfície de folhagem, maior será a área de interceptação. A parcela da precipitação que chega ao solo pode atravessar a vegetação florestal ou ser conduzida através dos troncos, escoando ou infiltrando, de acordo com a capacidade de infiltração do solo.

Solos desprovidos de vegetação, com superfícies vulneráveis a compactação, apresentam reduzida capacidade de infiltração e consequentemente maior quantidade de escoamento superficial. A presença de vegetação florestal indica normalmente uma alta capacidade de infiltração do solo, o que traduz uma pequena quantidade de escoamento superficial. (Tucci e Clarke, 1997).

De acordo com Trimble et al. (1987 *apud* Balbinot et al., 2008), a pequena quantidade de escoamento superficial em bacias hidrográficas com cobertura florestal também ocorre em função do aumento das perdas da água devido à evapotranspiração. Segundo a revisão da literatura realizada por Balbinot et al. (2008), muitos estudos mostram que as perdas de água devido à evapotranspiração são mais significantes em bacias com floresta do que com outra cobertura vegetal.

Observa-se pelas descrições anteriores que as relações solo-vegetação-atmosfera são muito complexas, promovendo forte influência na dinâmica do

ciclo hidrológico das bacias hidrográficas. Além dos processos naturais pode-se incluir a ação humana, que interfere nos ecossistemas através de alterações quanto ao uso e manejo do solo (Tucci e Clarke, 1997).

Tucci e Clarke (1997) definem três classes de alterações humanas sobre o uso e manejo do solo de bacias hidrográficas: quanto ao tipo de mudança da superfície, ao tipo de uso da superfície ou ao método de alteração da superfície. A tabela 3-1 apresenta as principais alterações.

Tabela 3-1 – Classificação sobre a mudança e uso do solo

Classificação	Tipo
Mudança da superfície	• Desmatamento • Reflorestamento • Impermeabilização
O uso da superfície	• Urbanização • Reflorestamento para exploração sistemática • Desmatamento: extração de madeira, cultura de subsistência; culturas anuais; culturas permanentes
Método de alteração da superfície	• Queimada • Manual • Equipamentos

Fonte: Tucci e Clarke, 1997.

Segundo Tucci e Clarke (1997), os primeiros estudos experimentais para avaliação dos impactos causados pelas modificações físicas em bacias hidrográficas tiveram início em 1911 nos Estados Unidos da América. Posteriormente foram realizados inúmeros estudos experimentais em diferentes locais do mundo. De modo a criar uma padronização desses estudos experimentais sobre o papel da floresta no ciclo hidrológico, McCulloch e Robinson (1993 *apud* Tucci e Clarke, 1997) classificaram os estudos em três principais grupos, conforme apresentado a seguir:

- I. Estudos de correlação: Onde são realizadas análises de correlação entre bacias de diferentes características climáticas, cobertura, uso do solo e morfologia;

- II. Estudos de uma única bacia: Onde se busca estabelecer uma relação entre as condições prévias e posteriores às mudanças de cobertura e uso do solo, examinando as relações hidrológicas; e
- III. Estudos com pares de bacias: Nesse estudo são selecionadas duas bacias com características similares particularmente em morfologia, clima, e uso do solo. Uma bacia é submetida à alteração do uso do solo enquanto a outra é mantida preservada.

O caso do estudo aqui apresentado se enquadra no segundo grupo, porém não foi realizado de forma experimental, mas sim analítica, através da utilização de séries históricas existentes e da evolução da cobertura vegetal documentada em imagens de satélite.

3.3 Estimativa da Evapotranspiração

É denominada evapotranspiração a ocorrência dos processos simultâneos de transferência de água para a atmosfera por evaporação da água do solo e da vegetação úmida e por transpiração das plantas (Angelocci e Sentelhas, 2009).

A evaporação é um processo físico que corresponde à mudança do estado líquido para o estado gasoso e a transpiração é um processo biofísico pelo qual a água que passou pela planta, fazendo parte de seu metabolismo, é transferida para a atmosfera (Angelocci e Sentelhas, 2009).

A evapotranspiração é afetada por fatores climáticos e de cultura vegetal. Com relação aos componentes climáticos, a evapotranspiração depende de fatores como: radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento, chuva e pressão de vapor. Quanto à vegetação, a evapotranspiração depende principalmente dos fatores: área e arquitetura foliar, estágio de desenvolvimento e resistência do dossel (Medeiros, 2002).

Segundo Tucci (1993), é muito difícil estimar com exatidão essa componente do ciclo hidrológico, pois as informações confiáveis são escassas e de difícil obtenção, visto que demandam um longo histórico de observações e alto custo. Diante disso, a estimativa da evapotranspiração pode ser obtida a partir de diversos métodos baseados em leis físicas ou métodos empíricos, porém a maior parte deles exige parâmetros de difícil aquisição.

A estimativa da evapotranspiração foi realizada, no presente trabalho, através do método do Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather (1955), descrito no item seguinte. Essa escolha baseou-se na compatibilidade dos dados requeridos pelo método com os dados hidrometeorológicos disponíveis.

3.3.1 O Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather

Segundo Camargo e Camargo (2000), até o início da década de 40 a climatologia contava com técnicas insatisfatórias de medidas e que utilizavam diferentes unidades. Em 1941, Thornthwaite e Holzman concluíram que:

“Não existe ainda técnica satisfatória para medir a perda de umidade de superfícies naturais, como de campos e de bacias hidrográficas. Consequentemente a falta de dados de evaporação e transpiração tem atrasado bastante a análise e a solução de muitos problemas climáticos e hidrológicos. Espera-se que estudos de evaporação, em superfícies geográficas, dêem informações no sentido de esclarecer e solucionar a questão.” (Thornthwaite e Holzman, 1941 *apud* Camargo e Camargo, 2000)

Poucos anos depois, em 1944, Thornthwaite e Wilm trouxeram uma solução para este problema através do desenvolvimento e introdução dos conceitos de evapotranspiração potencial e evapotranspiração real, bem como dos métodos para quantificá-las por apenas uma unidade de medida, milímetros pluviométricos (Camargo e Camargo, 2000). Camargo e Camargo (2000) apresentam as seguintes definições para esses processos:

- Evapotranspiração potencial (ETP): processo de perda de água para a atmosfera por uma superfície natural gramada, sem restrição hídrica para atender as necessidades da evaporação do solo e da transpiração;

- Evapotranspiração real (ETR): processo de perda de água para a atmosfera por uma superfície natural, em qualquer condição de umidade e de cobertura vegetal.

A possibilidade de uso de apenas uma unidade de medida permitiria estimar a disponibilidade de água no solo, através de um simples balanço hídrico climático. Esse modelo ficou amplamente conhecido na época devido ao impacto causado nas ciências meteorológicas. Posteriormente, no ano de 1955, o modelo de balanço hídrico proposto por Thornthwaite foi incrementado por Mather, que ficou conhecido como “Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather” (Camargo e Camargo, 2000).

Esse método empírico de balanço hídrico pode ser empregado em nível mensal para qualquer capacidade de água disponível (CAD), necessitando apenas das coordenadas geográficas, dos dados de precipitação pluvial e da temperatura média do ar.

A estimativa mensal da evapotranspiração potencial (ETP), considerando a variação do número de dias em cada mês e do número de horas em cada dia (fotoperíodo), pode ser calculada pela equação de Thornthwaite (1948):

$$ETP = 16 \times \left(\frac{10 \times T_{Méd}}{I_t} \right)^a \times \frac{ND}{30} \times \frac{N}{12}$$

Onde $T_{Méd}$ é a temperatura média mensal do ar, em °C; a e I_t são índices obtidos a partir dessa temperatura; ND é o número de dias no mês; e N é o número de horas entre a alvorada e o ocaso do Sol (fotoperíodo).

O coeficiente a é calculado através da seguinte expressão:

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \times I_t^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \times I_t^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} \times I_t + 0,49239$$

O índice anual de eficiência de temperatura I_t , é obtido pela soma dos doze valores mensais de índice de calor i , como segue:

$$I_t = \sum_{i=1}^{12} i$$

$$i = \left(\frac{T_{Méd}}{5} \right)^{1,514}$$

Após a estimativa da evapotranspiração potencial o método calcula o extrato do balanço hídrico, fornecendo estimativas da evapotranspiração real (ETR), deficiência hídrica (DEF), excedente hídrico (EXC) e armazenamento de água no solo (ARM) (Camargo e Camargo, 1993).

Se a umidade no solo for suficiente, a evapotranspiração potencial dependerá apenas da energia solar para ocorrer. Caso ocorra deficiência hídrica, a evapotranspiração potencial ficará reduzida e deixará de ser potencial, sendo denominada então, evapotranspiração real (Camargo e Camargo, 2000).

3.4 Sistemas de Informação Geográfica e Geoprocessamento

Um Sistema de Informação Geográfica (SIG) pode ser definido como um sistema para introduzir, guardar, manipular, analisar e visualizar dados geográficos ou espaciais (Congalton, 1992). Os SIGs permitem incontáveis aplicações em várias áreas do conhecimento, permitindo a realização de análises complexas e integração de dados de diferentes fontes e diferentes escalas. O uso dessa ferramenta contribui para que melhor se conheça e compreenda os fenômenos relacionados à aplicação em questão (Câmara et al., 2005).

De acordo com Câmara et al. (1996), a ligação entre os dados geográficos e as funções de processamento do SIG é feita por mecanismos de seleção e consulta, definindo restrições sobre o conjunto de dados. Esta ligação é denominada geoprocessamento.

Câmara et al. (2005) ainda enfatiza que as funções utilizadas no geoprocessamento dependem do tipo dos dados envolvidos e das aplicações desejadas. Constituem-se como exemplos de funções de processamento o mapeamento de localização, o cruzamento de dados, medidas de distância e área, além do processamento digital de imagens e elaboração de modelos digitais de terreno.

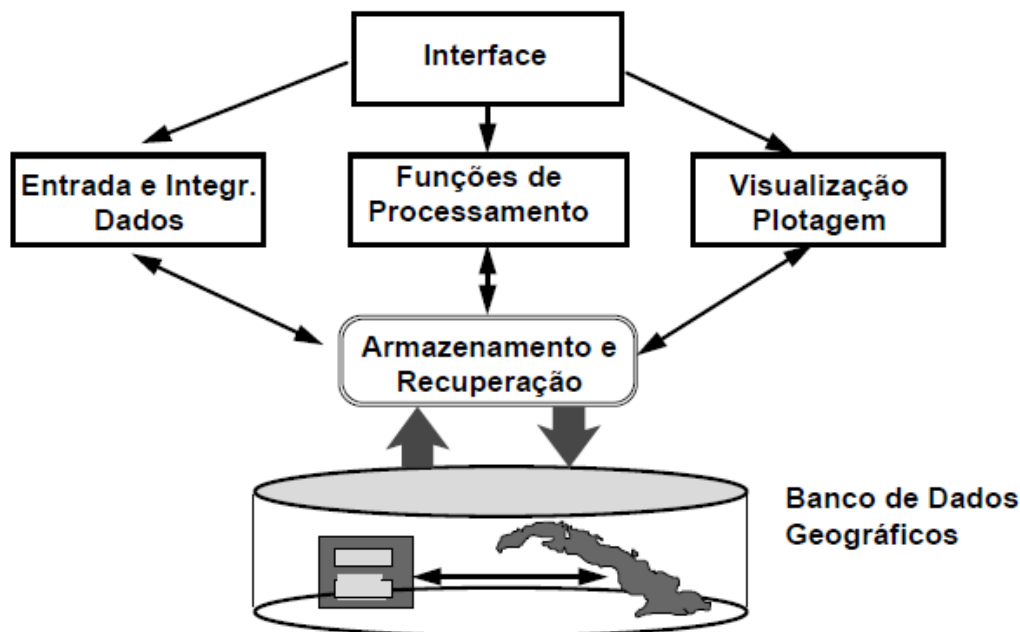


Figura 3-2 – Arquitetura de Sistemas de Informação Geográfica

Fonte: Câmara, 1996.

Os dados geográficos podem ser representados por dois formatos, modelo vetorial e modelo matricial. Ambos os modelos permitem a associação de elementos gráficos às informações alfanuméricas num dado sistema de referência de coordenadas (Câmara et al., 2005).

No modelo vetorial os dados são representados por três entidades, pontos, linhas ou polígonos. Cada entidade pode ter associada uma grande quantidade de informação alfanumérica (Congalton, 1992).

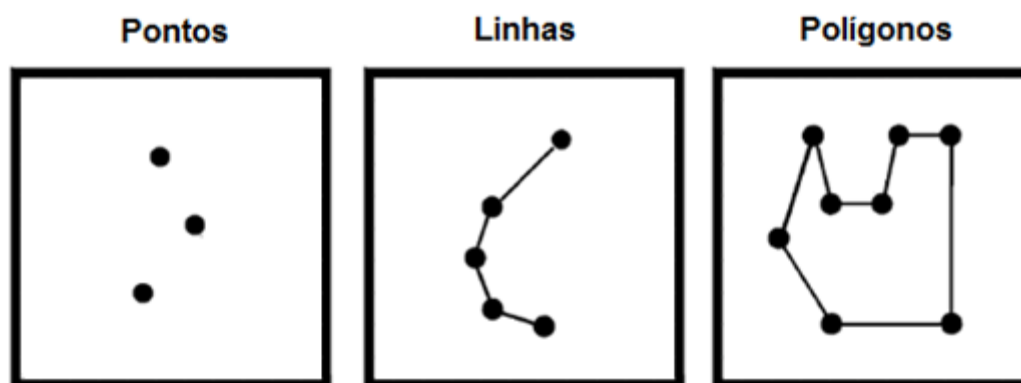


Figura 3-3 – Representação das Três Entidades do Modelo Vetorial

Fonte: Congalton, 1992.

No modelo matricial os dados são armazenados em uma grade de células. O tamanho das células é variável e determina a resolução espacial do dado. Apenas uma única informação é guardada em cada célula (Congalton, 1992).

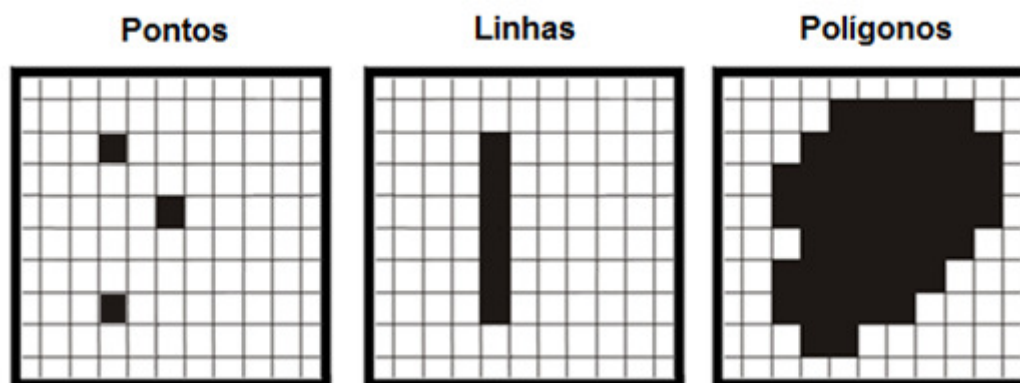


Figura 3-4 – Representação das Três Entidades do Modelo Matricial

Fonte: Adaptado de Congalton, 1992.

A eficiência nas funções de geoprocessamento depende da escolha do modelo a ser usado, que por sua vez se dá em função do produto desejado. Apesar dos modelos terem representações diferentes, não são segregados, mas complementares, passíveis de conversão (Câmara et al., 2005).

3.5 Sensoriamento Remoto

O termo sensoriamento remoto se refere a um conjunto de processos que permite a obtenção de informações de objetos que compõem a superfície terrestre sem haver contato direto entre os mesmos (Moraes, 2002). A obtenção dessas informações é realizada por sensores a bordo de satélites, sendo computacionalmente interpretadas, resultando em imagens digitais.

Atualmente temos ao redor da Terra vários satélites de sensoriamento remoto em órbita, cada qual com seu tipo de sensor. Segundo Rudorff (2006), os sensores se comparam aos nossos olhos. Se olharmos para uma floresta que está distante, enxergamos apenas uma mancha de árvores. À medida que nos aproximamos, começamos a identificar árvores isoladas e se nos aproximarmos ainda mais, podemos até ver os diferentes tipos de folhas.

Rudorff (2006) relembra ainda que antes do advento dos satélites de sensoriamento remoto na década de 70, era muito comum o uso de fotografias aéreas, tiradas a partir de câmeras aerofotográficas acopladas a aeronaves. Apesar de fotografias aéreas serem utilizadas até hoje em algumas aplicações, o avanço tecnológico faz com que percam espaço para as imagens digitais. O processamento digital das imagens de satélite é muito mais rápido e tem como vantagem interpretar informações que são impossíveis de ser percebidas pelo olho humano, visto que foram obtidas em diversas regiões do espectro eletromagnético.

O espectro eletromagnético está dividido em regiões ou bandas, sendo limitadas por comprimentos de onda (Rudorff, 2008). A região da luz visível situa-se na faixa de 0,4 a 0,7 μm , que por sua vez pode ser dividida em outras faixas que representam as cores. Observa-se na Figura 3-5 que seguindo as regiões do espectro no sentido para a direita, temos maiores comprimentos de onda, e consequentemente, menores frequências.

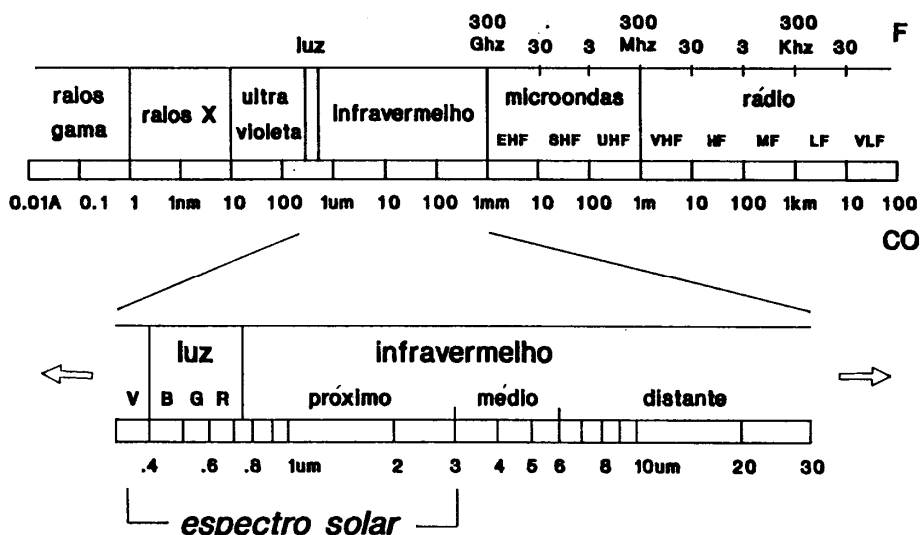


Figura 3-5 – O Espectro Eletromagnético e suas Principais Regiões

Fonte: Divisão de Geração de Imagens, INPE.

Disponível em: http://www.dpi.inpe.br/cursos/sere/sr_aula2_arquivos/frame.htm

Rudorff (2006) apresenta o Sol como a principal fonte natural de radiação eletromagnética utilizada no sensoriamento remoto. A radiação solar se propaga para a Terra e ao incidir na superfície terrestre pode ser absorvida, transmitida ou refletida. A parte da radiação refletida pela Terra retorna para o espaço, onde pode ser detectada por um sensor remoto a bordo de um satélite.

Os sensores remotos são definidos por Moraes (2002) como dispositivos detectores de energia eletromagnética, sendo capazes de transformá-la em informações que descrevem feições dos objetos na superfície terrestre. Moraes (2002) acrescenta que as características que implicam na qualidade dos sensores estão relacionadas com a resolução espacial, espectral, temporal e radiométrica.

A resolução espacial representa a capacidade do sensor de distinguir objetos, ou seja, quanto maior a resolução, melhor se consegue diferenciar objetos próximos; A resolução espectral refere-se à quantidade e largura das bandas em que opera o sensor. Portanto, quanto maior for o número de medidas em um determinado intervalo de comprimento de onda, melhor será a resolução espectral da coleta; A resolução temporal indica o intervalo de tempo que o satélite leva para voltar a recobrir a área de interesse; e a resolução radiométrica define a eficiência do sistema em detectar e registrar pequenas diferenças na

energia refletida e/ou emitida pelos objetos da superfície terrestre (Moraes, 2002).

Como existem diversos tipos de sensores e no presente estudo foram utilizadas imagens obtidas pelo sistema sensor TM (*Thematic Mapper*) do satélite Landsat-5, optou-se nesta revisão por dar enfoque apenas a este sistema. A caracterização do sistema sensor TM é apresentada a seguir.

O sensor TM passou a fazer parte da série dos satélites Landsat a partir de 1984. Este sensor veio agregar melhorias em relação às resoluções espacial, espectral, temporal e radiométrica. O sensor TM opera em sete bandas do espectro eletromagnético. Três bandas na região do visível, três bandas na região do infravermelho refletido e uma banda na região termal (Moreira, 2001).

Tabela 3-2 – Características Espectrais e Espaciais do Sensor TM do Satélite Landsat-5

Banda	Faixa Espectral (μm)	Região do Espectro	Resolução Espacial (m x m)
1	0,45 – 0,52	Azul	30
2	0,52 – 0,60	Verde	30
3	0,63 – 0,69	Vermelho	30
4	0,76 – 0,90	IV Próximo	30
5	1,55 – 1,75	IV Médio	30
6	10,4 – 12,5	IV Termal	120
7	2,08 – 2,35	IV Distante	30

Fonte: Divisão de Geração de Imagens, INPE.

Disponível em: http://www.dgi.inpe.br/siteDgi/ATUS_LandSat.php

Cada banda do sensor TM, apresentadas na tabela anterior, realça melhor determinados objetos imageados. Para cada uma das bandas do sensor TM são apresentadas a seguir as principais características e aplicações recomendadas pela Divisão de Geração de Imagens – DGI, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE.

Tabela 3-3 – Principais características e aplicações das bandas do sensor TM do satélite Landsat-5

Banda	Intervalo espectral (µm)	Principais características e aplicações das bandas do sensor TM do satélite Landsat-5
1	0,45 a 0,52	Apresenta grande penetração em corpos de água, com elevada transparência, permitindo estudos batimétricos. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (carotenóides). Apresenta sensibilidade a plumas de fumaça oriundas de queimadas ou atividade industrial. Pode apresentar atenuação pela atmosfera.
2	0,52 a 0,60	Apresenta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade. Boa penetração em corpos de água.
3	0,63 a 0,69	A vegetação verde, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre as áreas ocupadas com vegetação (ex.: solo exposto, estradas e áreas urbanas). Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex.: campo, cerrado e floresta). Permite análise da variação litológica em regiões com pouca cobertura vegetal. Permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca cobertura vegetal. É a banda mais utilizada para delimitar a mancha urbana, incluindo identificação de novos loteamentos. Permite a identificação de áreas agrícolas.
4	0,76 a 0,90	Os corpos de água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuros, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água. A vegetação verde, densa e uniforme, reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Apresenta sensibilidade à rugosidade da copa das florestas (dossel florestal). Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo a obtenção de informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Serve para análise e mapeamento de feições geológicas e estruturais. Serve para separar e mapear áreas ocupadas com <i>pinus</i> e <i>eucalipto</i> . Serve para mapear áreas ocupadas com vegetação que foram queimadas. Permite a visualização de áreas ocupadas com macrófitas aquáticas (ex.: aguapé). Permite a identificação de áreas agrícolas.
5	1,55 a 1,75	Apresenta sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar estresse na vegetação, causado por desequilíbrio hídrico. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite.
6	10,4 a 12,5	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solos, vegetação e água.
7	2,08 a 2,35	Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Esta banda serve para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal.

Fonte: Divisão de Geração de Imagens, INPE.

Disponível em: http://www.dgi.inpe.br/Suporte/files/Cameras-LANDSAT57_PT.php