

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOGRAFIA E
GESTÃO DO TERRITÓRIO

**SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À ANÁLISE TEMPORAL DA
RELAÇÃO USO DA TERRA / TEMPERATURA E ALBEDO DE SUPERFÍCIE
NA BACIA DO RIO VIEIRA NO NORTE DE MINAS GERAIS**

MANOEL REINALDO LEITE

UBERLÂNDIA – MG
2011

MANOEL REINALDO LEITE

**SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À ANÁLISE TEMPORAL DA
RELAÇÃO USO DA TERRA / TEMPERATURA E ALBEDO DE SUPERFÍCIE
NA BACIA DO RIO VIEIRA NO NORTE DE MINAS GERAIS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao programa de pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como requisito parcial à obtenção do título de mestre em Geografia.

Área de concentração: Geografia e Gestão do Território.

Subárea: Cartografia e Sensoriamento Remoto.

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luís Silva Brito

UBERLÂNDIA – MG
2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Sistema de Bibliotecas da UFU, MG, Brasil.

L533s Leite, Manoel Reinaldo, 1979-
2012 Sensoriamento remoto aplicado à análise temporal da relação uso da
terra/temperatura e albedo de superfície na bacia do Rio Vieira no Norte de
Minas Gerais / Manoel Reinaldo Leite. - 2012.
111 f.: il.

Orientador: Jorge Luís Silva Brito.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Uberlândia, Programa
de Pós-Graduação em Geografia.
Inclui bibliografia.

1. Geografia - Teses. 2. Sensoriamento remoto - Teses. 3. Algoritmos -
Teses. 4. Bacias hidrográficas - Teses. I. Brito, Jorge Luís Silva. II.
Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós-Graduação em
Geografia. III. Título.

CDU: 910.1



MANOEL REINALDO LEITE

SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À ANÁLISE TEMPORAL DA
RELAÇÃO USO DA TERRA/TEMPERATURA E ALBEDO DE SUPERFÍCIE
NA BACIA DO RIO VIEIRA NO NORTE DE MINAS GERAIS

Professor(a) Dr. Jorge Luís Silva Brito - Orientador(a) - UFU

Professor(a) Dr. João Donizete Lima – UFG

Professor Doutor Roberto Rosa - UFU

Data: 16/03 de 2012

Resultado: Aprovado com fôlder

Dedicatória

À minha amada mãe Maria José Durães Leite, pessoa simples que aprendeu, desde sua infância, a observar e trabalhar com a terra, de tal forma que seus sentidos se tornaram instrumentos tão precisos que a natureza não lhe conseguia ter segredos.

Dedico in memória

Agradecimentos

A Universidade Federal de Uberlândia, através do Instituto de Geografia e do laboratório de Cartografia e Sensoriamento Remoto pelo aprendizado proporcionado.

Ao comando da Aeronáutica, através do Departamento de Controle do Espaço Aéreo, por ceder os dados da temperatura do ar do aeroporto de Montes Claros para as datas da pesquisa.

Ao Professor Doutor Jorge Luís Silva Brito pela grande contribuição para meu crescimento científico e profissional.

Aos Professores Doutores Roberto Rosa, Vanderlei de Oliveira Ferreira e João Donizete Lima pelas fundamentais contribuições desde o início deste trabalho.

Ao professor Doutor e irmão Marcos Esdras Leite, pelo apoio e incentivo em várias etapas deste trabalho e da minha vida.

A toda minha família, sem os quais eu nada poderia.

Aos meus filhos, Lucas Matthews e Melissa Gabriela, motivos maiores de minha luta.

À minha pequena flor Danielle e a sua família pelo amor e compreensão.

À Valquíria pela força, incentivo e cumplicidade na elaboração deste trabalho.

Aos amigos Décio F. dos Reis e Silvio Dias de Alkmim, pela ajuda na aquisição dos dados metereológicos junto suas instituições.

Ao meu irmão João de Deus, a Cidoca, a Lu e Jaci pelo amparo na “República” mais familiar que eu já conheci, saudosas discussões na hora do almoço e café, meus sinceros agradecimentos.

Aos irmãos de Laboratório que muitas vezes me ajudaram a segurar a “peteca”, no que diz respeito ao processamento dos dados: Gabriel (Gabrilouco), Carlos Magno (Bolacha) e a Jefferson William (Barba Negra)

A todos que de forma direta e indireta contribuíram para a realização deste trabalho.

A Bacia hidrográfica do Rio Vieira...

Resumo

Este trabalho objetivou analisar, com auxílio de dados TM – Landsat 5, as relações entre as mudanças no uso da terra e a variação da temperatura e do albedo de superfície, no período sazonal de inverno da bacia do Rio Vieira para os anos de 1985, 1995 e 2010. A escolha da bacia do Rio Vieira se justifica porque essa área, localizada na mesorregião do Norte do Estado de Minas Gerais, foi palco de um rápido e intenso crescimento populacional. De forma que esse fato proporcionou várias modificações nos sistemas de uso da terra dessa bacia, como por exemplo: rápida expansão urbana, recuperação de áreas degradadas e a antropização de áreas naturais. Permitindo, neste contexto, o desenvolvimento deste trabalho num ambiente com as devidas alterações dos sistemas de uso da terra. Os procedimentos metodológicos necessários para analisar as relações entre as mudanças no uso da terra e a variação da temperatura e do albedo de superfície na bacia do Rio Vieira foram os seguintes: o primeiro procedimento cuidou do tratamento das imagens de satélite com vistas ao mapeamento do uso da terra; esse mapeamento, por sua vez, obedeceu ao esquema hierárquico de legenda proposto por Heymann (1994). O segundo procedimento considerou a aplicação do algoritmo semiempírico *Surface Energy Balance Algorithms for Land* – SEBAL, o qual descreve o balanço completo de radiação sobre a superfície da Terra a partir das bandas espectrais do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. Do ponto de vista operacional, o tempo de execução da metodologia aplicada ao mapeamento do uso da terra, desde a aquisição dos produtos orbitais até a validação dos mapeamentos, foi relativamente curto. Fato que merece destaque, sobretudo, porque permitiu a elaboração de uma vasta gama de informações temporais da bacia do Rio Vieira. Com destaque para a recuperação de 54,79 km² de vegetação natural em 25 anos. Do ponto de vista do mapeamento termal, o coeficiente de variação apontou uma correlação entre os dados de temperatura obtidos pelo modelo SEBAL e os dados de temperatura do ar, medidos a aproximadamente 1,5m do solo, variando de 0,61 e 11,38% e uma correlação geral em $r^2 = 0,961$. Essa validação se mostrou altamente eficiente, tendo em vista que os dados do TM Landsat 5 são coletados a uma altitude de 705 km em relação à superfície. A validação estatística permite concluir que a estimativa da emissividade infravermelha obtida pelo presente algoritmo satisfez a necessidade de obtenção da modelagem térmica da bacia do Rio Vieira a partir dos canais espectrais do sensor TM Landsat 5. Desta forma, recomenda-se o algoritmo SEBAL para estudos que busquem analisar a espacialização dos dados de temperatura de superfície. Tendo em vista que a temperatura dos alvos da superfície é de grande valia para a compreensão de vários fenômenos climáticos.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto, uso da terra, SEBAL e Bacia do Rio Vieira.

Abstract

This study aimed to analyze with the help of TM data - Landsat 5, the relationship between the changes in land use and the variation of temperature and surface albedo, during period winter in basin River Vieira for the years 1985, 1995 and 2010. The choice of river basin Vieira is justified because this area, located in the North of Minas Gerais, was the scene of intense and rapid population growth. So this fact led to several modifications to the systems of river basin Vieira land use, such as: rapid urban expansion, rehabilitation of degraded areas and human disturbance of natural areas. Allowing this context, the development of this work in an environment with appropriate changes in land use systems necessary for the research. The methodological procedures needed to analyze the relationship between changes in land use and the variation of temperature and surface albedo in the Rio Vieira were the following: the first procedure considered the treatment of satellite images in goal to map land use; this mapping, in turn, followed the hierarchical scheme proposed by Heymann Legend (1994). The second procedure considered the application of the algorithm semi empirical Surface Energy Balance Algorithms for Land - SEBAL, which describes the full swing of radiation on the Earth's surface from the spectral bands of visible, near infrared and thermal infrared. From an operational standpoint, the runtime of the methodology applied to the mapping of land use, since the acquisition of orbital products to validate the mappings, was relatively short. A fact that deserves attention, especially because it led to the development of a wide range of temporal information of Vieira River basin. With emphasis on the recovery of 54.79 km² of natural vegetation in 25 years. From the viewpoint of the thermal mapping, the coefficient of variation showed a correlation between the temperature obtained by the SEBAL model and the air temperature, measured at about 1.5 m high, ranging from 0.61 to 11.38 % and an overall accuracy $r^2 = 0.961$. This validation was highly effective in order that the data Landsat TM 5 are collected at an altitude of 705 km above the surface. The statistical validation shows that the estimate of the infrared emissivity obtained by this algorithm satisfy the need for obtaining the thermal modeling of river basin Vieira from the spectral channels of Landsat 5 TM sensor. It is recommended the SEBAL algorithm for studies seek to that analyze the spatial distribution of surface temperature data. Considering that the temperature of the surface is of great value to the understanding of various climatic phenomena.

Keywords: Remote sensing, Land use, River Basin Vieira and SEBAL.

Lista de Figuras

Figura 01 - Distribuição percentual da radiação solar incidente.....	19
Figura 02 - Fluxograma de ordenamento seqüencial para mapeamento de uso da terra.....	32
Figura 03 – Nível digital das imagens com correção (A) e sem correção atmosférica (B).....	34
Figura 04 – Estatística de imagens sem correção (A) e com correção atmosférica (B).....	35
Figura 05 – Cos de (i) e de (e) para a bacia do Rio Vieira em 17/08/2010 às 09h 46 min.....	37
Figura 06 – Modelos sem e com correção topográfica.....	38
Figura 07 - Fluxograma para hierarquização de legenda para mapeamento do uso da terra.....	40
Figura 08 – Legenda dos mapeamentos executadas por arvore de decisão.....	40
Figura 09 – Exemplo de distribuição amostral e classe mapeada na bacia do Rio Vieira.....	42
Figura 10 – distribuição espacial de pontos para a validação dos mapeamentos	43
Figura 11 – Representação esquemática de uma matriz de confusão.....	45
Figura 12 - Etapas sequenciais para obtenção de temperatura e albedo de superfície.....	48
Figura 13 – Localização da Bacia do Rio Vieira.....	55
Figura 14 - Gráfico da evolução demográfica do Município de Montes Claros.....	56
Figura 15 – Mapa de Caracterização geológica da bacia do Rio Vieira.....	59
Figura 16 - Mapa de Caracterização hipsométrica da bacia do Rio Vieira.....	62
Figura 17 - Mapa de Caracterização geomorfológica da bacia do Rio Vieira.....	63
Figura 18 - Mapa de caracterização pedológica da bacia do Rio Vieira.....	68
Figura 19 - Mapa de Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 1985.....	70
Figura 20 - Mapa de Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 1995.....	72
Figura 21 - Mapa de Uso da terra da bacia do Rio Vieira em 2010.....	75
Figura 22 - Gráfico de relação de uso da terra entre os anos mapeados.....	77
Figura 23 - Curvas de tendência entre os domínios de uso da terra por ano mapeado.....	79
Figura 24 - Temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 1985 às 09h 26mim.....	84
Figura 25 - Albedo de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 1985 às 09h 26mim.....	85

Figura 26 - Temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 1995 às 08h 58mim.....	86
Figura 27 – Albedo de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 1995 às 08h 58mim....	87
Figura 28 – Temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 2010 às 09h 46mim.....	88
Figura 29 – Albedo de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 2010 às 09h 46mim....	89
Figura 30 – Sistemas de uso da terra por classe de temperatura na bacia do Rio Vieira/1985 - 09h 26mim.....	92
Figura 31 – Sistemas de uso da terra por classe de albedo na bacia do Rio Vieira/1985 - 09h 26mim.....	92
Figura 32 – Sistemas de uso da terra por classe de temperatura na bacia do Rio Vieira/1995 - 08h58min.....	97
Figura 33 – sistemas de uso da terra por classe de albedo na bacia do Rio Vieira/1995 - 08h58min.....	97
Figura 34 – sistemas de uso da terra por classe de temperatura na bacia do Rio Vieira/2010 - 09h46min.....	99
Figura 35 – sistemas de uso da terra por classe de albedo na bacia do Rio Vieira/2010 - 09h46min.....	99

Lista de Tabelas

Tabela 01 – Níveis digitais escuros de referência para correção atmosférica.....	34
Tabela 02 - Coeficientes para a transformação <i>Tasseled-Cap</i> / Landsat TM.....	39
Tabela 03 - Correção dos horários de passagem do TM para a área de estudo.....	47
Tabela 04 – Mapeador Temático (TM) Landsat 5: descrição, intervalo de comprimentos de onda e coeficientes de calibração, radiâncias espectrais mínima (a) e máxima (b) e irradiância espectral no topo da atmosfera para imagens até 04/05/2003.....	47
Tabela 05 – Mapeador Temático (TM) Landsat 5: descrição, intervalo de comprimentos de onda e coeficientes de calibração, radiâncias espectrais mínima (a) e máxima (b) e irradiância espectral no topo da atmosfera para imagens pós 04/05/2003.....	48
Tabela 06 – Área superficial das classes de declividade da bacia do Rio Vieira.....	61
Tabela 07 – Área superficial das formas de relevo da bacia do Rio Vieira.....	65
Tabela 08 – Associação entre as fases do relevo e as declividades na bacia do Rio Vieira.....	67
Tabela 09 – Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 1985.....	71
Tabela 10 – Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 1995.....	73
Tabela 11 – Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 2010.....	76
Tabela 12 – Saldo de área em percentual por classe de uso da terra entre os anos mapeados e balanço final de áreas mapeadas em relação à área da bacia.....	79
Tabela 09 - Matriz de confusão do mapeamento do ano de 1985.....	80
Tabela 10 - Matriz de confusão do mapeamento do ano de 1995.....	81
Tabela 11 - Matriz de confusão do mapeamento do ano de 2010.....	81
Tabela 12 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL – 1985.....	84
Tabela 16 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL – 1985.....	85
Tabela 18 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL – 1995.....	85
Tabela 18 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL – 1995.....	85
Tabela 19 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL – 2010.....	86
Tabela 20 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL – 2010.....	86

Sumário

Introdução.....	13
CAPÍTULO 1 – Fundamentação teórica.....	17
1.1 – Radiação solar e o balanço de energia.....	17
1.2 – Radiação de onda curta e albedo de superfície.....	22
1.3 – Radiação de onda longa e a emissividade de superfície.....	24
1.4 – Temperatura obtida por sensor remoto.....	26
1.5 – <i>Surface Energy Balance Algorithms for Land – (SEBAL)</i>	28
CAPÍTULO 2 – Materiais e procedimentos técnicos operacionais.....	31
2.1 – Mapeamento do uso da terra.....	32
2.2 – Mapeamento da temperatura e do albedo de superfície.....	46
CAPÍTULO 3 – Resultados e análise.....	54
3.1 - Localização e descrição da área de estudo.....	54
3.1.1 – Localização e aspectos históricos.....	54
3.1.2 - O Clima da bacia do Rio Vieira.....	57
3.1.3 – A geologia da bacia do Rio Vieira.....	58
3.1.4 - A geomorfologia da bacia do Rio Vieira.....	60
3.1.5 – A pedologia da bacia do Rio Vieira.....	66
3.2 – Mapeamento da cobertura vegetal natural e do uso da terra.....	69
3.3 – Mapeamento da temperatura e albedo de superfície.....	81
3.4 – Relação entre o uso da terra, temperatura e albedo de superfície.....	90
CAPÍTULO 4 - Considerações finais.....	102
Referências.....	105

Introdução

A expressão “uso da terra” denota atividades humanas de ocupação e exploração da superfície do planeta e dos seus recursos em função da necessidade de manutenção das sociedades humanas.

Dentro dessa ótica, Silva (1995) argumenta que, até por volta da década de 1960, a terminologia “uso da terra” não fazia nenhuma menção às questões ambientais e sobre os impactos desse “uso” no revestimento natural dos solos e as consequências de sua substituição. Essa terminologia refletia a intenção de promover a classificação dos espaços naturais de modo a identificá-los para facilitar seu reconhecimento e exploração.

O IBGE (2006) entende que o trabalho da Comissão Mista para Informação e Classificação do Uso da Terra de 1971 descreve um marco teórico na compreensão dos estudos envolvendo a terminologia “uso da terra”. Principalmente porque para a comissão os estudos envolvendo o uso da terra passaram a considerar o revestimento dos solos e efetivamente a questão ambiental. Enfatizando a interdependência entre esses componentes e a necessidade de planejamento dos usos da terra.

Ainda conforme IBGE (2006), a consolidação de um novo marco surge quando do avanço tecnológico dos meios de observação do planeta. Somados à facilidade de obtenção de imagens da superfície possibilitadas pelos dispositivos imageadores.

A mescla entre as novas concepções teóricas oriundas dos trabalhos da comissão e dos avanços tecnológicos de observação da Terra definitivamente descreve um novo marco teórico-metodológico para os estudos sobre o “uso da terra”. Já que permite a fundamentação de metodologias calcadas nas perspectivas teóricas que orientam os estudos sobre o uso do território visando à justiça socioambiental.

Principalmente considerando o fato de que o “uso da terra” implica em atividades humanas destinadas à obtenção de produtos e benefícios a partir da transformação do espaço natural, e deve, portanto, ser entendido como sinônimo de espaço geográfico, tendo em vista a dinâmica do uso do território.

Assim sendo, os estudos sobre o “uso da terra” devem contemplar as variações no espaço-tempo por força das mudanças de orientações que norteiam a utilização dos espaços em diferentes momentos. Isso é, a dinâmica imposta pelos ciclos econômicos sobre o uso das terras impõe uma variação nestes ambientes ao longo do tempo, com consequências para o espaço físico, ou seja, áreas que em determinados períodos eram

destinadas à produção podem ser, em outros períodos, abandonadas, de forma que o contrário também pode ser verdadeiro. Dentro dessa lógica, as florestas, os sistemas agroflorestais e os solos podem funcionar tanto como reserva ou fontes de carbono.

Fato é que, em 1990, o primeiro relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC* – denunciava que as concentrações dos gases estufas como o dióxido de carbono (CO_2), o metano (CH_4) e o óxido nitroso (N_2O) aumentaram cerca de 30%, 145% e 15% respectivamente, desde a revolução industrial do século XVIII até o ano de 1992. Essa realidade conduziria o clima da Terra a mudanças que trariam consequências negativas para o sistema natural e humano.

Dentre os responsáveis pelas alterações do clima terrestre destacam-se a queima de combustíveis fósseis e o chamado forçamento radioativo (EFEITO, 1999). O forçamento radioativo nada mais é do que uma perturbação no balanço de energia do sistema Terra-atmosfera, ou seja, as alterações dos constituintes da superfície terrestre implicam também em alterações no equilíbrio e distribuição do balanço de energia à superfície.

De maneira que os desmatamentos significam maior emissão de CO_2 para a atmosfera, além de possibilitarem maior ressecamento do solo e aumento de temperatura de superfície. As alterações do “uso da terra”, a exemplo de pastagens e do uso agrícola, significam alterações no conteúdo de carbono do solo. As florestas plantadas contribuem para a remoção e emissão de CO_2 para a atmosfera. (EFEITO, 1999)

Essas alterações nos revestimentos naturais do solo e o uso da terra impõem uma nova busca pelo equilíbrio da distribuição dos componentes do balanço de radiação na superfície e na atmosfera, resultando em alterações como o chamado “efeito estufa” antrópico.

Nesse caso, a temperatura dos diferentes sistemas de uso da terra será diretamente proporcional à quantidade de energia térmica associada. Como exemplo, pode-se citar o fato de que, em uma área cuja radiação solar pode ser considerada constante, as variações de temperatura e do albedo de superfície ocorrerão em função do tipo de cobertura da terra. Tendo em vista que um sistema de uso florestal consumirá mais energia térmica do que um sistema de uso com solo em exposição e assim por diante.

Essa realidade, quando considerada à luz das concepções da termodinâmica, implica que o ambiente alterado, ainda que seja uma pequena porção em área, tende a

restabelecer o equilíbrio térmico com os seus sistemas vizinhos, ou seja, haverá transferência de energia e consequentemente variação na temperatura e no albedo de superfície ao longo do tempo e do espaço.

Dessa forma, torna-se de fundamental importância para planejamento ambiental e do uso da terra o conhecimento e o registro da relação que se estabelece ao longo do tempo e do espaço entre o uso da terra e a variação da temperatura e do albedo de superfície de qualquer região, principalmente, considerando o fato de que alterações de comportamento desses componentes climáticos podem acarretar alterações no micro e no macro clima.

Diante desta realidade, o sensoriamento remoto se destaca como uma ferramenta de importância singular, já que os dados de sensor remoto vêm dando suporte a vários estudos sobre a superfície da Terra, sobretudo quando se considera a possibilidade de obtenção de informações temporais como os dados da série TM – Landsat 5, que se pontuam como uma importante fonte de informações históricas, permitindo o mapeamento e a quantificação de informações pretéritas e atuais das áreas imageadas.

Assim sendo, este trabalho se norteia pelas seguintes indagações: qual é a dinâmica entre o uso da terra, a temperatura e o albedo de superfície da bacia do Rio Vieira no período sazonal de inverno nos últimos 25 anos? Quais são as implicações que as mudanças no uso da terra conferiram à temperatura e ao albedo de superfície da bacia do Rio Vieira?

Direcionado por essas indagações, este trabalho procurou analisar, com auxílio de dados TM – Landsat 5, as relações entre as mudanças no uso da terra e a variação da temperatura e do albedo de superfície no período sazonal de inverno da bacia do Rio Vieira nos últimos 25 anos. Para alcançar esse objetivo, no entanto, os seguintes objetivos específicos foram cumpridos:

- Elaborar mapeamento temático sobre o uso e ocupação da terra da bacia Rio Vieira no período sazonal de inverno dos anos de 1985, 1995 e 2010.
- Elaborar mapas térmicos da bacia do Rio Vieira no período sazonal de inverno dos anos de 1985, 1995 e 2010.
- Elaborar mapeamento temático sobre o albedo de superfície da bacia do Rio Vieira no período sazonal de inverno para os anos de 1985, 1995 e 2010.

A escolha da bacia do Rio Vieira se justifica no fato de que esta área foi palco de um rápido e intenso crescimento populacional. De forma que esse fato proporcionou

várias modificações nos sistemas de uso da terra desta bacia, como por exemplo: rápida expansão urbana, recuperação de áreas antropizadas e a antropização de áreas naturais. Permitindo, neste contexto, o desenvolvimento deste trabalho num ambiente com as devidas alterações dos sistemas de uso da terra.

Dentro desta perspectiva, analisar a dinâmica do campo térmico da bacia do Rio Vieira, a partir da série histórica do TM - Landsat 5 é de singular relevância para a compreensão dos impactos ambientais acarretados pelas intervenções humanas neste ambiente. Primeiro, porque a distribuição espacial dos dados de temperatura, a partir de imagens de satélite, permite uma análise em escala espacial completa da área. Segundo, porque, ao mesmo tempo em que se avalia a dinâmica térmica deste ambiente, é possível avaliar a dinâmica de ocupação de suas terras, permitindo traçar um paralelo entre as variáveis consideradas de maneira a compreender os mecanismos que permitiram a atual configuração dos sistemas de uso da terra nesta bacia e sua relação com a temperatura e albedo de superfície ao longo dos anos mapeados.

CAPÍTULO 1 - Fundamentação teórica

1.1 – Radiação solar e o balanço de energia

De acordo com o *National Solar Observatory* dos E.U.A, o Sol é uma estrela de classe espectral G2V, o que significa dizer que possui uma temperatura de superfície de aproximadamente 6000 K. O Sol representa 99,86% de toda a massa do sistema solar e, certamente por esse fato, ocupa a posição central do sistema exercendo influência gravitacional sobre todos os corpos celestes que o orbitam. Do total da massa solar, 74% é composta por hidrogênio, 24% por hélio e o restante apresenta compostos de ferro, níquel, silício, enxofre, entre outros.

A produção de energia do Sol está ligada a uma cadeia de reação conhecida como ciclo próton-próton, a qual, em termos gerais, consiste na fusão de quatro átomos de hidrogênio em um átomo de hélio (MOBLEY, 1994). De acordo com os dados do *National Solar Observatory*, esta reação converte cerca 0,7% de toda a massa fundida em energia. Como resultado, tem-se a liberação de energia na forma de fôtons e neutrinos.

Os fôtons gerados são altamente energizados e, sob as condições extremas de temperatura e densidade do núcleo da estrela, interagem com o plasma das camadas sequenciais até perderem energia e serem reemitidos na forma de radiação eletromagnética, pela superfície do sol, em direção ao espaço, conforme afirma Novo (2008).

Cerca de 99% da radiação eletromagnética irradiada pelo Sol corresponde aos comprimentos de onda entre 0,15 e 4,00 μm . Desse montante, cerca de 51% encontra-se no infravermelho, 44% no visível e 4% no ultravioleta. Embora essa radiação tenha a capacidade de viajar pelo espaço sem perda de energia, sua intensidade diminui inversamente com o quadrado da distância do Sol (LEMOM, 1965).

De acordo com os valores explicitados por Ayoade (2001), o Sol irradia cerca de 56×10^{26} calorias por minuto. Desse montante, entretanto, apenas $2,55 \times 10^{18}$ são interceptadas pela Terra. A quantidade de energia que atinge a atmosfera por unidade de área, formando ângulos retos com os raios solares é denominada de constante solar e possui valor de $1,98 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$.

É importante destacar que a interceptação desta energia pela atmosfera da Terra não se dá de forma homogênea e variará em função de três fatores básicos: o período do

ano, tendo em vista que no periélio a Terra recebe mais radiação do que no afélio; do período do dia, na medida em que o sol se desloca, aumentando ou decrescendo sua altura, em seu eixo zenital, em relação ao ponto superficial considerado, e da latitude, já que a declinação latitudinal, bem como a oscilação da Terra em relação ao seu eixo comparado ao eixo solar, não permite que a radiação atinja diretamente o topo da atmosfera em determinadas latitudes (GOODY E WALKER, 1975).

Obviamente, a constante solar será também influenciada pela quantidade de energia irradiada pelo Sol. Dessa forma, a conjuntura entre os fatores que influenciam a quantidade de energia interceptada pela atmosfera e a superfície terrestre define o padrão de energia solar recebido pela Terra.

No que diz respeito à radiação solar na superfície da Terra, a dinâmica de incidência é ligeiramente alterada, já que fatores como o aspecto das vertentes e a elevação das superfícies terem a capacidade de influenciar na incidência da radiação sobre a mesma. O fator mais atenuante diz respeito aos constituintes da atmosfera terrestre. Isso porque, quando a radiação solar penetra na nossa atmosfera, ela se sujeita aos efeitos dos seus componentes. Podem-se citar como exemplo, os valores apresentados por Varjão-Silva (2006), onde o autor argumenta que 19% da radiação solar é absorvida pelo ozônio e pelo vapor d'água da atmosfera.

Segundo o autor supracitado, o O_3 é responsável pela absorção da radiação ultravioleta abaixo de $0,29\mu m$. Enquanto o H_2O , em vapor, é responsável pela absorção da radiação nos comprimentos de onda entre $0,9$ e $2,1\mu m$. Da mesma forma, compete ao CO_2 , a absorção da radiação cujos comprimentos de onda são maiores que $4,0\mu m$. Além de 20%, em média, da radiação solar, que penetra a atmosfera, ser refletida de volta para o espaço pelas nuvens. A Figura 01 ilustra com maiores detalhes a dinâmica de incidência, reflexão e absorção da energia solar no planeta Terra.

Pela análise da Figura 01, percebe-se que a radiação oriunda do Sol atinge a superfície da Terra a partir de dois processos. O primeiro diz respeito à radiação direta, essa radiação é assim denominada porque atinge a superfície da Terra de forma direta com interferência mínima dos constituintes atmosféricos, tendo em vista que a atmosfera é praticamente transparente à radiação de onda curta característica do espectro solar.

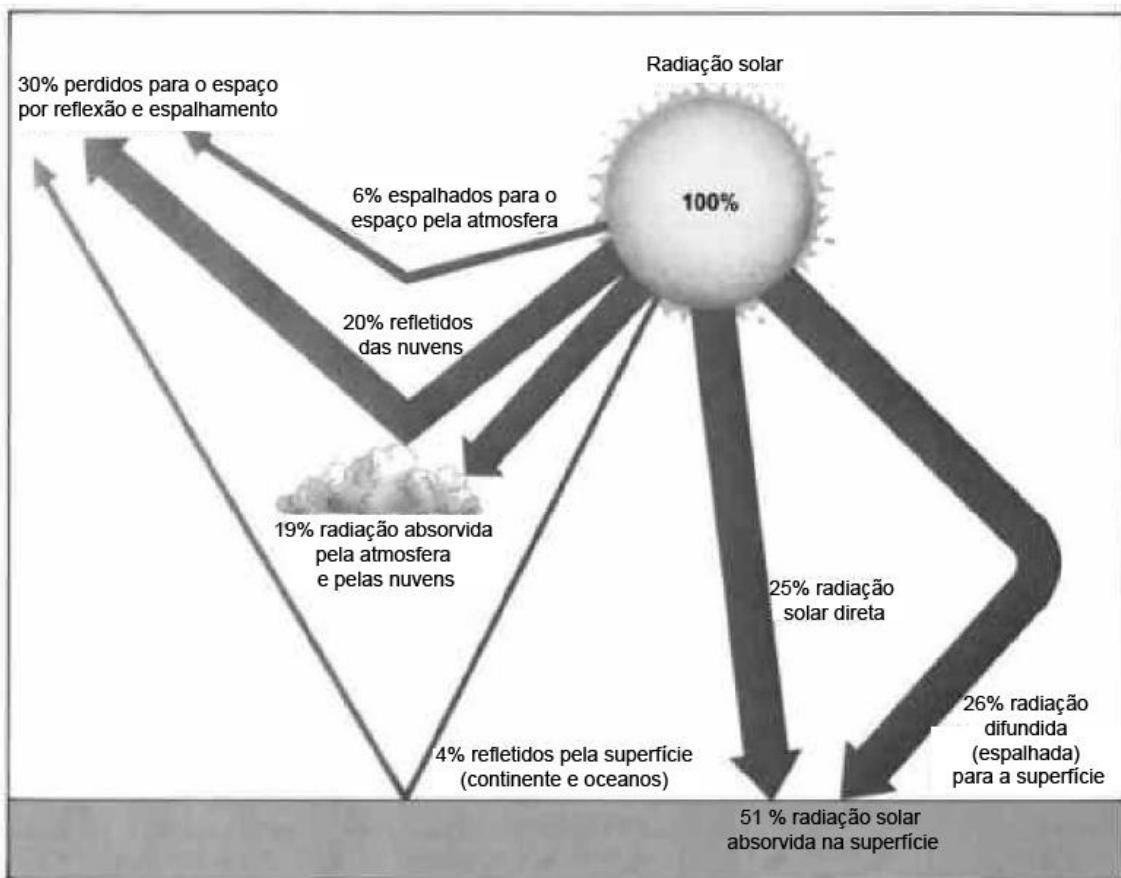


Figura 01 – distribuição percentual da radiação solar incidente.

Fonte: Varejão-Silva, M.A., 2006.

O segundo processo relaciona-se com um fenômeno conhecido como difusão e é resultado do espalhamento da radiação pelos constituintes da atmosfera e da superfície. Desta forma, a radiação solar global, para a superfície terrestre, é definida pela soma da radiação direta com a radiação difusa.

Esta radiação aquece a superfície da Terra que, por sua vez, passa a emitir radiação eletromagnética cujos comprimentos de onda localizam-se na faixa de 4 a 100 μm . Essa radiação é denominada de radiação de ondas longas. Cerca de 90% da radiação emitida pela superfície é absorvida pelo vapor d'água, gás carbônico, ozônio e nuvens presentes na atmosfera. Os comprimentos de onda, emitidos pela Terra, compreendidos entre os intervalos de 8,5 a 11 μm , totalizando 10% desta radiação da radiação emitida, se perdem para o espaço. O restante da radiação absorvida pelos constituintes da atmosfera são então reemitidos de volta para a superfície que à absorve totalmente. Esse fluxo é conhecido como contrarradiação atmosférica (TUBELIS e NASCIMENTO, 1980).

Este mecanismo de interação entre os constituintes da atmosfera e da superfície da Terra, que permitem a reflexão, difusão e absorção da radiação, produz na superfície

o balanço de radiação. Goody e Walker (1975) entendem que este mecanismo é a fonte primária para processos físicos, químicos e biológicos observados nos ecossistemas naturais e agrícolas, além da força motriz para a ocorrência de quase todos os fenômenos atmosféricos. Ou seja, essa energia é aproveitada pela biomassa, para o aquecimento do ar e da água e ciclos termodinâmicos variados, e é de vital importância para a manutenção do sistema solo-planta-atmosfera, permitindo a redistribuição da umidade, calor no solo e na atmosfera através de processos energéticos de trocas turbulentas.

Para Tubelis e Nascimento (1980), o balanço de radiação pode ser compreendido como a quantidade de radiação que é absorvida e emitida por uma dada superfície. No contexto do sistema Terra-atmosfera, em linhas gerais, o balanço de radiação é positivo durante o dia e negativo durante a noite, e pode ser definido pelos seus constituintes através da equação (01).

$$R = (Q + q) (1 - \alpha) + I_{\downarrow} - I_{\uparrow} \quad (01)$$

Em que R é o balanço de radiação, $(Q + q)$ é a soma da radiação solar direta e difusa incidente sobre a superfície, α é o albedo da superfície, I_{\downarrow} é a radiação de onda longa incidente ou a contra radiação atmosférica e I_{\uparrow} é a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre.

De forma semelhante, Ayoade (2001) argumenta que o balanço de radiação para o sistema Terra-atmosfera é positivo entre as latitudes 30° S e 40° N e negativa para as demais localidades. Realidade que influencia, dentre outras, a circulação atmosférica.

De acordo com os estudos de Sellers (1965), a dinâmica do balanço de radiação da superfície-atmosfera apresenta oscilações em qualquer faixa latitudinal considerada. Isso porque a atmosfera se comporta como uma depressão radioativa perdendo mais energia do que consumindo ou armazenando. Por exemplo, do total da radiação solar que atinge a Terra, cerca de 30%, em média, é reemitida imediatamente para o espaço, por força de um fenômeno conhecido como albedo planetário, 51% são absorvidas pela superfície terrestre e apenas 19% são absorvidas pela atmosfera e pelas nuvens.

Para manter o equilíbrio térmico, a superfície da Terra, que com exceção dos polos, é fonte de calor, fornece parte de sua energia térmica excedente para a atmosfera. Sobretudo, a partir da liberação do calor latente impulsionado pela evaporação da água,

condução do calor sensível da superfície para a atmosfera e a difusão turbulenta de energia térmica para a atmosfera (SELLERS, 1965).

Neste caso, Tubelis e Nascimento (1980) avaliam que a contabilidade do balanço de energia à superfície define o fluxo de energia capaz de promover a evaporação da água e ocasionar variações na temperatura de superfície. Os autores argumentam ainda que o balanço de radiação à superfície é mais complexo do que no topo da atmosfera, já que os movimentos dos fluidos por condução e convecção estão presentes. Dentro deste contexto, o balanço de radiação da superfície da Terra assume caráter mais complexo, tendo em vista a quantidade de variáveis que influenciam no cômputo final do balanço de energia, sendo o mesmo definido pela equação (02).

$$R = LE + H + G + \Delta f + P \quad (02)$$

De modo que R é o balanço de radiação, LE é o calor latente da evaporação, H é o calor sensível, Δf é a advecção horizontal total das correntes, G é o fluxo de calor da armazenagem e P é a energia utilizada para a fotossíntese.

Para efeito de cálculo, todavia, algumas dessas variáveis podem ser negligenciadas ou desprezadas, tendo em vista seu reduzido peso em relação aos valores totais. É o caso da energia utilizada para a fotossíntese, a qual se estima ser da ordem de 5% do total da radiação líquida (AYOADE, 2010). A advecção horizontal das correntes Δf , por ser muito pequena, pode ser desprezada para efeito de cálculo.

No caso do fluxo de calor da armazenagem, o mesmo pode ser considerado constante, já que o calor armazenado durante o dia se perde durante a noite. De forma análoga, o calor armazenado na primavera e verão é perdido durante o outono e o inverno, destacando um balanço constante nesse mecanismo. Desta forma, a equação do balanço de radiação continental pode ser reescrita de acordo com a equação (03).

$$R = LE + H \quad (03)$$

De forma contextualizada, os estudos envolvendo o balanço de radiação à superfície (R) assumem singular relevância para a compreensão dos fenômenos climáticos, na construção de modelos de previsões climáticas e no planejamento das atividades agrícolas e ambientais.

Gomes (2009) entende que estudos recentes demonstram uma tendência em se trabalhar com sensoriamento remoto na determinação do balanço de radiação à superfície (R), principalmente porque as transformações de energia próximo da superfície implicam em variações espaciais e temporais de vários parâmetros meteorológicos, incluindo as temperaturas dos ambientes naturais. E sendo os dados de sensor remoto calcado nas resoluções espaciais, espectrais, radiométrica e temporal, as técnicas de sensoriamento remoto, bem como os seus produtos, são ferramentas poderosas para a realização desse tipo de estudo.

1.2 – Radiação de onda curta e albedo de superfície

Esta radiação localiza-se entre os comprimentos de onda menores que $3,0 \mu\text{m}$, daí ser dita radiação de onda curta. Para a realização de trabalhos práticos, envolvendo o balanço de onda curta na superfície da Terra, consideram-se os componentes da radiação solar global, ou seja, a radiação direta e a radiação difusa.

O problema reside no fato de que grande parte da superfície da Terra não possui estações de controle que permitam uma observação detalhada desta radiação. No entanto, modelos clássicos de regressão linear são utilizados para a sua estimativa pontual. Além desses modelos, os trabalhos de Beyer et. al (1991) e Satyamurty e Lahiri (1992), de acordo com Gomes (2009), podem ser incluídos nos esforços para se obter melhores modelos da radiação solar global e, por conseguinte, melhor obtenção do balanço de onda curta.

O balanço de onda curta é, em síntese, entendido como a diferença entre os fluxos de radiação incidente e refletida. Diante disso, inferi-se que o balanço de onda curta dependerá da radiação solar global e do albedo da superfície, sendo o balanço de onda curta (RC), para um dado momento, representado pela equação (04)

$$RC = (Q + q) - (1 - \alpha) \quad 04$$

O albedo da superfície terrestre, o qual predomina nas faixas reflexivas em torno de $0,3$ a $3,0 \mu\text{m}$, representa a razão entre a radiação solar refletida e a radiação global incidente em função do ângulo zenital solar (ATAIDE, 2007).

Pela interpretação da equação 04, o balanço de onda curta dependerá da radiação incidente e do albedo. Esse fato, como lembra Gomes (2009), implica que dada à

constância da radiação solar incidente em determinada área, o saldo de onda curta dependerá do tipo de cobertura da terra, já que a cobertura da terra influenciará diretamente o albedo da superfície, de forma que as relações de intensidade entre o balanço de onda curta e o albedo serão inversamente proporcionais, isto é, quanto maior o albedo, menor o balanço de onda curta.

O problema é que o albedo apresenta variações e assimetrias em suas medições ao longo do fotoperíodo, tendo em vista que variáveis meteorológicas como o vento e o orvalho, conforme destaca o trabalho de Minnis et. al. (1997), têm a capacidade de acarretar alterações na ordem de 10% dos valores do albedo de superfície. Os estudos de Song (1998) demonstram que a variação angular do dossel vegetativo acarretado pelo movimento forte dos ventos também pode comprometer a obtenção coerente do albedo.

Na tentativa de se obter o albedo de forma mais próxima da realidade, vários estudiosos, além dos supracitados, vêm desenvolvendo metodologias para se estimar o albedo através de medidas de campo e técnicas de sensoriamento remoto, dentre os quais se destacam Allen et. al (2002), que desenvolveram um modelo tendo por base a transmitância atmosférica para onda curta a partir da altitude dos pixel de um modelo numérico do terreno (MNT). Tal metodologia foi testada e validada por vários autores como Souza (2008), Menezes (2006), Gomes (2009), entre outros, que encontraram sob condições de terreno plano valores próximos dos medidos pelas estações de controle.

Esta preocupação com as medidas do albedo se justifica porque o mesmo é considerado um importante parâmetro para a construção de modelos climáticos. Dos modelos de circulação atmosférica e dos modelos de representação dos processos de realimentação, este último é, basicamente, função do comprimento de onda, anglo solar e da razão da irradiância difusa e direta, Gomes (2009).

Neste contexto, sendo o albedo uma medida que varia conforme as propriedades físico-químicas das superfícies com relação ao ângulo zenital solar, conclui-se que atividades humanas como desmatamentos, silvicultura, agricultura, pecuária, urbanização também são fatores que influenciarão na variação de seus valores. Arya (2001) entende que variações no albedo local pode acarretar mudanças significativas no micro e no macro-clima de determinada região, principalmente considerando a temperatura do solo.

Sendo assim, o balanço da radiação de onda curta, bem como a obtenção do albedo da superfície terrestre são de fundamental importância para estudos voltados para a análise das inter-relações entre a dinâmica da temperatura de superfície de

determinada região e as atividades antrópicas de uso das terras desenvolvidas ao longo do tempo e do espaço.

1.3 – Radiação de onda longa e a emissividade de superfície

No entender de Planck *apud* Eisberg (1979), toda matéria acima de 0 K emite um espectro contínuo de radiação que independe do material que forma o corpo, mas é basicamente função de sua temperatura. Dentro desse raciocínio, pode-se considerar que a Terra se comporta como um corpo negro, com temperatura média de 300 K e comprimentos de onda de máxima emissão entre 8 e 12 μm.

Os comprimentos de onda emitidos pela Terra e sua atmosfera variam, em termos de comprimento de onda, de 4 a 100 μm. Nesse caso, trata-se de ondas longas ou radiação termal (CHEN, 1985).

A radiação emitida pela Terra diz respeito a emitância terrestre, e é a somatória das energias emitidas pelos alvos da superfície. O balanço de onda longa (BOL) é um dos componentes do balanço de radiação mais difíceis de ser mesurado, já que os instrumentos não fornecem medições simples desta radiação. Esta variável pode ser obtida, por analogia, através da equação do balanço de radiação quando as demais variáveis estiverem coerentes.

De fato, o estudo do (BOL) abrange três elementos: a radiação atmosférica incidente ou contra radiação, que seria função basicamente da temperatura do ar, do vapor d'água e da cobertura de nuvens presentes na atmosfera; a radiação refletida pela superfície terrestre que depende da temperatura e da emissividade infravermelha dos seus constituintes, e a emitância terrestre a qual irá depender da temperatura do solo e sua emissividade (GOMES, 2009). Desta forma, o balanço de onda longa pode ser representado matematicamente pela equação (05).

$$BOL = I_{\downarrow} - I_{\uparrow} \quad (05)$$

Tubelis e Nascimento (1980) expõem que, quando as medidas por aparelhos não estiverem disponíveis, uma alternativa para a obtenção do (BOL) seria a utilização de equações empíricas.

Para Leitão (1994), o problema desse tipo de cálculo reside no fato de que variáveis como a umidade e a temperatura do ar devem ser utilizadas como parâmetro

de calibração, e, em muitos casos, a disponibilidade desses dados não são constantes. Desta forma, o autor argumenta que modelos mais simples estão sendo desenvolvidos considerando-se a lei de Stefan-Boltzmann, conforme equação 06:

$$I\uparrow = \varepsilon \sigma T^4 \quad (06)$$

Sendo que (ε) é a emissividade dos alvos, (σ) é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e T é a temperatura absoluta em K.

De forma que o balanço de radiação de onda longa fica definido de acordo com a equação 07.

$$BOL = I\downarrow - \varepsilon \sigma T^4 \quad (07)$$

Análises de variações climatológicas, como no caso de flutuações na temperatura de superfície, por exemplo, possuem como base de análise o saldo de radiação de onda longa. Neste contexto, é de grande valia sua compreensão e determinação para os estudos ambientais. Sobretudo, por contribuir na elaboração de modelos de emissividade infravermelha dos alvos da superfície, a qual pode ser definida, segundo Rosa (2003), como a relação entre a emitância de um corpo real, em função de sua temperatura, e a emitância de um corpo negro.

Os estudos envolvendo a emissividade são de grande importância para a obtenção da temperatura de superfície a partir de dados de sensor remoto, já que o que os sensores dos satélites medem é a temperatura aparente, ou temperatura de brilho. Na realidade, a temperatura de brilho diz respeito à radiância monocromática dos alvos na banda termal, diferente da temperatura real dos mesmos. Por isso mesmo, a emissividade infravermelha é de grande importância, pois, como destaca Novo (2008), a radiância dos constituintes da superfície é reduzida pela sua emissividade, sendo a mesma necessária para a conversão da temperatura de brilho em temperatura de superfície.

Salisbury e D'Aria (1992) avaliam que, na banda do infravermelho termal, a emissividade do solo e das superfícies vegetadas varia em função da presença de água, já que a emissividade do solo varia de 0,85 a 0,99 dependendo dos constituintes do solo e de sua umidade, no passo em que a vegetação possui valores na ordem de 0,98.

Brito (1993) estimou a temperatura e umidade do dossel da floresta amazônica a partir de modelos discretos e contínuos de micro-ondas e dados de temperatura de brilho

obtidos por satélite. O autor concluiu que a presença da vegetação provoca atenuação da radiação emitida pela superfície, sendo a umidade da vegetação o parâmetro que mais influencia os cálculos de temperatura de brilho.

Nos seus estudos, Van de Grien e Owe (1993) encontraram uma correlação de 94% entre o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) e a emissividade da superfície.

Lopes et. al. (2007) aplicou o (NDVI) obtido de produtos MODIS com resoluções espaciais de 1 km e 250 m, utilizando o algoritmo de Valor e Caselles (1996), no intuito de determinar o comportamento sazonal da emissividade na região da Serra da Mantiqueira e do Vale do Rio Paraíba do Sul. Os resultados apontaram maior variabilidade espacial da emissividade média em função da heterogeneidade da vegetação e o aumento da emissividade média do período de inverno para o período de verão, por conta, principalmente, do aumento da precipitação nesse período.

Os estudos desenvolvidos por Guaquan e Zhangzhi (1992) apontaram uma forte correlação entre o Índice de Área Foliar (IAF) e a emissividade de superfície. De tal forma que, quando o (IAF) aumenta a emissividade, também aumenta até se tornar constante. Segundo os autores, valores de (IAF) maior ou igual a 2 implicam em uma constância de emissividade igual a 0,98.

A obtenção da temperatura de superfície a partir de produtos orbitais é de grande importância para estudos sobre varias áreas do conhecimento e para o monitoramento da vegetação e da temperatura de superfície. Assim sendo, pode auxiliar na compreensão da dinâmica ambiental de determinada região em relação as atividades antrópicas ali desenvolvidas e as flutuações de temperatura e do albedo na superfície, através de produtos orbitais e índices de vegetação, permitindo uma análise mais ampla do que metodologias convencionais.

1.4 – Temperatura obtida por sensor remoto

O sensoriamento remoto vem dando suporte a vários estudos sobre a superfície da Terra. Dentre os quais se destaca a obtenção de variáveis climatológicas, sobretudo, as ligadas a mensuração da temperatura que é um importante fator para o planejamento ambiental de qualquer região. As possibilidades de obtenção de informações climatológicas através de técnicas de sensoriamento remoto e de imagens orbitais

permitem uma análise geral das áreas em maior escala se comparadas aos dados pontuais disponibilizados pelas estações de controle.

A obtenção de temperatura por sensores remotos possui como base de suporte os estudos das variáveis oriundas do balanço de radiação à superfície, como fluxo de radiação de onda curta e, principalmente, os de onda longa, que envolvem a região do infravermelho. Além da interação da radiação com os constituintes da superfície e da atmosfera terrestre.

Desta forma, Novo (2008) explica que a radiação do infravermelho distante não é utilizada em sensoriamento remoto da superfície da Terra pela sua pouca ocorrência. A região do infravermelho próximo, em termos de interação com a radiação eletromagnética com a superfície, é tratada basicamente como a região do visível. O infravermelho termal, todavia, carece de atenção diferenciada, já que a energia liberada para os comprimentos de onda do infravermelho termal são procedentes de vibrações moleculares em função da temperatura dos alvos.

Neste caso, infere-se que a temperatura de um dado alvo será diretamente proporcional à radiação emitida por ele, de forma que quanto maior a radiação medida pelo satélite, considerando um determinado alvo, maior será a temperatura do mesmo.

Assim sendo, pode-se considerar que a temperatura é uma medida que mensura fisicamente a energia média de movimento de partículas num sistema em equilíbrio térmico dado seu grau de liberdade, conforme argumenta Planck *apud* Eisberg (1979).

O problema envolvendo sensores remotos, para a mensuração da temperatura de superfície, reside no fato de que as propriedades térmicas dos alvos são avaliadas a distâncias consideráveis, sofrendo, portanto, interferência dos constituintes da atmosfera. Assim, o modelo de corpo negro de Planck deve ser considerado para a estimativa de temperaturas obtidas por sensoriamento remoto.

Outra realidade a ser considerada é o fato de que os sensores medem a radiância monocromática espectral dos alvos. Nesse caso, conforme argumenta Rosa (2003), deve-se utilizar a função inversa da lei de Planck no intuito de se obter a temperatura de brilho da superfície e inserir a emissividade dos alvos nos cálculos para se determinar a temperatura de superfície.

Atualmente, pesquisadores vêm desenvolvendo estudos e metodologias para se estimar a variação da temperatura e do albedo da superfície em relação aos seus diferentes constituintes, dentre os quais cita-se Weng e Dengsheng (2004) e Weng & Quattrochi (2006), que fizeram uma análise entre os padrões de temperatura da

vegetação urbana natural nos E.U.A e na China, respectivamente. No Brasil, grande parte destes estudos está sendo realizados com o objetivo de se avaliar o fenômeno de ilhas de calor dentro do espaço urbano, com destaque para Teza e Baptista (2005) que realizaram estudos a partir de imagens Landsat e Aster, em várias metrópoles brasileiras, de 1984 a 2001, constatando um aumento médio da temperatura de 3°C.

Dentre as várias metodologias utilizadas para a estimativa da temperatura de superfície, destaca-se Bastiaanssen *et. al.* (1995), Allen (1996), Bastiaanssen *et. al.* (1998), Allen (2002), Allen *et. al.* (2007), com o desenvolvimento e aprimoramento do algoritmo *Surface Energy Balance Algorithms for Land* – SEBAL, o qual descreve o balanço completo de radiação e da energia sobre a superfície da Terra a partir de dados de sensor remoto.

Desta forma, estudos envolvendo a temperatura dos alvos terrestres e suas relações com as dinâmicas socioambientais conquistam uma importante ferramenta de suporte para obtenção, análise e elaboração de informações através de um algoritmo prático e eficiente.

1.5 - Surface Energy Balance Algorithms for Land – (SEBAL)

O algoritmo semiempírico *Surface Energy Balance Algorithms for Land* – SEBAL descreve o balanço completo de radiação sobre a superfície da Terra a partir das bandas espectrais do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. Estas bandas são utilizadas como dados de entrada para o processamento das imagens, além de dados locais de estações de controle utilizados como parâmetro de calibração do algoritmo.

O SEBAL foi testado e validado em diversas regiões do globo como, por exemplo, E.U.A, China, Egito, Espanha, Argentina, Índia, Brasil entre outros, conforme Tasumi (2003). O SEBAL foi elaborado visando obter a evapotranspiração (ET) em escalas regionais, pois, como afirma Bastiaanssen *et. al* (1998), os algoritmos clássicos baseados em sensores remotos e medidas de temperatura de superfície se mostravam satisfatórios apenas para grandes escalas, impondo a necessidade de elaboração de um algoritmo que considerasse a resolução espacial dos dados de sensor remoto para escalas regionais.

Os principais produtos do SEBAL são: albedo de superfície, balanço de onda curta, balanço de onda longa, índices de vegetação como o NDVI, SAVI e IAF, emissividade de superfície, temperatura de superfície, saldo de radiação, fluxo de calor sensível, calor latente e a evapotranspiração pixel a pixel.

No Brasil, destaca-se, entre os demais, o trabalho de Bezerra (2006) que objetivou obter o balanço de energia e a evapotranspiração diária em áreas de cultivos irrigados de sequeiro, vegetação nativa e a reserva florestal da Chapada do Araripe, no qual o autor concluiu que, de forma geral, o SEBAL apresentou uma precisão eficiente para a obtenção de evapotranspiração diária.

Evidencia-se, do mesmo modo, o trabalho de Menezes (2006) que testou o SEBAL sob diferentes condições de relevo, lançando mão das técnicas de normalização topográfica, em relação a dados obtidos em estações de controle na região do Município de Santa Barbara – MG. Concluiu o autor, de maneira geral, que a técnica de normalização topográfica influenciou na aplicação do algoritmo em questão nas condições de relevo movimentado.

Gomes (2009) avaliou, através da aplicação do SEBAL/METRIC, as alterações promovidas pela mudança do uso da terra alavancada pela cana-de-açúcar e eucalipto. Além de testar a calibração e validação do algoritmo nas condições climáticas do Município de Santa Rita do Passa Quatro – SP, concluindo que o SEBAL/METRIC pode ser utilizado para análise e monitoramento de alterações ambientais de diferentes biomas.

A detecção do fenômeno de ilhas de calor também pode ser verificada pela aplicação do SEBAL, a exemplo, pode-se citar o trabalho de Moreira e Galvâncio (2009), no qual os autores analisaram as variações das ilhas de calor na cidade de Recife no período de 1984 a 2007, e encontraram um aumento de aproximadamente 4°C nas menores temperaturas e de 8°C nas maiores temperaturas.

Galvâncio *et. al.* (2009), analisando a temperatura do ar e da superfície no Sítio Boa Felicidade em São José do Sabugi – PB, concluiu que a estimativa da temperatura de superfície obtida a partir da aplicação do SEBAL em imagens de satélite pode resultar em vantagens, quando comparadas aos dados de temperatura obtidos por estações, já que a análise em escala espacial é permitida.

Diante desses estudos, o SEBAL se destaca, dentre os demais algoritmos destinados a estimativa do balanço de radiação a superfície, por propiciar a obtenção de informações de vital importância para análise ambiental com base em dados

climatológicos. Deste modo, os estudos envolvendo a dinâmica de mudanças ambientais e climáticas acarretadas pela intervenção humana na forma de ocupação das terras podem ser exploradas com maior rigor e em escalas regionais.

Com efeito, a possibilidade de análise das informações de temperatura da superfície a partir de imagens orbitais permite um paralelo, sobretudo, de forma temporal, entre as mudanças de uso da terra, e as relações geográficas dos efeitos destas alterações. Ou seja, as relações entre as flutuações da temperatura da superfície de determinada região podem ser analisadas simultaneamente as alterações do uso da terra e suas relações explicitadas na forma de documentos cartográficos.

CAPÍTULO 2 – Materiais e procedimentos técnicos operacionais

Como mencionado na introdução, este trabalho buscou analisar, com auxílio de dados TM – Landsat 5, as relações entre as mudanças no uso da terra e a variação da temperatura e do albedo de superfície, no período sazonal de inverno da bacia do Rio Vieira nos últimos 25 anos, para o horário de passagem do satélite Landsat 5. A escolha do período de inverno justifica-se pela não ocorrência de nuvens na área mapeada nos respectivos intervalos de tempo.

O objetivo inicial era avaliar períodos de dez em dez anos, iniciando-se do ano de 1985, entretanto, as imagens TM disponibilizadas pelo INPE de 2005, 2006 e 2007 para a órbita/ponto 218/72 apresentaram uma quantidade significativa de nuvens, no período de estudo. Desta forma, as imagens de 2008 substituiriam as imagens de 2005. Contudo, devido à semelhança do uso da terra nas imagens de 2008 e 2010, optou-se por utilizar as imagens do ano de 2010. Neste caso, os intervalos de tempo foram assim definidos, 28/08/1985, 09/09/1995 e 17/08/2010.

Além das imagens, os seguintes documentos cartográficos foram utilizados:

- Imagens semicontroladas do modelo numérico de elevação oriundo do subsistema VNIR/ASTER, com resolução espacial de 30m, disponibilizadas no Site da NASA(<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem-wist.asp>)
- Cartas topográficas na escala de 1: 100 000 folhas SE-23-X-A-V e SE-23-X-A-VI, elaboradas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Exército – DSG, disponibilizadas pela Prefeitura Municipal de Montes Claros (PMMC).
- Dados climatológicos das estações de controle do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climatológicos (CPTEC), da Universidade Estadual de Montes Claros, da Universidade Federal de Minas Gerais/campus de Montes Claros. E das estações de Montes Claros, Diamantina e Itamarandiba, de responsabilidade do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e da estação do aeroporto de Montes Claros, para as datas e horários correspondentes à passagem do sensor.

Os procedimentos metodológicos necessários para analisar as relações entre as mudanças no uso da terra e a variação da temperatura e do albedo de superfície na bacia do Rio Vieira foram divididos em três. O primeiro procedimento cuidou do tratamento das imagens de satélite com vistas ao mapeamento do uso da terra. O segundo considerou a aplicação do SEBAL para obtenção do albedo de superfície e da temperatura dos diferentes sistemas de uso da terra encontrados. E, por fim, no terceiro

procedimento, as variáveis encontradas nos dois levantamentos foram comparadas de modo que suas relações foram estabelecidas. Desta maneira, os itens 2.1 e 2.2 explicitam, passo a passo, cada etapa dos dois primeiros procedimentos, enquanto o terceiro procedimento será detalhado ao longo da análise dos resultados.

2.1 – Mapeamento do uso da terra.

Disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, as imagens TM-Landsat 5 possuem nível básico de tratamento. Neste caso, houve a necessidade de correção e tratamento dessas imagens. As etapas executadas foram ordenadas na Figura 02 e são em número de dez, iniciando-se a partir da correção atmosférica até a validação da classificação.

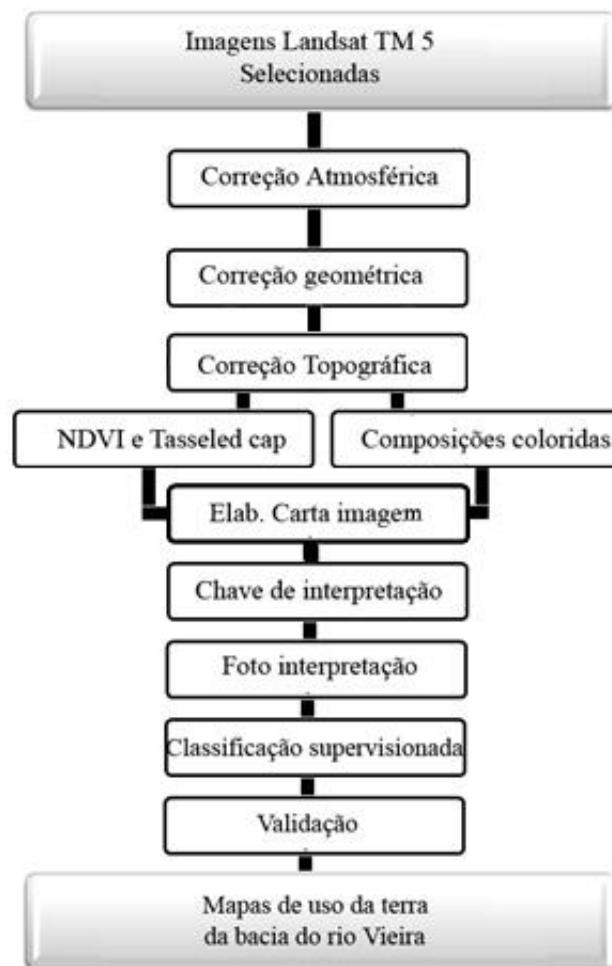


Figura 02 - Fluxograma de ordenamento seqüencial para mapeamento de uso da terra.

Os valores dos níveis digitais das imagens Landsat TM 5 computam a reflectância da superfície mais a reflectância da atmosfera, sem eliminação da radiância de percurso (SANTOS, 2003).

Os modelos de correção para o efeito aditivo dos constituintes da atmosfera na reflectância dos alvos da superfície são geralmente complexos, tendo em vista a necessidade de parâmetros atmosféricos como característica da altura de aquisição da imagem, espessura óptica da atmosfera e tipos de aerossóis presentes, no momento da passagem do sensor pela área considerada.

Diante disto, Chavez (1988) desenvolveu uma metodologia a qual considera os modelos de espalhamento atmosféricos *Rayleigh* (componentes gasosos) e *Mie* (aerossóis) aplicados em conformidade com os valores de níveis de cinza encontrados em alvos escuros das imagens. Por isso mesmo, a presente correção ficou conhecida como substituição do objeto escuro¹.

O objetivo desta metodologia reside na minimização do efeito aditivo da atmosfera na reflectância dos alvos da superfície, a partir de um modelo simples e relativamente eficiente já que o efeito de absorção da atmosfera permanece.

Softwares de processamento digital de imagens como ENVI, ERDAS, IDRISI, entre outros, apresentam rotinas amigáveis para a execução desta metodologia de correção atmosférica. No caso específico deste trabalho, optou-se por utilizar as rotinas do ENVI, já que este programa encontra-se licenciado para o laboratório de geoprocessamento da Universidade Federal de Uberlândia.

O primeiro passo deste processo consiste na análise dos valores dos pixels escuros de referência para a correção de cada banda espectral, tendo em vista a suposição de que estes pixels não refletem qualquer comprimento de onda, pelo menos não em nível do satélite. Então, qualquer valor maior que zero deve resultar de dispersão atmosférica.

Para tanto, necessário se faz a análise do histograma de cada banda da imagem. No ENVI, essa análise pode ser executada através dos comandos (*Basic Tools > Statistics > Compute Statistics*). Posteriormente, na caixa de diálogo apresentada pelo programa, deve-se escolher (*Box Basic Stats / Histograms / Covariance*) e avaliar no canto inferior esquerdo os valores dos pixels escuros de cada banda. Neste trabalho,

¹ Mais detalhes deste método de correção podem ser encontrados em Chavez (1988), Silva e Valeriano (2005) e Görtler et al (2005), estes últimos desenvolveram uma planilha eletrônica para a conversão dos níveis digitais das imagens TM e ETM+ em dados físicos de reflectância e a aplicação da correção atmosférica mencionada anteriormente, tal planilha pode ser encontrada no endereço eletrônico (http://www.dsr.inpe.br/Calculo_Reflectancia.xls).

especificamente, a tabela 01 indica os valores considerados para cada banda das imagens de trabalho.

Tabela 01 – níveis digitais escuros de referência para correção atmosférica

Banda	ND	Banda	ND	Banda	ND
2010		1995		1985	
B1	35	B1	37	B1	58
B2	15	B2	12	B2	31
B3	13	B3	10	B3	20
B4	5	B4	4	B4	15
B5	3	B5	3	B5	6
B7	0	B7	1	B7	0

Na etapa seguinte, devem-se utilizar os comandos (*Basic Tools > General Purpose Utilities > Dark Subtract*) e indicar, por meio das caixas de dialogo do programa (*User Value e em Edit select Item*), os valores de referência de cada banda.

Na Figura 03 é indicado o valor dos níveis digitais em (RGB – 543) de um mesmo pixel da imagem de 2010, localizado na lagoa de Interlagos na área NE da cidade de Montes Claros. A imagem (A) aponta os valores com correção atmosférica e a imagem (B) sem correção.

Já na Figura 04 são apresentados os gráficos estatísticos das imagens (A) sem correção e (B) posterior à correção, através dos quais se percebe a atenuação dos valores ND dos gráficos das imagens de (A) para as imagens (B).

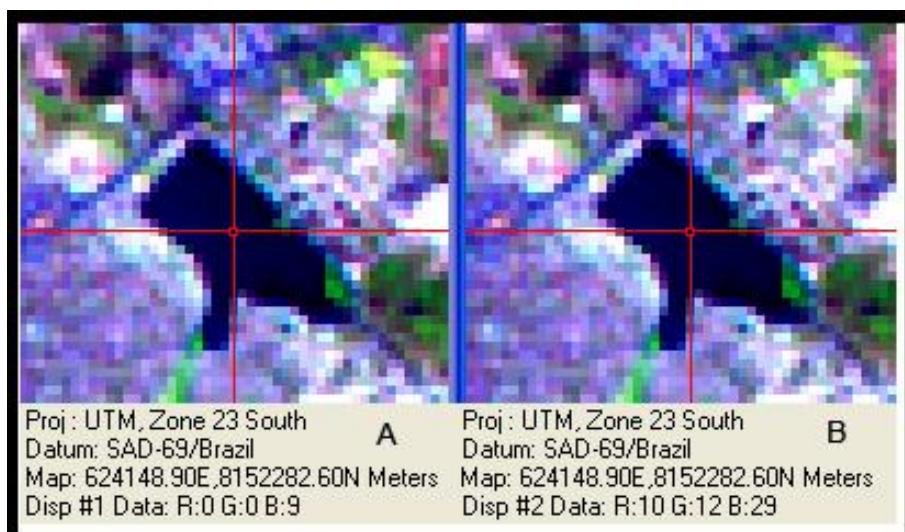


Figura 03 – nível digital das imagens com correção (A) e sem correção atmosférica (B)

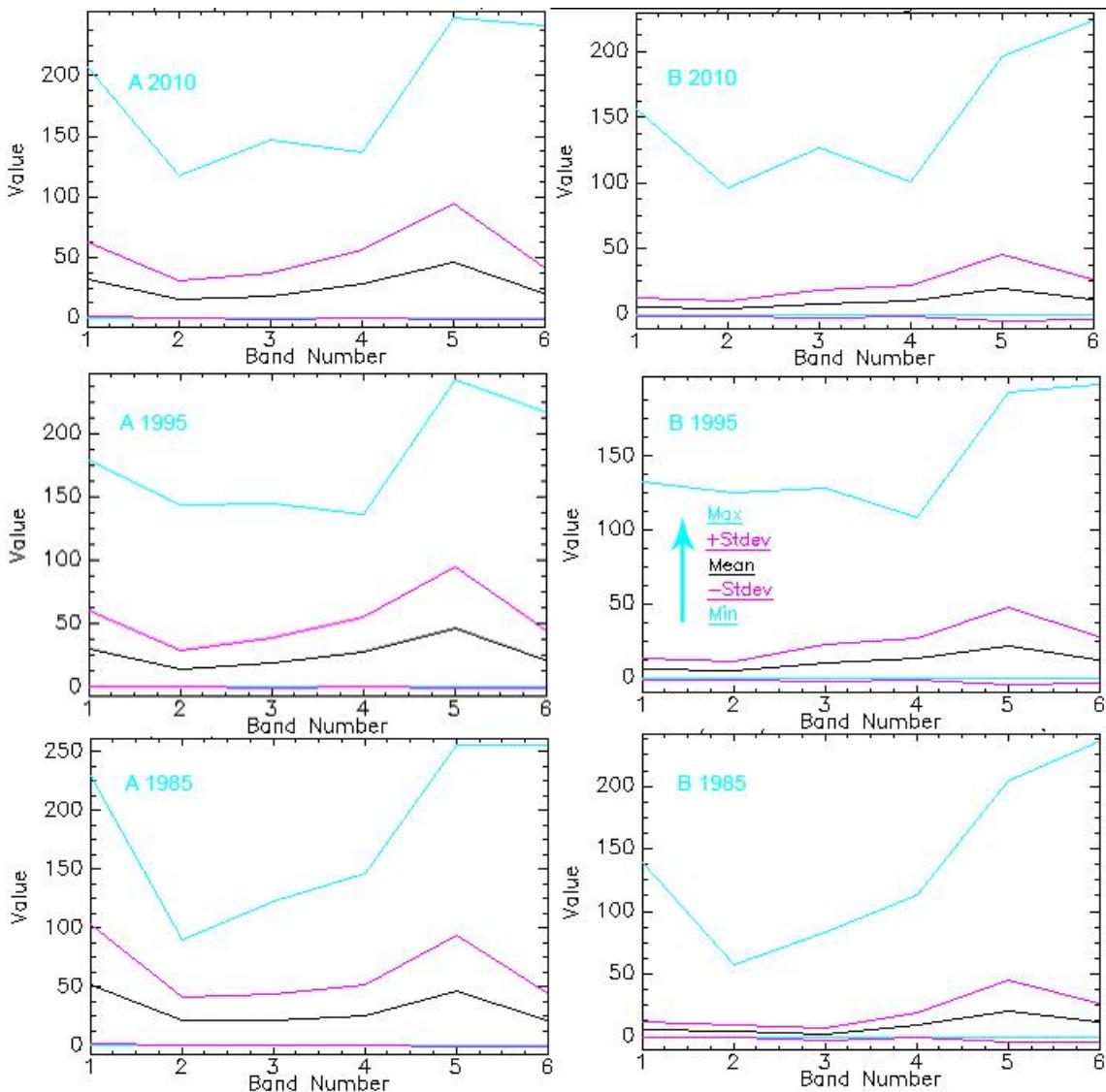


Figura 04 – estatística de imagens sem correção (A) e com correção atmosférica (B)

Um dos problemas apontados por Santos (2003), quanto à correção por substituição do objeto escuro, refere-se a áreas sombreadas pelo relevo apresentarem valores de níveis digitais igual a 0. Esta mesma autora argumenta que uma alternativa para sanar esse problema é a utilização de técnicas de correção do chamado efeito topográfico. Foi imperativa, diante deste fato, a necessidade de realizar a normalização deste efeito nas imagens de trabalho.

O primeiro passo consistiu na transformação dos níveis digitais das imagens, corrigidas na etapa anterior, em dados físicos de reflectância (λ), executando as etapas 1 e 2 do item 2.2. De forma semelhante, esta transformação pode ser executada automaticamente no ENVI, através dos comandos (*Basic Tools > Preprocessing > Calibration Utilities > Landsat Calibration*) em função da data de aquisição das imagens e elevação solar.

No passo seguinte, as imagens foram registradas ao MNT através da extensão do *ArcGis 9.3.1 (ArcToolbox > Create Ortho Corrected)*. Para tanto, foram criados os arquivos de *Raster Dataset* associados a 25 pontos de controle para cada imagem e coincidentes com o MNT/ASTER. Esse procedimento apresentou um erro quadrático médio de 8,45 m, ou seja, menor do que $\frac{1}{2}$ pixel.

Para os cálculos de correção do efeito topográfico, nas imagens deste trabalho, considerou-se o fato de que a superfície reflete a radiação de uma forma isotrópica, em conformidade com o modelo de reflectância Lambertiano. Nesse modelo, as variações na reflectância são devidas à quantidade da radiação incidente, já que a iluminação de uma superfície é diretamente proporcional à intensidade luminosa da fonte na direção da superfície, portanto, proporcional ao cosseno do ângulo de incidência dos raios luminosos. Nesse caso, dada a normalidade da incidência da radiação, o recebimento de energia sofrerá a mesma variação que o cosseno do ângulo zenital, Smith et al. (1980).

Para a correção da geometria de aquisição das imagens e iluminação considera-se a equação (08)

$$NR_{corr} = NR_s \cos\theta_s / \cos i \quad (08)$$

Sendo que NR_{corr} é o nível radiométrico corrigido, NR_s representa o nível radiométrico captado pelo sensor, θ_s é o ângulo zenital solar e $\cos(i)$ é o cosseno do ângulo entre a declividade da superfície e o sensor, o qual de acordo com Smith et al. (1980) pode ser considerado igual ao ângulo declividade da superfície, no caso de se trabalhar com imagens Landsat TM e MSS e imagens tomadas de sensores com campo de visada estreito.

Smith et al. (1980) explica que o $\cos\theta_s$ é praticamente constante para a cena e neste caso a equação (08) pode ser reescrita de acordo com a equação (09).

$$NR_{corr} = NR_s / \cos i \quad (09)$$

Sendo que o $\cos(i)$ é dado pela equação (10)

$$\cos i = \cos \theta_s \cos \theta_n + \sin \theta_s \sin \theta_n \cos (\phi_s - \phi_n) \quad (10)$$

sendo que: θ_s - ângulo zenital; θ_n - declive do terreno; ϕ_s - ângulo azimutal solar; ϕ_n - azimute do terreno.

Do ponto de vista operacional, foram considerados os cossenos de $\cos(i)$ e o $\cos(e)$ para a correção do efeito topográfico, de forma que o $\cos(i)$ representa o ângulo entre a fonte de energia e a normal a superfície e foi obtido de acordo com a expressão (11) enquanto o $\cos(e)$ representa o ângulo entre a fonte e a inclinação do terreno e foi obtido através da expressão (12), implementadas através do operador matemático do ArcGis 9.3.1.

$$\text{Cos}_i = \text{Cos}(\text{Float}(\pi/180) * \text{Float}(90 - 45.5278)) \text{IF}(\text{SLOP}^{\text{"METERS"}} == 0.0) \text{Or} \text{Cos}(\text{Float}(\pi/180) * \text{Float}(90 - 45.5278)) * \text{Cos}(\text{Float}(\pi/180) * \text{Float}(\text{"SLOPMETERS"})) + \text{Sin}(\text{Float}(\pi/180) * \text{Float}(90 - 45.5278)) * \text{Sin}(\text{Float}(\pi/180) * \text{Float}(\text{"SLOPMETERS"})) * \text{Cos}(\text{Float}(\pi/180) * \text{Float}(48.1072) - \text{Float}(\text{ASPECT})) \quad (11)$$

Sendo que π é uma constante, considerada aqui até sua trigésima primeira decimal, 45.5278 era a elevação do Sol no momento da passagem do sensor pela área de estudo, “SLOPMETERS” é a declividade do terreno obtida em graus, 48.1072 era o azimute solar no momento da passagem do sensor e ASPECT é o azimute do terreno.

Já o $\text{Cos}(e)$ foi obtido pela expressão (12):

$$\text{Cos}_e = \text{Cos}(\text{Float}(\text{"SLOPMETERS"}) * \text{Float}(\pi/180)) \quad (12)$$

A Figura 05 apresenta os valores do $\cos(i)$ e $\cos(e)$ obtidos para a elevação e azimute solar descritos acima:

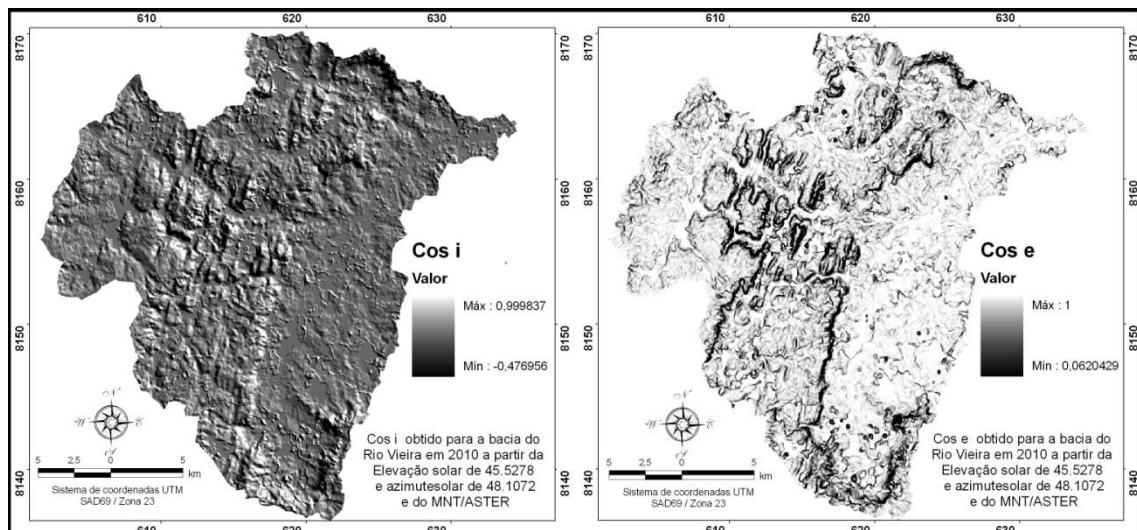


Figura 05 – Cos de (i) e de (e) obtidos para a bacia do Rio Vieira em 17/08/2010 às 09h e 46 min.

Por fim, as imagens foram normalizadas topograficamente, como explicita a Figura (06), a partir da expressão (13):

$$NTP = IF(\cos_i \leq 0.0) Or([Banda_Corr] * \cos_e) / (\cos_i * \cos_e)) \quad (13)$$

Sendo *IF* e *Or* funções booleanas do operador, [Banda_corr], cada banda da imagem que foi submetida à normalização.

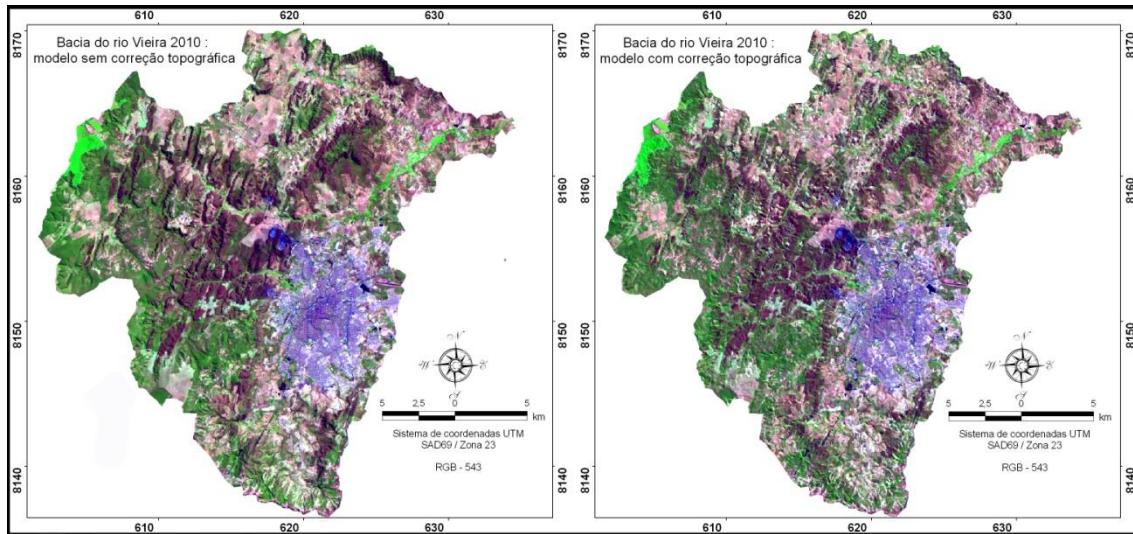


Figura 06 – modelos sem e com correção topográfica

No passo seguinte, a partir das imagens registradas no sistema de coordenadas UTM, zona 23 e DATUM SAD 69, foram elaboradas cartas imagens para os anos de 1985, 1995 e 2010, no período de estudo. Essas cartas foram impressas, em tamanho A1 e, sequencialmente, deu-se início a foto-leitura, foto-análise e a foto-interpretação.

A partir disso, foi obtida uma chave preliminar de classificação, levando-se em consideração os elementos cor, textura e forma dos diferentes sistemas de uso da terra, conforme orienta Rosa (2003). Os padrões de uso da terra foram identificados na carta imagem de 2010 e, posteriormente, comparados com as demais cartas imagem no intuito de discriminar os sistemas de uso da terra entre os anos mapeados. Viagens de campo, totalizando um percurso de 109,04 km em 20 h, foram realizadas no intuito de avaliar o potencial da chave preliminar de classificação.

Deve-se destacar que além das imagens foram utilizados índices de vegetação como NDVI (equação 26) e a transformação *Tasseled Cap*.

Esta última é uma transformação linear resultante da rotação e translação dos dados de refletância que gera novos eixos de domínio espectral sintetizados em três novas componentes. Essa transformação foi desenvolvida, inicialmente, por Kauth e Thomas (1976), para dados Landsat MSS e gerava 4 componentes.

Posteriormente, Crist e Cicone (1984) propuseram a transformação para imagens obtidas através do sensor TM, apresentando coeficientes, conforme tabela 02,

para cada uma das bandas do sensor. Os autores avaliaram a manifestação de três componentes: a componente *brightness*, que é a soma ponderada de todas as bandas e está relacionada à variação espectral dos solos; a componente *greenness* está relacionada ao vigor da vegetação e é a diferença entre o canal do infravermelho próximo e os demais; a componente *wetness*, que é o contraste entre o infravermelho médio e os demais canais (GLERIANI *et al.*, 2003).

Tabela 02 - Coeficientes para a transformação Tasseled-Cap / Landsat TM

Componente	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
Brightness	0,3037	0,2793	0,4743	0,5585	0,5082	0,1863
Greeness	-0,2848	-0,2435	-0,5436	0,7243	0,084	-0,1800
Wetness	0,1509	0,1973	0,3279	0,3406	-0,7112	-0,4572

Fonte: (Crist e Cicone, 1984).

De forma que a transformação para cada componente pode ser executada de acordo com as equações (14,15 e 16).

$$BR = 0,3037*tm1+0,2793*tm2+0,4743*tm3+0,5585*tm4+0,5082*tm5+0,1863*tm7 \quad (14)$$

$$GR= -0,2848*tm1-0,2435*tm2-0,5436*tm3+0,7243*tm4+0,0840*tm5-0,1800*tm7 \quad (15)$$

$$WT = 0,1509*tm1+0,1973*tm2+0,3279*tm3+0,3406*tm4-0,7112*tm5+0,4572*tm7 \quad (16)$$

Na etapa seguinte, com o auxílio da chave de interpretação, foram definidas as classes de uso da terra a serem mapeadas. A elaboração da legenda obedeceu ao esquema teórico apresentado por Heymann (1994), como ilustra a Figura 07.

No que diz respeito à classificação, o método foi o supervisionado e o algoritmo classificador foi o de árvore de decisão como destaca a Figura 08. Este é um tipo de classificador de múltiplos estágios que pode utilizar uma pilha de imagens independentes do sistema de projeção (ENVI 2010). As regras de árvore de decisão permitem classificar as imagens utilizando dados temporais, além de derivadas de MNT. No caso deste trabalho, o MNT utilizado na classificação teve que ser convertido para o formato de bits (0 a 255) e os valores altimétricos relativizados utilizando porcentagem. Assim, para os mapeamentos realizados para os anos de 1985, 1995 e 2010, foram utilizados *tasseled cap* de inverno, NDVI de inverno, as bandas 3, 4, 5 e 7 das imagens de inverno e o MNT, totalizando 10 componentes para a classificação, por fim a árvore foi montada como ilustra a Figura 08.

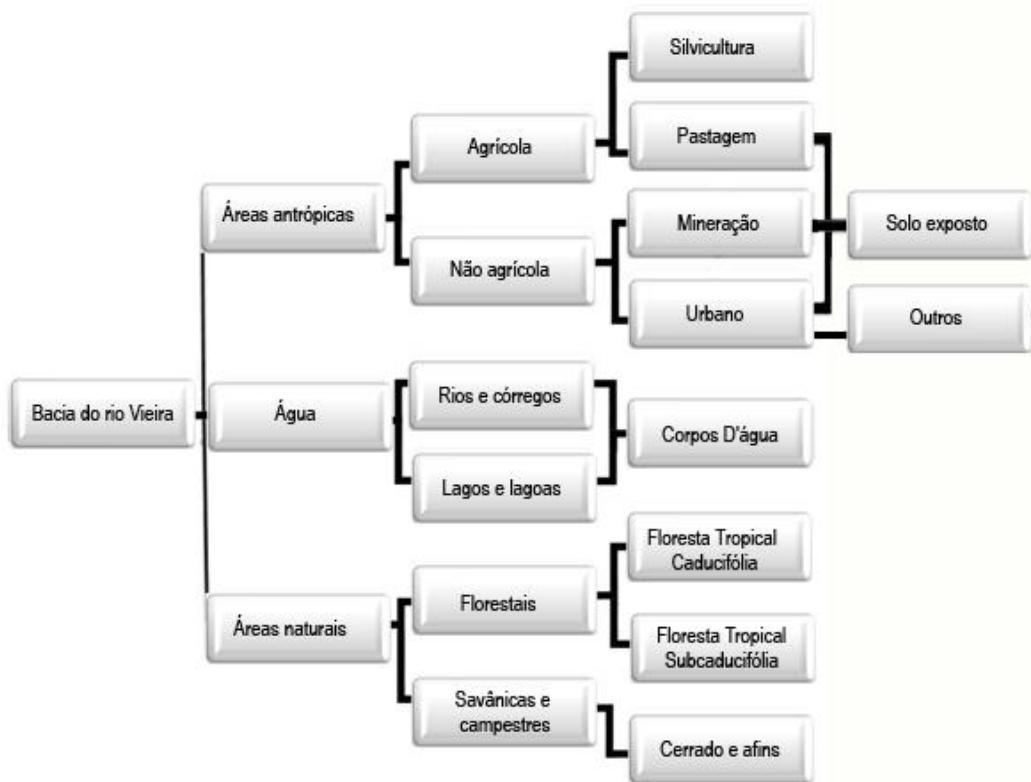


Figura 07 - Fluxograma para hierarquização de legenda para mapeamento do uso da terra.

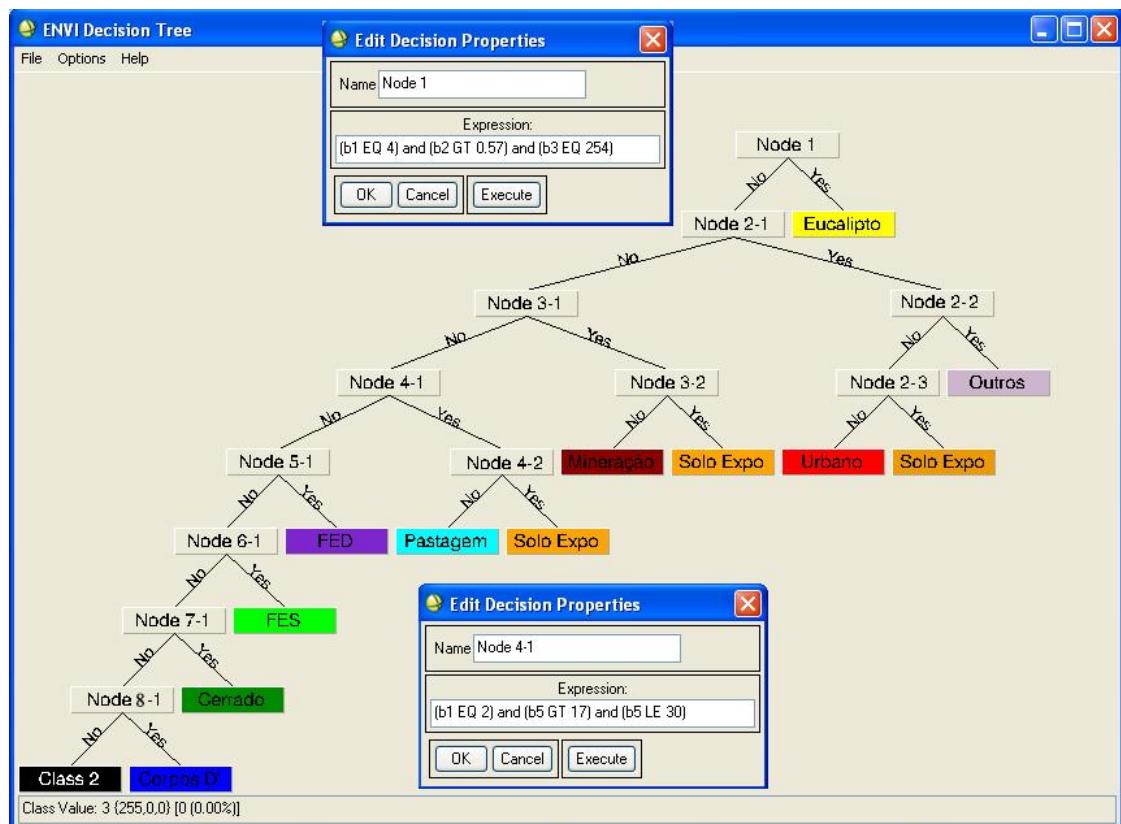


Figura 08 – legenda dos mapeamentos executadas por arvore de decisão.

Pelo esquema proposto por Heymann, a bacia foi dividida em três grandes categorias: áreas antrópicas, água e as áreas naturais.

Posteriormente, essas categorias deram origem a seis subcategorias de acordo com sua ocupação. Dessas subcategorias, originaram-se dez classes de mapeamento, definidas, como detalhado na Figura 07.

Destaque deve ser dado para o fato de que as áreas classificadas como pastagem abrangem áreas cujo pasto se encontra perene, isto é, áreas em que a vegetação apresenta-se, ou por força de irrigação ou por conta do espécime ali plantado, verde durante todo o ano. E, também, áreas de pastagem seca e abandonada, além de estradas de difícil identificação a partir das imagens Landsat. Ou seja, a área de pastagem é na verdade um mosaico destes sistemas de uso.

Outro ponto que merece destaque diz respeito às áreas de solo exposto, indicadas na Figura 07, como produto das áreas de pastagem, mineração e urbano. Essa realidade foi verificada através de viagens de campo, tendo em vista que as áreas de solo exposto ou eram precedidas das classes pastagem ou mineração, nos anos anteriores, que foram abandonadas ou era resultado do avanço do espaço urbano sobre áreas vegetadas para a criação de loteamentos.

A expansão das áreas urbanas, não somente das áreas edificadas, mas, sobretudo, ao preparo dos terrenos, como os desmatamentos anteriormente referidos deixam áreas com os solos expostos. No decorrer do tempo, os loteamentos que não foram ocupados iniciaram um estágio de regeneração da vegetação, a qual apresenta uma vegetação rasteira que, em nível do sensor trabalhado, produz um nível de confusão muito alto com a classe pastagem.

A individualização dessas classes é muito complexa, ainda mais somada aos usos urbanos como depósitos clandestinos de lixo, entre outros. Para não cometer um erro grosso de apontar áreas de pastagem dentro do perímetro urbano, classe que não ocorre neste ambiente, optou-se por denominá-la de outros, indicando usos urbanos variados da terra.

Definidas as classes de mapeamento, foram coletadas amostras de cada uma das classes, com o objetivo de treinar o classificador. As amostras foram coletadas com a maior homogeneidade possível entre elas e com o maior espaçamento possível, como exemplifica a Figura 09.

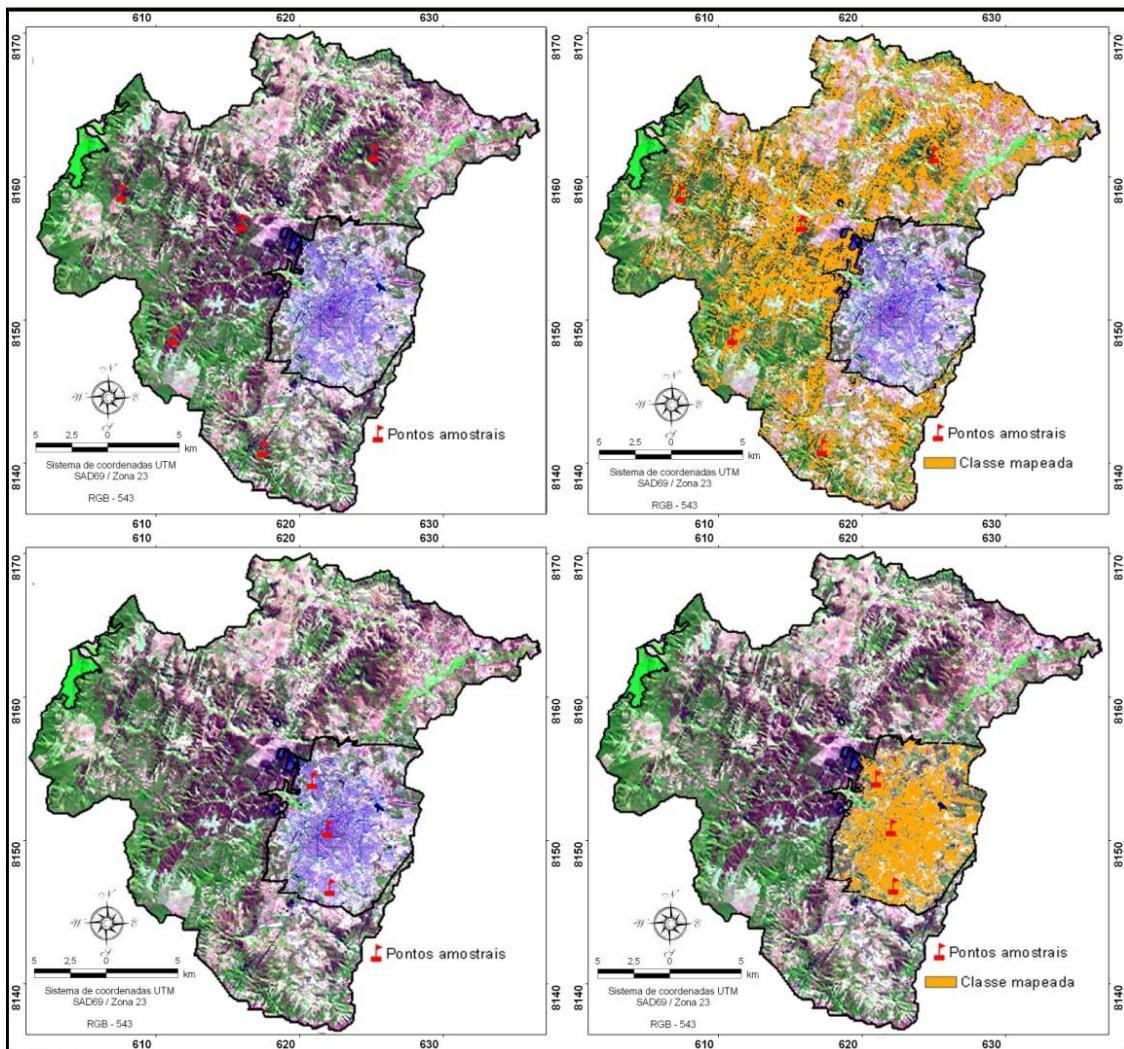


Figura 09 – Exemplo de distribuição amostral e classe mapeada na bacia do Rio Vieira

Posterior à classificação das imagens, seguiram-se os procedimentos para a validação dos mapeamentos. Os instrumentos para a validação dos mapeamentos foram fornecidos pela matriz de confusão como a acuracidade geral e índice *Kappa*.

A matriz foi elaborada com auxílio de produtos cartográficos externos e a partir da análise de amostras de conjuntos de pixels distribuídos pelos sistemas de uso da terra de cada ano mapeado, como ilustra a Figura 10. Para o ano de 1985, setenta e três pontos amostrais foram colhidos, para o ano de 1995, oitenta e quatro pontos de amostras foram testados, e para o ano de 2010, oitenta e dois pontos amostrais foram checados.

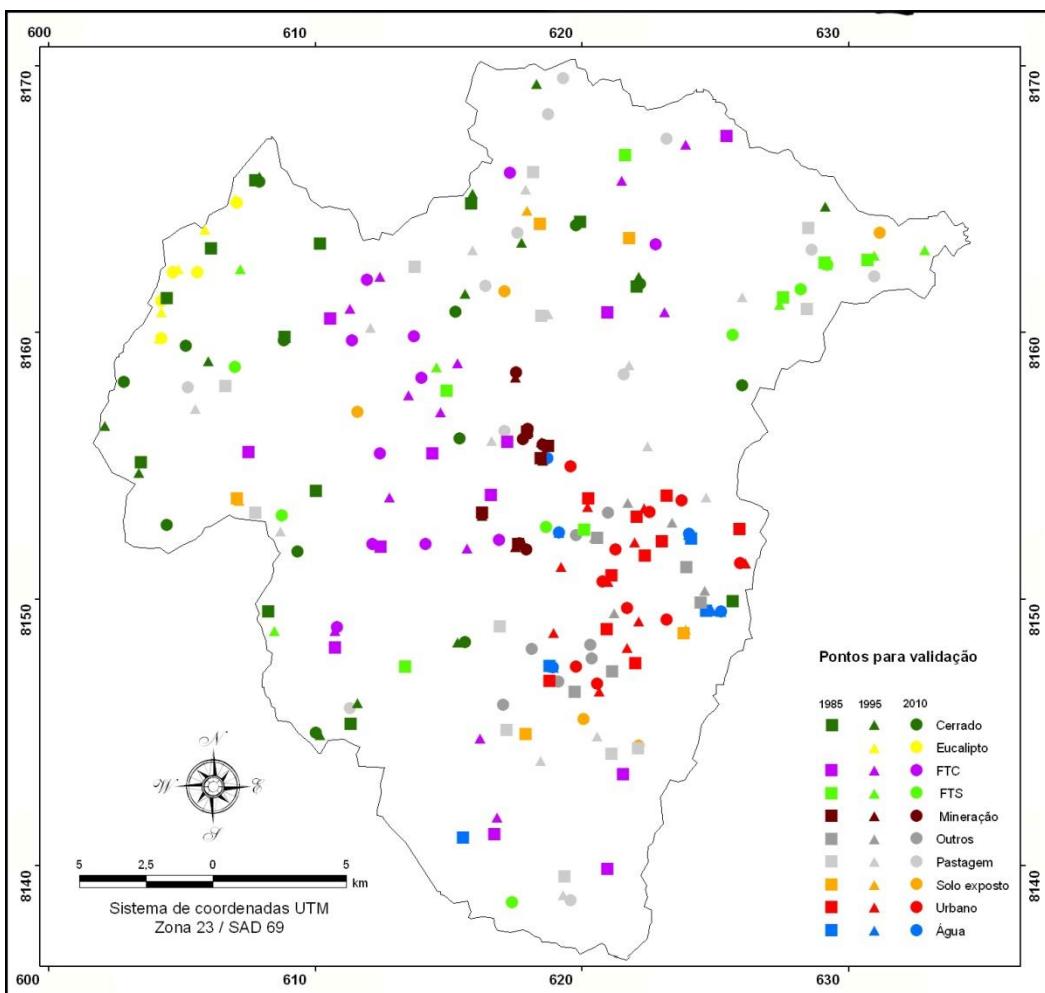


Figura 10 – distribuição espacial de pontos para a validação dos mapeamentos

A conferência dessas amostras se deu da seguinte forma: os produtos cartográficos, resultado dos trabalhos de Carvalho e Scolforo (2006), Santo (2010) e Leite (2011), serviram de plano de fundo para a avaliação. Carvalho e Scolforo (2006) realizaram mapeamento e inventário da flora nativa para o estado de Minas Gerais a partir de imagens Landsat TM 5 de primavera, verão, outono e inverno. Os dados desse mapeamento foram validados com trabalhos de campo os quais contavam com sobrevoos de helicóptero sobre as áreas mapeadas. A aeronave contava com câmeras e receptores GPS acoplados que georreferenciava e fotografava os locais para posterior checagem em gabinete, a acurácia deste mapeamento, apresentada pelos autores, foi da ordem de 89%.

De forma semelhante Santo (2010) realizou mapeamento para a região do Norte de Minas Gerais para os anos de 1986 e 1996, utilizando imagens Landsat TM 5 de primavera, verão, outono e inverno. Para a validação dos dados desse mapeamento, os

autores utilizaram cartas de vegetação da região do Rio São Francisco e fotografias aéreas dos anos mapeados para a região do São Francisco e do projeto Gorutuba, apresentando uma acuracidade de 88% para este mapeamento.

Já Leite (2011) realizou o mapeamento da área de expansão da cidade de Montes Claros para os anos de 1970, 1980, 1990, 2000 e 2005, a partir de fotografias aéreas e imagens de alta resolução (Ikonos e Quick Bird).

Esses materiais foram cedidos pelos autores na forma vetorial e em JPEG. No passo seguinte, cada amostra (Figura 10) contendo um determinado número de pixel por ano e por classe mapeada foi convertida para vetor (.shp) através da função do *ArcGis 9.3.1 (ArcToolbox > Conversion Tools > From Raster > Raster to Point)*.

Posteriormente, foi atribuída uma chave de identificação, a qual obedeceu à sequência apresentada pela Figura 10, cerrado = 1, Eucalipto = 2...água = 10, para cada conjunto de amostra de pixel, através da função do *ArcGis 9.3.1 (Spatial Analyst > reclassify)*.

Na sequência, utilizando-se a mesma função, atribui-se um valor numérico para as classes dos mapeamentos externos. Depois, cada conjunto de pixels do presente mapeamento interceptou um mapeamento externo, da seguinte forma: os mapeamentos do ano de 1985 interceptaram os dados dos mapeamentos apresentados por Santo (2010) e Leite (2011) referentes aos mapeamentos do ano de 1986 e 1980 destes autores, respectivamente.

Os pixels resultantes do mapeamento realizado para o ano de 1995 interceptaram os dados do mapeamento apresentado por Santo (2010) e por Leite (2011) para os anos de 1996 e 1990, respectivamente. De forma semelhante, os dados do mapeamento do ano de 2010 interceptaram os dados do mapeamento de Scolforo e Carvalho (2006) e Leite (2011).

O processo de interceptação foi realizado a partir do *ArcGis 9.3.1* função (*Analysis Tools > Overlay > Intersecct.*) O resultado desta interseção é uma tabela contendo as chaves de identificação de cada pixel do mapeamento realizado neste trabalho, mais a chave de identificação de cada mapeamento externo. De forma que na primeira coluna da tabela constava a chave de identificação dos mapeamentos do trabalho, na mesma linha, porém na segunda coluna, constavam as chaves de identificação dos mapeamentos externos interceptados. Desta forma, foi possível identificar e contabilizar os conjuntos de pixels que apresentava incoerência em relação aos mapeamentos de referência.

Atenção deve ser dada para o fato de que os mapeamentos externos contemplaram seis classes, são elas: cerrados e afins, floresta tropical caducifólia, floresta tropical subcaducifólia, eucalipto, urbano e corpos d'água.

As áreas de mineração, solo exposto, pastagem e outros não foram mapeados por nenhum dos mapeamentos de referência. Assim, no intuito de fornecer uma avaliação da acuracidade desses sistemas de uso da terra, foram coletadas amostras diferentes das amostras utilizadas para classificar as imagens de trabalho. A partir daí, novas classificações foram geradas para essas classes, depois os mesmos procedimentos de interseção foram realizados.

No passo seguinte, elaboraram-se as matrizes de confusão com os resultados das interseções entre os pixels das imagens do presente trabalho e dos trabalhos de referência.

Moreira et. al. (2004), relembrando os escritos de Campbell (1987), argumenta que a matriz de confusão identifica o erro global da classificação ou acuracidade geral, bem como o erro entre cada classe, indicando erros de omissão e comissão. Os erros de omissão podem ser entendidos como a omissão no mapa de uma determinada feição, constatada em campo ou em um trabalho de referência. Os erros de comissão são descritos no mapa como uma atribuição, de uma determinada feição, a uma classe em que a mesma não pertencente.

A Figura 11 ilustra a representação esquemática da matriz de erros.

	Floresta	Agrícola	Pasto	Urbano	Água	outros	Totais	Erro de Comissão
Floresta								
Agrícola								
Pasto								
Urbano								
Água								
Outros								
Totais								
Erro de omissão								

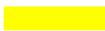
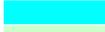
 Imagem a ser avaliada
 Imagem de referência
 Linhas marginais
 Colunas marginais
 Diagonal mostra os pixels classificado corretamente
 Somatório da diagonal mostra o número total de pixels classificados corretamente

Figura 11 – Representação esquemática de uma matriz de confusão.

Fonte: adaptado de Moreira et.al. (2004)

Para se obter a precisão global com base nesta matriz, basta dividir o somatório da diagonal pelo número total das amostras. No entender de Congalton e Green (1998), uma melhor avaliação da acuracidade desta matriz deveria levar em conta todos os seus componentes. Desta forma, os autores supracitados argumentam que o coeficiente *Kappa* ou índice pode revelar uma melhor estimativa sobre a acuracidade de um determinado mapeamento, tendo em vista que nos cálculos do coeficiente, equação 16, são considerados todos os componentes da matriz.

$$K = \frac{x \sum_{i=1}^r x_{ii} - \sum_{i=1}^r x_{i+} x_{+i}}{x^2 - \sum_{i=1}^r x_{i+} x_{+i}} \quad (16)$$

Sendo que X são elementos da matriz de erro; r , o número de categorias presentes na matriz de erro; X_{ii} são os elementos da diagonal principal; X_{i+} é total da linha para uma dada categoria informacional; e X_{+i} é total da coluna para uma dada categoria informacional.

Congalton e Green (1998) alertam para o fato de que classificações resultantes de trabalhos de sensoriamento remoto são hierarquizadas de acordo com uma variação do coeficiente *Kappa*, de forma tal que, quando K for menor ou igual a 0,4, a classificação é tida como pobre, quando K for maior que 0,4 e menor ou igual a 0,8, a classificação é dita razoável, e quando K for maior que 0,8, a classificação é tida como excelente.

Por fim, com auxílio do programa Excel 2007, aplicou-se a equação 16 da qual se obteve os valores de K para os mapeamentos do presente trabalho. Posteriormente, os arquivos originários das imagens classificadas foram convertidos para o formato vetorial (shp), para posterior comparação com os mapas termais resultantes da aplicação do algoritmo SEBAL.

2.2 – Mapeamento da temperatura e do albedo de superfície

O meridiano central da bacia do Rio Vieira possui valor de $43^\circ 53'$, isso significa que estamos defasados, em relação a GMT, em 3 h aproximadamente. Conforme o cabeçário das imagens, o horário de passagem do sensor é o mesmo horário de GMT, neste caso, os horários, em GMT, foram ajustados para a hora local (horário de

Brasília), como mostra a tabela 03, no intuito de coletar os dados das estações de controle mais próximos do horário de passagem do sensor.

Tabela 03 - Correção dos horários de passagem do TM para a Área de estudo

Data da passagem do sensor	Tempo Central (GMT)	Hora corrigida para a área de estudo (Hora de Brasília)
28/8/1985	12h26min	09h26min
9/9/1995	11h58min	08h58min
17/8/2010	12h46min	09h46min

Esse procedimento se faz necessário porque os dados de temperatura utilizados para a calibração do SEBAL foram obtidos a partir das estações de controle, os quais são corrigidos para a hora local nas datas correspondentes à passagem do sensor sobre estas estações.

Deve-se destacar ainda que, para a execução dos cálculos, utilizou-se um modelador matemático o qual permite a entrada das imagens em blocos, além de variáveis condicionais. Os parâmetros das imagens disponibilizadas nos cabeçários das mesmas, como tempo central (GMT), orientação da imagem, azimute do Sol e ângulo de elevação do Sol, bem como dados de calibração fornecidos pelo serviço geológico dos E.U.A, conforme tabela 04 e 05, foram utilizados como suporte para a realização dos cálculos.

Tabela 04 – Mapeador Temático (TM) Landsat 5: descrição, intervalo de comprimentos de onda e coeficientes de calibração, radiâncias espectrais mínima (a) e máxima (b) e irradiação espectral no topo da atmosfera para imagens até 04/05/2003

Descrição dos canais	Comprimento de onda (μm)	Coeficiente de calibração ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)		Constante solar ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$)
		a	b	
Banda 1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,52	152,0	1958,00
Banda 2 (verde)	0,53 – 0,61	-2,84	296,81	1828,00
Banda 3 (vermelho)	0,62 – 0,69	-1,17	204,3	1559,00
Banda 4 (infravermelho próximo)	0,78 – 0,90	-1,51	206,2	1045,00
Banda 5 (infravermelho médio)	1,57 – 1,78	-0,37	27,19	219,00
Banda 6 (infravermelho termal)	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
Banda 7 (infravermelho médio)	2,10 – 2,35	-0,15	14,38	75,00

Fonte: Serviço Geológico dos Estados Unidos da América.

Tabela 05 – Mapeador Temático (TM) Landsat 5: descrição, intervalo de comprimentos de onda e coeficientes de calibração, radiâncias espectrais mínima (a) e máxima (b) e irradiância espectral no topo da atmosfera para imagens pós 04/05/2003

Descrição dos canais	Comprimento de onda (μm)	Coeficiente de calibração ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)		Constante solar ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$)
		a	b	
Banda 1 (azul)	0, 45 – 0,52	-1,52	193,0	1957,00
Banda 2 (verde)	0,53 – 0,61	-2,84	365,0	1826,00
Banda 3 (vermelho)	0,62 – 0,69	-1,17	264,0	1554,00
Banda 4 (infravermelho próximo)	0,78 – 0,90	-1,51	221,0	1036,00
Banda 5 (infravermelho médio)	1,57 – 1,78	-0,37	30,2	215,00
Banda 6 (infravermelho termal)	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
Banda 7 (infravermelho médio)	2,10 – 2,35	-0,15	16,5	80,67

Fonte: Serviço Geológico dos Estados Unidos da América

O foco deste mapeamento foi a obtenção dos mapas de temperatura e albedo de superfície, para tanto, sete etapas foram executadas, conforme o Figura 12.

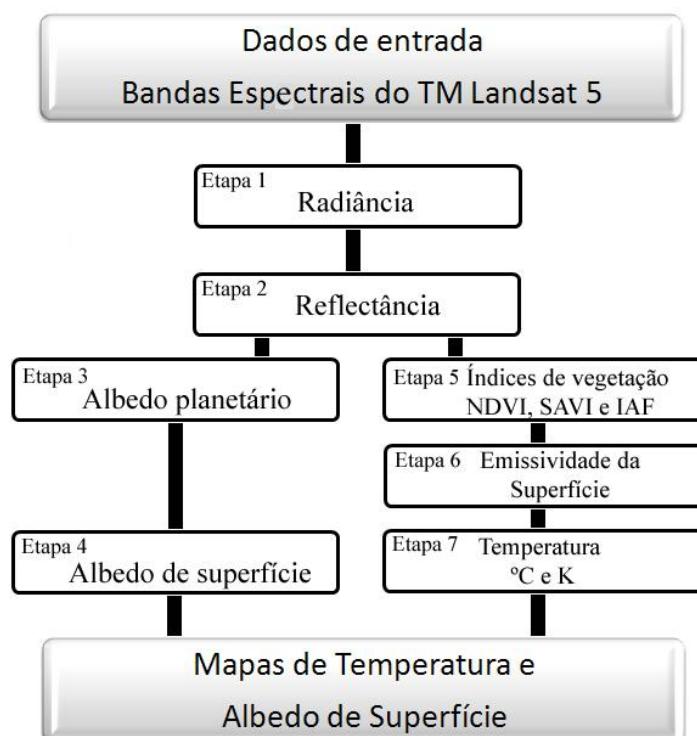


Figura 12 - Etapas sequenciais para obtenção de temperatura e albedo de superfície.

Etapa 1 - Radiância

Para a conversão dos (ND) de cada uma das bandas do TM Landsat 5 em radiância espectral monocromática, que representa a energia solar refletida e a energia emitida pela superfície da Terra, de cada pixel, por unidade de tempo, de área, de

ângulo sólido e de comprimento de onda medido ao nível do satélite, utilizou-se a equação (17) apresentada por Markham e Barker (1986).

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \quad (17)$$

Em que, a e b são radiâncias espectrais mínimas e máximas ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), conforme tabela 04 e 05; ND são os níveis digitais de cada pixel da imagem variando de 0 a 255; e i são as bandas (1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7) do satélite TM Landsat 5.

Etapa 2 - Reflectância

Para a obtenção da reflectância, que é a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação global incidente, utilizou-se a equação (18) apresentada por Allen *et. al.* (2002).

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (18)$$

Em que, $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral monocromática de cada banda do TM Landast 5, $k_{\lambda i}$ é a irradiação espectral solar no topo da atmosfera de cada banda (tabela 04 e 05), Z é o anglo zenital solar e pode ser obtido com o auxílio de MNT e a equação (20), proposta por Duffie e Beckman (1991), e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol em unidades astronômicas de acordo com o dia do ano.

Para a estimativa de d_r se considera a equação (19) apresentada por Duffie e Beckman (1980).

$$d_r = 1 + 0,033 \cos(2 \pi DDA / 365) \quad (19)$$

Sendo que DDA é o dia do ano contado consecutivamente de 01 de janeiro até a data de passagem do sensor, considerando fevereiro com 28 dias.

$$\text{CosZ} = \sin(\delta) \sin(\varphi) \cos(s) \sin(\delta) \cos(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(s) \cos(\omega) + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \sin(\omega) \quad (20)$$

Sendo que δ = declinação do Sol; φ = latitude do pixel (positiva no hemisfério Norte e negativa no hemisfério Sul); s = inclinação da superfície, onde $s = 0$ para

superfície horizontal e $s = \pi/2$ rad para inclinação vertical, γ = ângulo do aspecto da superfície, onde $\gamma = 0$ para inclinação orientada para sul, $\gamma = -\pi/2$ rad para inclinação orientada para leste, $\gamma = +\pi/2$ rad para inclinação voltada para oeste e $\gamma = \pm \pi$ rad para inclinações orientadas para norte.

O parâmetro ω é o ângulo horário, com $\omega = 0$ ao meio-dia solar, $\omega < 0$ pela manhã e positivo à tarde. Para pixels sem inclinação ou com inclinação pequena, calcula-se de acordo com a equação (21).

$$\cos Z = \sin(\delta) \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\omega) \quad (21)$$

Etapa 3 – Albedo planetário

O albedo planetário corresponde ao poder de reflexão da superfície mais a atmosfera e seus componentes para os comprimentos de onda curta ($0,3 - 3,0 \mu\text{m}$). Sua obtenção se dá através do ajuste linear das reflectâncias espetrais ρ_λ com pesos ω_λ através da equação (22) (GOMES, 2009).

$$\alpha_{\text{toa}} = (\omega \rho_{\lambda,1}) + (\omega \rho_{\lambda,2}) + (\omega \rho_{\lambda,3}) + (\omega \rho_{\lambda,4}) + (\omega \rho_{\lambda,5}) + (\omega \rho_{\lambda,7}) \quad (22)$$

Sendo que cada peso ($\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_7$) pode ser obtido pela razão entre a constante solar de cada banda (Tabelas 04 e 05) e o somatório de todas as constantes $\sum ESUN$. Através da equação (23).

$$\varpi_{\lambda,b} = \frac{ESUN_{\lambda,b}}{\sum ESUN_{\lambda,b}} \quad (23)$$

Etapa 4 – Albedo corrigido

O poder refletor da superfície ou albedo de superfície pode ser entendido como o coeficiente de reflexão da superfície para a radiação de onda curta, corrigidos os efeitos atmosféricos. Trata-se de uma medida adimensional que pode ser avaliada pela razão entre a radiação direta e a difusa em função do ângulo zenital solar.

O albedo de superfície sofre influência de diversas variáveis, desde as características da superfície até a ocorrência de ventos fortes que alteram a direção angular do dossel vegetativo e até pela presença de irrigação em determinada área. Por isso mesmo, trata-se de um importante indicador qualitativo das atividades antrópicas.

A obtenção do albedo de superfície se deu por meio da equação (24), conforme recomendação de Allen *et. al.* (2002).

$$\alpha = \frac{\alpha_{\text{toa}} - \alpha_p}{\tau_{\text{sw}}^2} \quad (24)$$

Sendo que, α_{toa} é o albedo planetário e α_p é a radiação solar refletida pela atmosfera variando de 0,025 a 0,04. No caso específico deste trabalho, seguiu-se a recomendação de Bastiaanssen (2000), utilizando o valor de 0,025. E τ_{sw} é a transmissividade da atmosfera que nas condições de transparência calcula-se utilizando a equação (25) de acordo com Allen *et. al.* (2002).

$$\tau_{\text{sw}} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (25)$$

Em que z é a altitude em metros de cada pixel da imagem.

Etapa 5 – Índices de vegetação

Os índices de vegetação, aqui obtidos, diz respeito ao Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), ao Índice de Vegetação Ajustado para os efeitos do Solo (SAVI) e ao Índice de Área Foliar (IAF).

O (NDVI) é o resultado da razão entre a diferença da banda do infravermelho próximo (banda 4 = ρ_4) e a do vermelho (banda 3 = ρ_3), normalizado pela soma das mesmas, de forma que pode ser expressa pela equação (26), consoante Allen *et. al.* (2002).

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (26)$$

Os valores de (NDVI) variam de -1 a 1 e é um indicativo das condições de densidade, porte e saúde da vegetação. Os valores próximos de 0 indicam superfícies com pouca vegetação; os valores próximos de 1 indicam superfícies vegetadas a densamente vegetadas. Já os valores menores que 0 indicam a presença de água ou nuvens na cena.

O (SAVI) é um índice que visa atenuar os efeitos espectrais de “fundo²” do solo podendo ser obtido por meio da equação (27) formulada por Huete (1988).

$$SAVI = \frac{(1+L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (27)$$

Sendo L uma variável que oscila entre 0,25 utilizado para vegetação densa, 0,5 utilizado para vegetação intermediária e 1 para vegetação rarefeita. Para este trabalho, utilizou-se 0,5 por se tratar do período de inverno, época em que a vegetação reduz suas atividades metabólicas, por conta dos efeitos da seca, ocorrendo até a perda de folhas.

O (IAF) representa a razão entre todas as folhas contidas em cada pixel pela área do pixel, ou seja, trata-se de um indicador de biomassa de cada pixel da cena, sua estimativa se dá pela equação empírica (28) calibrada por Allen *et. al.* (2002).

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (28)$$

Etapa 6 – Emissividade da superfície

Para se obter a temperatura dos constituintes da superfície da Terra, por meio de sensores remotos, é necessário inverter a equação de Planck, isso porque na proposta de corpo negro de Planck o mesmo possui emissividade igual a 1. Como os pixels das imagens não são corpos negros perfeitos, deve-se estimar sua emissividade na propriedade espectral da banda termal do TM Landsat 5 (ϵ_{NB}). Neste caso, calcula-se a emissividade, seguindo a proposta de Allen *et. al.* (2002), a partir das equações (29).

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331.IAF \quad (29)$$

No caso dos pixels com $IAF \geq 3$, considera-se $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$; para pixels com $NDVI < 0$, considera-se $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$

Etapa 7 – Temperatura da superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície (T_s) foi utilizada a radiância espectral da banda termal $L_{\lambda 6}$ e a emissividade das cenas adquiridas na etapa 6. Desta

² Do inglês “background”

forma, utilizando a equação (30), obtém-se a temperatura da superfície em (K), posteriormente utilizando a relação $T^{\circ}\text{C} = \text{TK} - 273,5$ converte-se a temperatura de (K) para a temperatura em graus Celsius.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (30)$$

Em que, $K_1 = 607,8 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, e $K_2 = 1261 \text{ K}$, são constantes de calibração da banda termal do TM Landsat 5.

Por fim, os mapas de uso da terra de albedo de superfície bem como os mapas termais foram comparados, através de um SIG, a fim de se avaliar suas relações ao longo dos anos mapeados.

CAPÍTULO 3 – Resultados e análise

3.1 – Caracterização da bacia do Rio Vieira

3.1.1 –Aspectos históricos

A bacia do Rio Vieira está localizada no Norte do estado de Minas Gerais, totalmente inserida dentro dos limites do município de Montes Claros, como ilustra a Figura 13, ocupando uma área de 578,31 km², a qual equivale a 16,20% das terras do município, locadas, especificamente, no polígono formado pelas coordenadas 16° 32' 53" e 16° 51' 26" de latitude S e 43° 44' 05" e 44° 03' 40" de longitude W.

O perímetro urbano do município de Montes Claros ocupa 15,80% da área da bacia, o qual, conforme destacam os dados do censo de 2010 do IBGE, abriga uma população de 344.479 habitantes, apontando uma densidade demográfica de 3770,57 hab/km², valor 37,18 vezes maior que a densidade demográfica do município, cuja população total é de 361.915 habitantes, distribuídos numa área de 3.568,94 km² (IBGE, 2011).

Além da população residente, a cidade de Montes Claros recebe um grande fluxo diário de pessoas de outros municípios, que são polarizados por Montes Claros, aumentando ainda mais a circulação de veículos e pessoas na área da bacia do Rio Vieira.

No entender de Leite (2006), Montes Claros se destaca como um dos principais entroncamentos rodoviários do país. Sendo três rodovias federais e duas rodovias estaduais passando pelo perímetro urbano. São elas: a BR 135, que liga Montes Claros a Belo Horizonte e ao Estado da Bahia; a BR 365, que liga a Uberlândia; a MG 251, que conecta a BR 116 (Rio - Bahia) a Montes Claros; a MG 308, a qual liga Montes Claros ao município de Juramento, e a MG 654, que conecta Montes Claros ao Noroeste de Minas.

Montes Claros se desenvolveu sobre a “vocação agropecuária”. Sua história está ligada ao surgimento de fazendas que possuíam como atividade econômica a criação de gado bovino para o abastecimento da região mineradora. Progressivamente, com o passar dos anos, aumentaram-se as atividades voltadas à agricultura. Por conta disso, durante muito tempo, essas foram a engrenagem mestra da economia montesclarensse (MORENO, 2003).

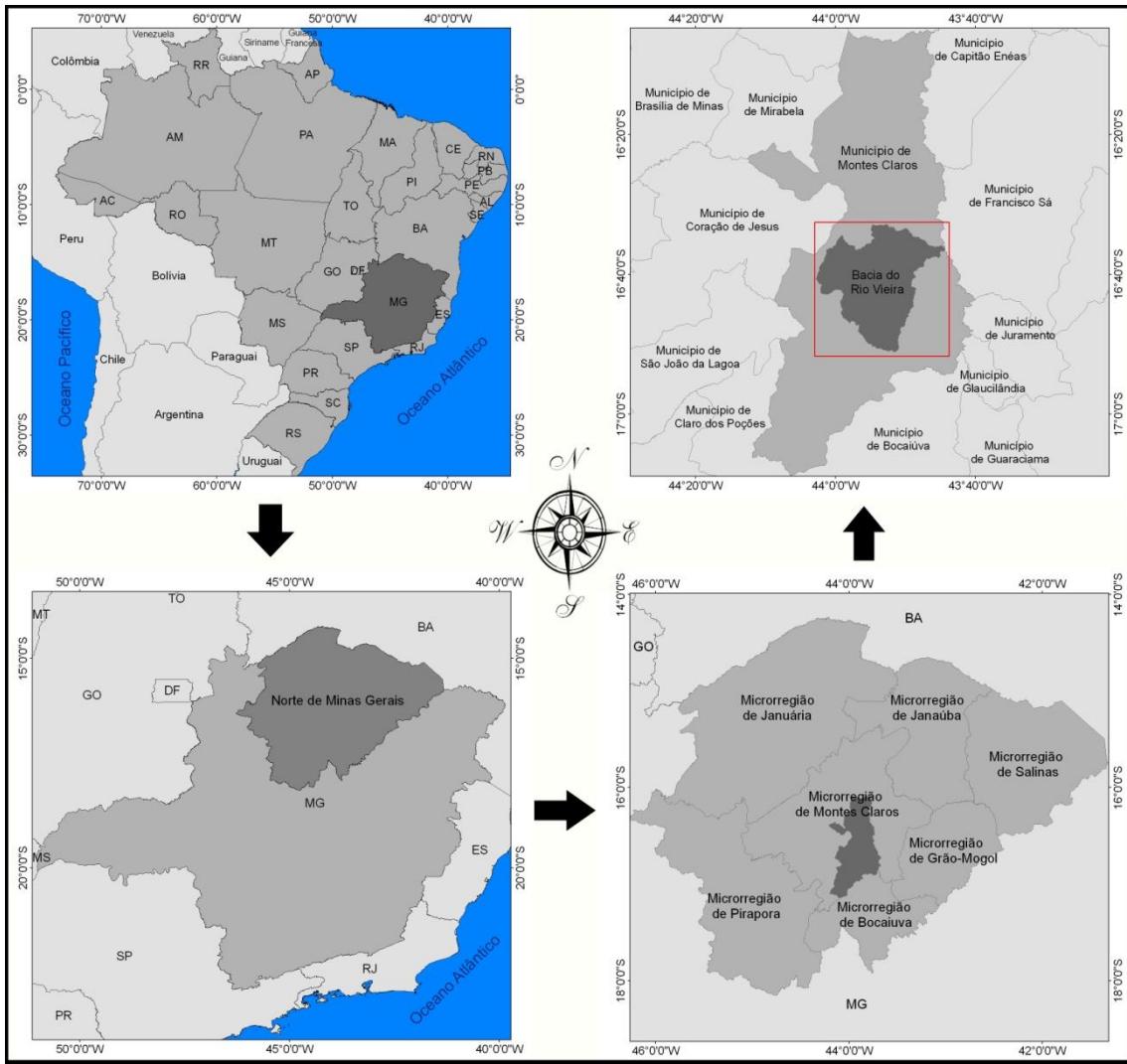


Figura 13 – Localização da Bacia do Rio Vieira.

De acordo com Leite e Pereira (2008), desde 1892, Montes Claros já se destacava como polo de atração, principalmente no que se refere ao comércio de gado bovino, da área que atualmente abrange o Norte de Minas Gerais e parte sul do estado baiano. Os autores reiteram, no entanto, que foi com a inauguração da ferrovia em 1926 que Montes Claros se consolidou como polo de atração populacional do Norte de Minas.

Nesse tempo, embora o município já se consagrasse polo de atração populacional, o crescimento populacional de fato, sobretudo o urbano, era tímido.

A partir de 1965, com a chegada da energia elétrica e a participação efetiva da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), as indústrias passam a exercer destaque na economia do município. Com a instalação e concentração de

indústrias na cidade, o município, como demonstra a Figura 14, tem o seu quadro populacional efetivamente invertido.

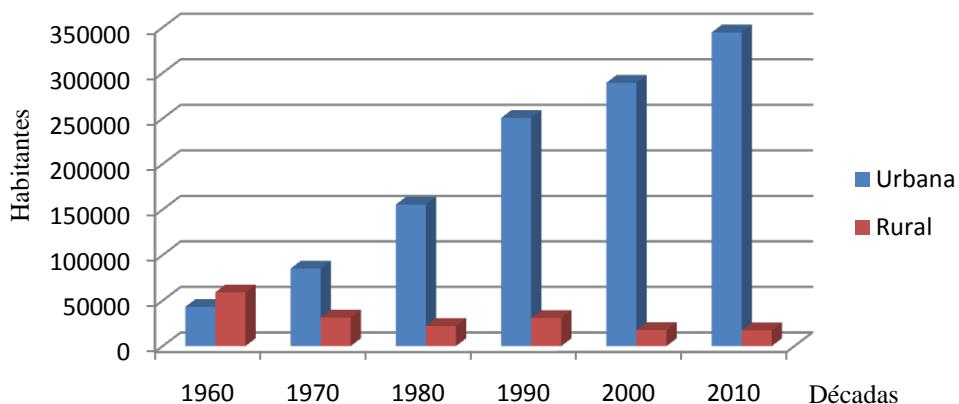


Figura 14 - Gráfico da evolução demográfica do Município de Montes Claros.

Fonte: IBGE. Censo de 1960 a 2000.

Com efeito, já no início da década de 1970, a população montesclarensse sai do campo e concentra-se na área urbana, marcando não só uma realocação do seu espaço físico de vivência, mas também dos seus modos de produção. Por conta dessa realidade, inferem-se alterações de várias ordens nos sistemas de uso das terras deste município, dentre as quais pode se destacar abandono de áreas no campo, aumento da pavimentação na área urbana entre outras. Outra análise que deve ser mencionada, trata-se da grande evolução populacional apresentada na Figura 14, entre as décadas de 1970 e 1990, em que a população urbana praticamente quadriplica. Para tal acontecimento, a área urbana de Montes Claros certamente começou a receber população de outros municípios e até mesmo de outros estados, como no caso da região Sul da Bahia.

Atualmente, a cidade de Montes Claros conta com um parque industrial no qual se destaca as seguintes indústrias: a Nestlé, maior fábrica de leite condensado do mundo; a Novo Nordisk, produtora de insulina; a Companhia Tecidos Norte de Minas (COTEMINAS), maior fábrica têxtil do Brasil; e a quinta maior fábrica de cimento do país, a LAFARGE.

Nas atividades ligadas à agropecuária destaca-se a pecuária de corte, leite, seguido pela agricultura, na qual os seguintes produtos são destaque: feijão, milho, mandioca, algodão, arroz irrigado e frutas. (PMMC, 2006)

3.1.2 - O Clima da bacia do Rio Vieira

Situada entre as latitudes de 16° 32' 53" e 16° 51' 26" de latitude S e 43° 44' 05" e 44° 03' 40" de longitude W., a bacia do Rio Vieira sofre influência da massa Tropical Atlântica (Ta) e das correntes perturbadas de S e de W. No entender de Nimer (1989), a forte radiação solar a que esta submetida a região Sudeste, principalmente ao norte do trópico, somada a presença da costa oceânica ao longo de toda sua extensão, são fatores preponderantes para a formação das chuvas, sobretudo no solstício de verão.

As correntes perturbadas de S amenizam as temperaturas durante o inverno por conta das invasões do anticiclone polar que resulta, por sua vez, da diferença de pressão da zona antártica e da zona depressionária subantártica originando ventos polares de W a SW. Esses ventos, ao atingirem as latitudes tropicais da região Sudeste, assumem a direção SW e NE. Embora derivem suas propriedades ao longo de sua trajetória, tornando-se instáveis e mais úmidas à medida que se deslocam pelo oceano, para o Norte do continente americano, essas correntes perturbadas são secas e frias suficientes para influenciar a temperatura e a umidade do ar na região da bacia (NIMER 1989).

Como argumenta Nimer (1989), as correntes perturbadas de W possuem maior evidência entre meados de primavera e outono e são resultantes de linhas de instabilidade tropical que varrem a região Sudeste com ventos de W a NW, os quais se deslocam por depressões barométricas estendidas, ocasionando tempestades com ocorrência de precipitação, trovoadas, ventos de moderados a fortes e, por vezes, granizo.

Dentro da argumentação de Nimer (1989), o autor considera que a região Sudeste possui a maior variabilidade climática quando consideramos a distribuição da temperatura. Por esse motivo, o autor reitera que este é um fator importante para a classificação climática desta região e, por consequência, para a área da bacia do Rio Vieira.

Diante disto, de acordo com a classificação de Nimer e Bandão (1989), atualmente o clima da bacia se encaixa no perfil tropical quente semiúmido úmido, próximo aos limites do semiúmido seco, com períodos de 4 a 6 meses secos.

Recentemente, Barros (2010), objetivando determinar o índice de aridez da mesorregião Norte de Minas, através da espacialização de dados de dezenove estações convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), ratificou a classificação de Nimer e Brandão ao encontrar índice de aridez para a estação de Montes Claros,

localizada dentro das terras drenadas pela bacia do Rio Vieira, maior que 0,65, fato que permitiu à autora classificar a área como subúmido úmido.

Dentre as características deste clima, destaca-se a ocorrência de verão quente e chuvoso, e inverno quente e seco. A precipitação média anual gira em torno de 1082,4 mm. O período das chuvas se concentra entre os meses de outubro a março, sendo os meses de dezembro e janeiro os mais chuvosos. A temperatura média anual é de 23,5 °C, a temperatura média máxima anual corresponde a 25,05 °C e a temperatura média mínima corresponde a 20,5 °C (BARROS, 2010).

3.1.3 – A geologia da bacia do Rio Vieira

A geologia da região na qual esta inserida a bacia em estudo é marcada pelo contato entre a bacia sedimentar Neoproterozóica do São Francisco e entre as rochas siliciclásticas Mesoproterozóicas da Serra do Espinhaço, na borda SE do Cráton do São Francisco. Essas estruturas marcam a diferenciação geológica da área. No que se refere à bacia do Rio Vieira, no entanto, esta se localiza apenas nas áreas da bacia sedimentar do São Francisco, na margem esquerda do Rio Verde Grande.

Como descreve a Figura 15, elaborado a partir de levantamentos realizados pelo Instituto de Geociências Aplicadas (IGA), em 1978, para a região do Norte de Minas, publicada em séries cartográficas de 1:500.000, três são as unidades geológicas predominantes na bacia do Rio Vieira: duas unidades pertencentes ao grupo Bambuí e uma pertencente à formação Mata da Corda.

Martínez (2007) argumenta que vários foram os esforços de estudiosos na tentativa de datar, com maior precisão, o grupo Bambuí. Contudo, as idades avaliadas oscilam entre 750 a 600 Ma. Ao que tudo indica, este grupo funcionou como substrato de deposição das sequências扇erózóicas na bacia do Rio São Francisco. Desta forma, existe um predomínio dos terrenos do grupo Bambuí, através do Subgrupo Paraopeba Indiviso e da Formação Lagoa do Jacaré, que juntos ocupam 87,50% da área da bacia.

Deste montante mais de 50% da área da bacia é ocupada pela formação Lagoa do Jacaré. Essa formação é composta, em sua maioria, por rochas sedimentares, destacando a ocorrência de calcários cinzentos, siltitos calcíferos, ardósias, resultante de metamorfismo regional e carvão oolíticos. Vale destacar que esta unidade geológica, bem como as demais, é, por vezes, recoberta por coberturas detrito-lateríticas de concentrações ferruginosas.

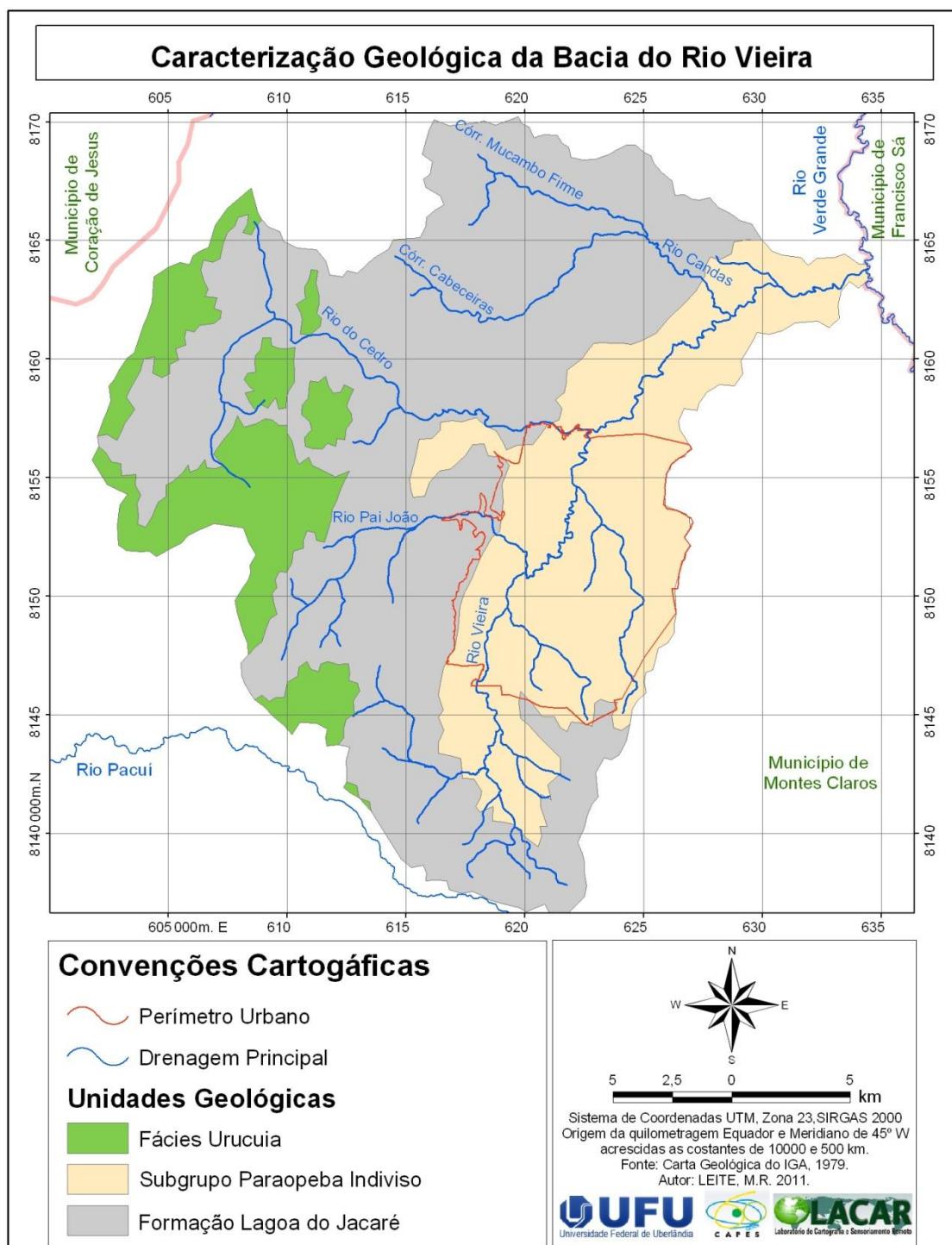


Figura 15 – Mapa de Caracterização geológica da bacia do Rio Vieira

No tocante à unidade denominada Paraopeba Indiviso, pouca literatura traz consideração sobre o mesmo, com exceção dos trabalhos publicados quando da época do RADAMBRASIL. A essa unidade indica-se a cobertura de 166,99 km² de área, na qual se verifica a ocorrência de calcários, siltitos calcíferos, ardósias e quartzitos.

A transição entre as unidades do grupo Bambuí, caminhando dos níveis de base, na qual predomina o subgrupo Paraopeba Indiviso, dá-se através de vertentes alcantilhadas com amplitudes altimétricas que chegam a atingir 300m, sobretudo nas áreas das cabeceiras do Rio Vieira, alongando-se por toda a margem esquerda deste rio até mergulhar, mais suavemente, em direção ao NE, próximo ao Rio Candas.

A formação Urucuia, de idade cretácica, é discriminada na presença de arenito conglomerado, ardósias, rochas pelíticas e arenito. Ocupam 12,44% das terras da bacia caracterizadas por linhas de transição abrupta, marcando os desniveis dos planaltos ou superfícies com acentuado declive com topos aplainados.

Diante do exposto, avaliam-se terrenos entre o pré-cambriano e o fanerozóico, divididos em quatro grandes unidades geológicas: o embasamento gnáissico, o qual não aflora na área, as rochas metassedimentares terrígenas e carbonáticas proterozóicas do grupo Bambuí, as rochas terrígenas cretácicas do grupo Urucuia, os sedimentos elúvio-coluvionares do terciário-quaternário e os sedimentos terrígenos aluviais do quaternário. (MARTÍNEZ, 2007)

3.1.4 - A geomorfologia da bacia do Rio Vieira

As diferenças apresentadas pelas unidades geológicas, no que diz respeito as suas características estruturais e aos níveis de resistência, a desagregação físico-química imposta pelos agentes do intemperismo, agregado às variações climáticas pretéritas e atuais, são os responsáveis pela modelagem das atuais formas de relevo da bacia do Rio Vieira.

Do ponto de vista tectônico, a bacia do Rio Vieira está situada na borda SE do Cráton do São Francisco. A história geológica dessa unidade remota a eventos Arqueanos e Paleoproterozóicos. Dominguez (1993) argumenta que, por volta de 1 Ga, glaciações ocorreram na maior parte do Cráton. Com o desgelo, essa unidade tectônica foi, em sua maior parte, inundada, resultando daí a sedimentação das plataformas carbonáticas do grupo Bambuí mencionadas na caracterização geológica da bacia.

Por força dos eventos Brasilianos, colisões nas bordas do Cratón foram responsáveis pela inversão da bacia do Espinhaço, fato que promoveu maior deformação das áreas ao longo do fundo do vale daquela bacia, já que episódios de subsidências anteriores tinham tornado a litosfera menos resistente às pressões naquela área. Já no cretáceo, durante a separação da plataforma Afro-brasileira, na visão de

Valadão (1998), deu-se início ao processo de sedimentação que preencheu grande parte dos terrenos dessa unidade tectônica, a exemplo do grupo Urucuia, culminando em extensas superfícies de aplainamento.

Os estudos de Valadão (1998) apontam que o soerguimento ocorrido no final do Mioceno médio, a aproximadamente 10,8 Ma, promoveu a elaboração, por denudação, do que ele denominou de Superfície Sul-americana I. Trata-se da elevação dos níveis de base das superfícies aplainadas formadas durante a sedimentação cretácica. Esta elevação, por sua vez, promoveu o encaixamento da rede de drenagem, configurando as bacias cretácicas do interior das depressões dos Rios São Francisco e Verde Grande, a exemplo da bacia em foco.

Do ponto de vista morfoestrutural, a bacia do Rio Vieira se localiza na bacia sedimentar do São Francisco. Essa estrutura apresenta terrenos entre 550 e 1100 m de altitude, na área de estudo, conforme destaca a Figura 16. As declividades oscilam entre 0-2% nas áreas aplainadas, tanto as de nível elevado quanto as de nível de base, e a 75% nas encostas de acordo com a tabela 06. Verifica-se nesta unidade morfoestrutural superfícies moldadas em rochas Fanerozóicas e Proterozóicas, em sua maioria sedimentar com ocorrência de metamórficas, terrenos com variações máximas entre o neoproterozóico e cenozóico (LEITE e BRITO, 2010).

Tabela 06 – Área superficial das classes de declividade da bacia do Rio Vieira

Declividades	Área	
	km ²	%
0 a 2	215,09	37,19
2 a 6	113,64	19,65
6 a 12	148,22	25,63
12 a 20	75,69	13,09
20 a 30	22,31	3,86
>30	3,36	0,58
Total	578,31	100,00

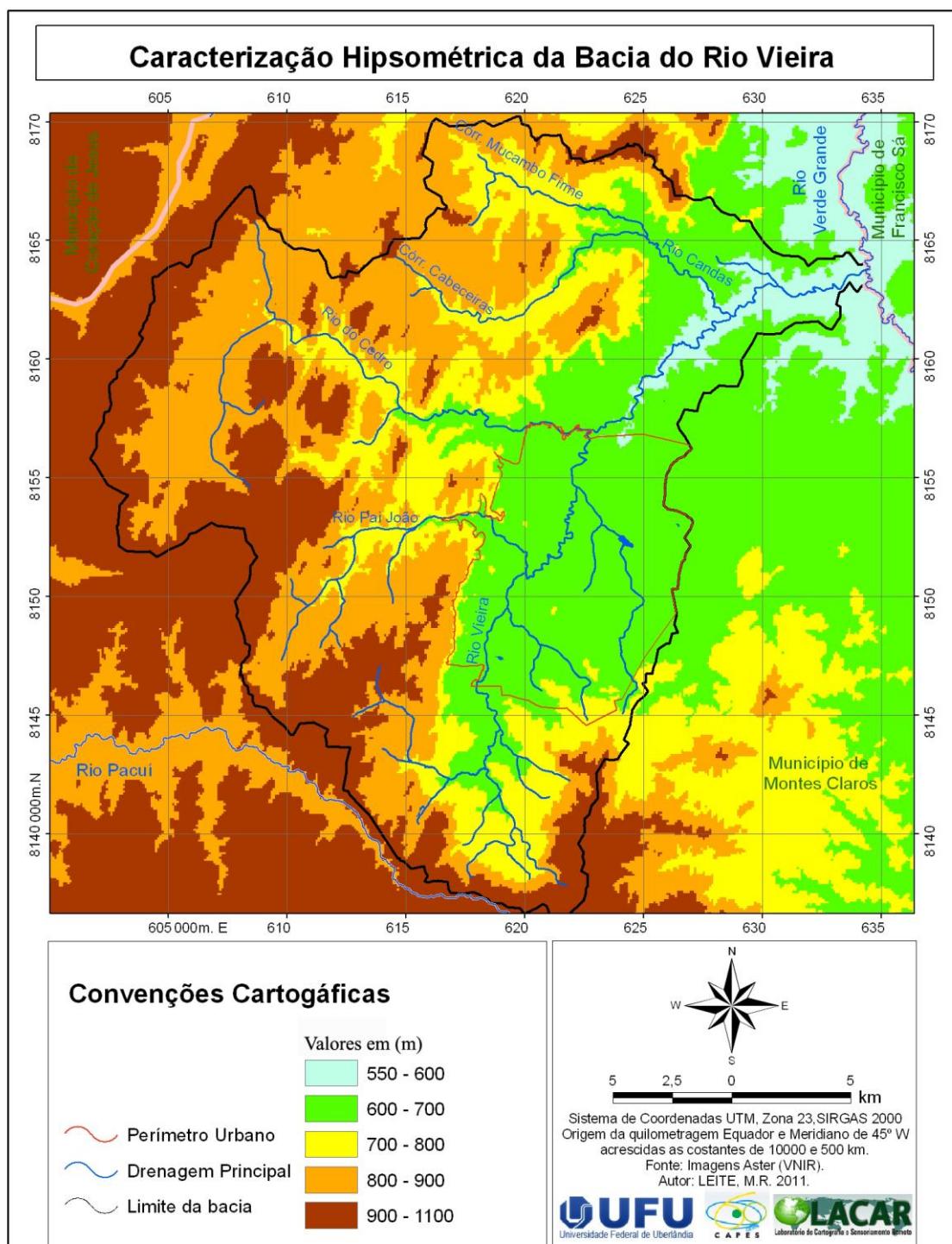


Figura 16 - Mapa de Caracterização hipsométrica da bacia do Rio Vieira

Duas estruturas são bem marcadas, as superfícies aplainadas, como aponta a Figura 17, conservadas e cuja origem relaciona-se com processos de desnudação periférica realizada pela drenagem do Rio São Francisco, que, na visão do professor Ab'Saber (2001), a abertura dessa depressão estreita laços com a separação da plataforma Afro-brasileira, haja vista que as alternâncias climáticas possibilitadas

quando da abertura do Atlântico Sul garantiram a retomada dos processos erosivos fluviais e pluviais, numa região na qual existia uma predominância de climas semiáridos a áridos.

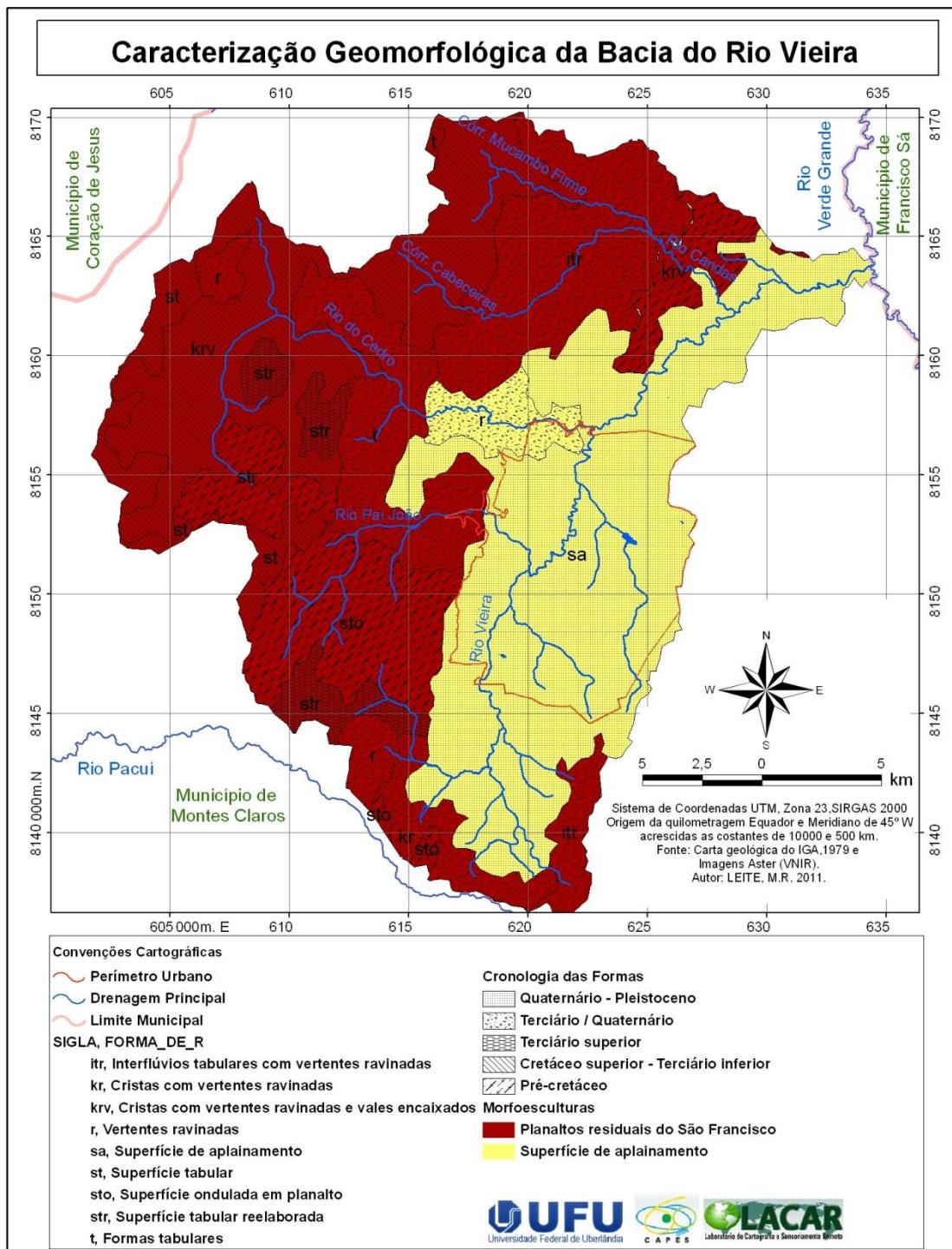


Figura 17 - Mapa de Caracterização geomorfológica da bacia do Rio Vieira

Deve-se destacar, ainda, que, para Ab'Saber (2001), os processos erosivos esvaziaram o que ele denomina de abóbada do Espinhaço e fizeram recuar os chapadões

do Urucuia, culminando na abertura desta depressão. Quanto à segunda estrutura, destaca-se a presença dos planaltos residuais do São Francisco, testemunhos de superfície de aplainamento cuja continuidade foi interrompida pela abertura da depressão periférica do São Francisco.

Do ponto de vista morfoescultural, Leite e Brito (2010) identificaram 4 grandes unidades na área da bacia. A primeira, diz respeito à Superfície de aplainamento. Trata-se, na realidade, de superfícies aplainadas em que a evolução está diretamente relacionada com os processos de desnudação periférica realizado pela drenagem do Rio Verde Grande sobre ardósias, metassiltitos e calcários, em sua maioria. As declividades dominantes oscilam 0 – 2% e 2 -6%.

A segunda unidade identificada, refere-se aos Planaltos de nível intermediário. Estes se situam em altitudes menores que 750 m entre as superfícies de Aplainamento e as áreas de Planalto dissecado. As declividades predominantes oscilam entre 2 - 6% e 6 – 20%. Litologicamente incide sobre calcários, ardósias, argilito, marga, entre outros.

A terceira morfoescultura é representada pelo Planalto dissecado. Trata-se de terrenos situados entre 750 e 900 m de altitude, e são testemunhos de superfície de aplainamento que foram arrasados pela erosão cuja continuidade espacial foi interrompida pela abertura das depressões. Litologicamente, verifica-se o predomínio de arenito, ardósia, metassiltito e calcários. As declividades dominantes variam entre 2 – 6% e 6 – 20%

Por último, destaca-se a ocorrência do Planalto tabular, incidindo sobre terrenos situados entre 900 e 1033 m de altitude, onde existe a predominância de declividades entre 6 – 20% nas bordas destes planaltos representando, percentualmente, 47,56 % dos declives ali ocorridos. Nos topo destas unidades morfoesculturais, entretanto, domina as declividades entre 0 – 6%, representando 48,62% das declividades ali locadas. A litologia apresentada nesses patamares varia entre coberturas detrito-lateríticas com concentrações ferruginosas, areia, lama e laterita, coincidente com arenitos do cretáceo superior e terciário inferior, sustentados por blocos calcários do pré-cambriano. Ocorre o predomínio de infiltração local e escoamento superficial concentrado, o que caracteriza estas unidades morfoesculturais como importante área de recarga hídrica.

Sobre a perspectiva das formas de relevo, o mapa 05 indica a presença de nove padrões: (itr) Interflúvios tabulares com vertentes ravinadas, que são resultado do desmonte erosivo de superfícies tabulares cretácicas; (kr) Cristas com vertentes ravinadas, representando pontões residuais, testemunhos de superfície de aplainamento

situada topograficamente acima dos atuais níveis de base; (krv) Cristas com vertentes ravinadas e vales encaixados, indicando o entalhamento dos vales sobre rochas menos resistentes.

Vertentes ravinadas (r) resultado do escoamento superficial concentrado em rampas com declives lineares, sobretudo nas áreas das cabeceiras de drenagem (sa). Superfície de aplainamento resultado do processo de aplainamento originário da evolução das depressões inter-planálticas e do rebaixamento sublitorâneos das áreas da depressão periférica do São Francisco. (st) Superfície tabular trata-se de formas integrantes dos planaltos modificadas quando da abertura das depressões inter-planálticas resultante do processo de aplainamento das superfícies. (sto) Superfície ondulada em planalto, trata-se da ondulação das superfícies aplainadas do cretáceo superior e inferior por força do escoamento superficial concentrado.

Superfície Tabular Reelaborada (str), que diz respeito a áreas com o predomínio de escoamento superficial concentrado, na qual os processos de erosão areolar permitiram a reelaboração das superfícies. E, por fim, os padrões (t) Formas Tabulares resultado da diferenciação dos níveis de base deixando, por força de diferentes níveis de resistência ao intemperismo, relevos residuais aplainados, conforme quantifica a Tabela 07.

Tabela 07 – Área superficial das formas de relevo da bacia do Rio Vieira

Formas de relevo	Área	
	km ²	%
Interflúvios tabulares com vertentes ravinadas	71,53	12,37
Cristas com vertentes ravinadas	14,92	2,58
Cristas com vertentes ravinadas e vales encaixados	16,78	2,90
Vertentes ravinadas	25,45	4,40
Superfície de aplainamento	293,26	50,71
Superfície tabular	25,22	4,36
Superfície ondulada em planalto	48,7	8,42
Superfície tabular reelaborada	36,41	6,30
Formas tabulares	46,04	7,96
Total	578,31	100,00

Dentre as quais se destacam os valores percentuais das ditas Superfícies de aplainamento, as áreas de Interflúvios tabulares e as superfícies onduladas nas áreas de planalto.

3.1.5 – A pedologia da bacia do Rio Vieira

A toposequência na bacia do Rio Vieira é influenciada pela posição altimétrica das formas de relevo, de maneira que as faixas de Latossolo Vermelho-amarelo cobrem os terrenos aplinados em posições acima de 850m. As áreas de Cambissolo háplico ocorrem nos desníveis dos planaltos situados entre 750 e 850m, onde as declividades mais fortes dificultam a permanência de partículas mais finas. Já a incidência de Nitossolo háplico encontra-se em posições altimétricas menores que 750m, onde os processos de acumulação superam os de remoção por conta das declividades mais suaves.

Desta forma, as declividades exercem fundamental importância no processo de mescla entre os tipos pedológicos da bacia, já que as mesmas são capazes de permitir o transporte e a acumulação das propriedades das diferentes faixas de solos. No que se refere a essas declividades, a Tabela 06 quantifica os intervalos de declividade por unidade de área dentro da bacia do Rio Vieira.

A somatória das classes de declividade entre 0 e 12% da Tabela 06 acusa 82,47% das terras da bacia do Rio Vieira com declividades, variando de muito baixa a média. Dos 17,53% restantes, apenas 0,58% são declividades maiores que 30%, das quais se chama atenção para as classes de declividades que chegam a atingir 75%, sobretudo nas áreas situadas a SW do perímetro urbano.

Desta forma, a bacia do Rio Vieira apresenta as fases do relevo variando de plano a forte onulado, tendo em vista que a fase do relevo entendida como montanhosa, pela Tabela 08, é associada à fase forte onulada, por conta de sua pouca expressão percentual. De maneira que, conforme metodologia da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), pode-se avaliar os percentuais das fases do relevo na bacia do Rio Vieira, conforme Tabela 08.

Tabela 08 – Associação entre as fases do relevo e as declividades na bacia do Rio Vieira

Fases do relevo	Declividades	Área	
		km ²	%
Plano	0 a 3	228,28	39,47
Suave ondulado	3 a 8	158,42	27,39
Ondulado	8 a 20	164,18	28,39
Forte ondulado	20 a 45	27,04	4,68
Montanhoso	45 a 75	0,39	0,07
Escarpado	>75	0	0,00
Total		578,31	100,00

Neste contexto, os solos da bacia estão divididos, como distingue a Figura 18, em três grandes classes, de acordo com o mapa de solos do estado de Minas Gerais, atualizado pela Universidade Federal de Viçosa - UFV - 2010 e associadas às fases do relevo aqui mencionadas.

A classe do Latossolo vermelho-amarelo, representando 10,88% da bacia, com as seguintes associações, **LVAd1** – Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura argilosa; fase cerrado, relevo plano e suave ondulado. **LVAd22** – Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura média/argilosa + Cambissolo Háplico distrófico típico A fraco/moderado textura média, pedregoso + Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura média/argilosa; todos fase cerrado, relevo suave ondulado e ondulado.

Cambissolo háplico, representando 32,41% da área, com as seguintes associações, **CXbd21** – Cambissolo Háplico distrófico típico e léptico A moderado textura média/argilosa, pedregoso/ não pedregoso + Neossolo Litólico distrófico típico A moderado + Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura média/argilosa.

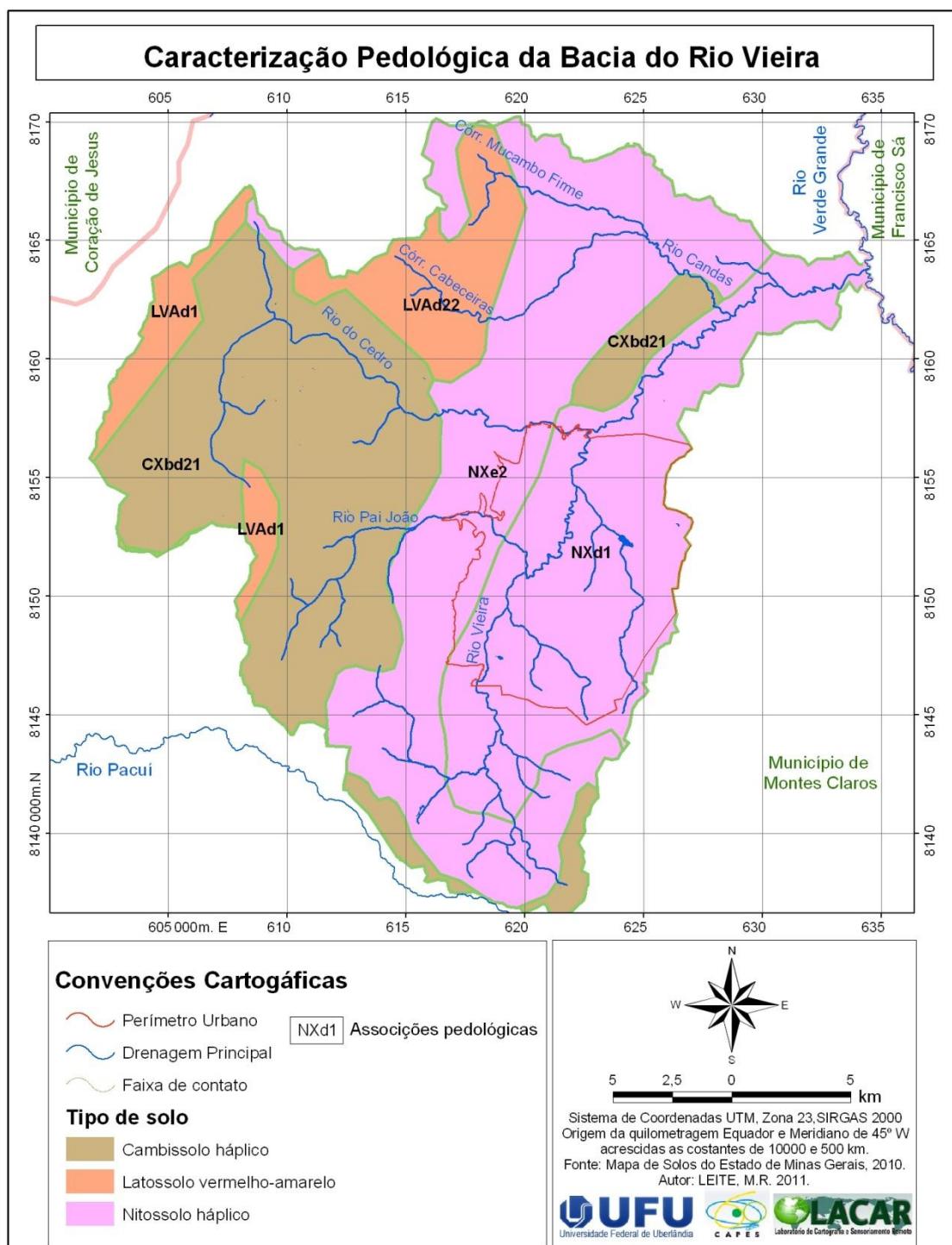


Figura 18 - Mapa de caracterização pedológica da bacia do Rio Vieira.

E representando 56,71% da bacia, o Nitossolo háplico mais as seguintes associações **NXd1** – Nitossolo Háplico distrófico típico A moderado textura argilosa + Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura argilosa; ambos fase floresta caducifólia, relevo plano e suave ondulado. **NXe2** – Nitossolo Háplico eutrófico típico e chernossólico A moderado textura argilosa, pedregoso e rochoso + Cambissolo

Háplico eutrófico típico e léptico A moderado/chernezêmico textura argilosa, pedregoso, rochoso + Neossolo Litólico eutrófico típico e chernossólico A moderado, textura argilosa, pedregoso, rochoso; todos fase floresta caducifólia e caatinga hipoxerófila, relevo suave ondulado e ondulado e forte ondulado.

3.2 – Mapeamento da cobertura vegetal natural e do uso da terra

A bacia do Rio Vieira apresentou, concernente ao mapeamento de uso da terra, dois domínios bem marcados: um, de ocupação natural o qual compreende as classes da vegetação natural e água presentes nas Figuras 19, 20 e 21, e o segundo, que diz respeito às demais classes mapeadas entendidas como áreas antrópicas de ocupação e uso intenso.

É importante ressaltar que a determinação das áreas em naturais e antrópicas, por sua vez, não marcam a ausência de atividades antrópicas nas ditas áreas naturais bem como ausência de vegetação nativa nas áreas antrópicas. Tendo em vista que as áreas de vegetação natural são cortadas por estradas, nas quais se verificou, ao longo das mesmas, vários pontos de erosão superficial adentrando para as áreas do sub-bosque, além de atividades ligadas ao extrativismo vegetal, principalmente em função da coleta de pequi, onde as pessoas desbastam a vegetação herbácea – arbustiva abrindo trilhas ao longo das áreas vegetadas.

De forma semelhante, a presença de vegetação natural ocorre nas áreas de uso antrópico, sobretudo, dentro do perímetro urbano. Como exemplo, podem-se citar as áreas de parques, alamedas e as áreas de expansão urbana que, embora estejam dentro dos limites urbanos, ainda não possuem edificações, permitindo o desenvolvimento inicial da vegetação, especialmente entre os anos de 1985 e 1995. Desta forma, as mudanças abruptas de uso da terra dentro de cada domínio podem contribuir para a oscilação da temperatura e do albedo de superfície, principalmente considerando o efeito de borda das áreas desmatadas e o maior consumo de energia térmica da vegetação dentro do espaço urbano.

Para o ano de 1985, os domínios naturais representam a somatória das áreas de Cerrado e formações afins, as áreas de Floresta Tropical Caducifólia e Subcaducifólia e as áreas de lagoas presentes na bacia e exposto na Figura 19. As áreas de uso antrópico correspondiam à ocorrência de mineração, solo exposto, urbano, pastagens mais a classe outros.

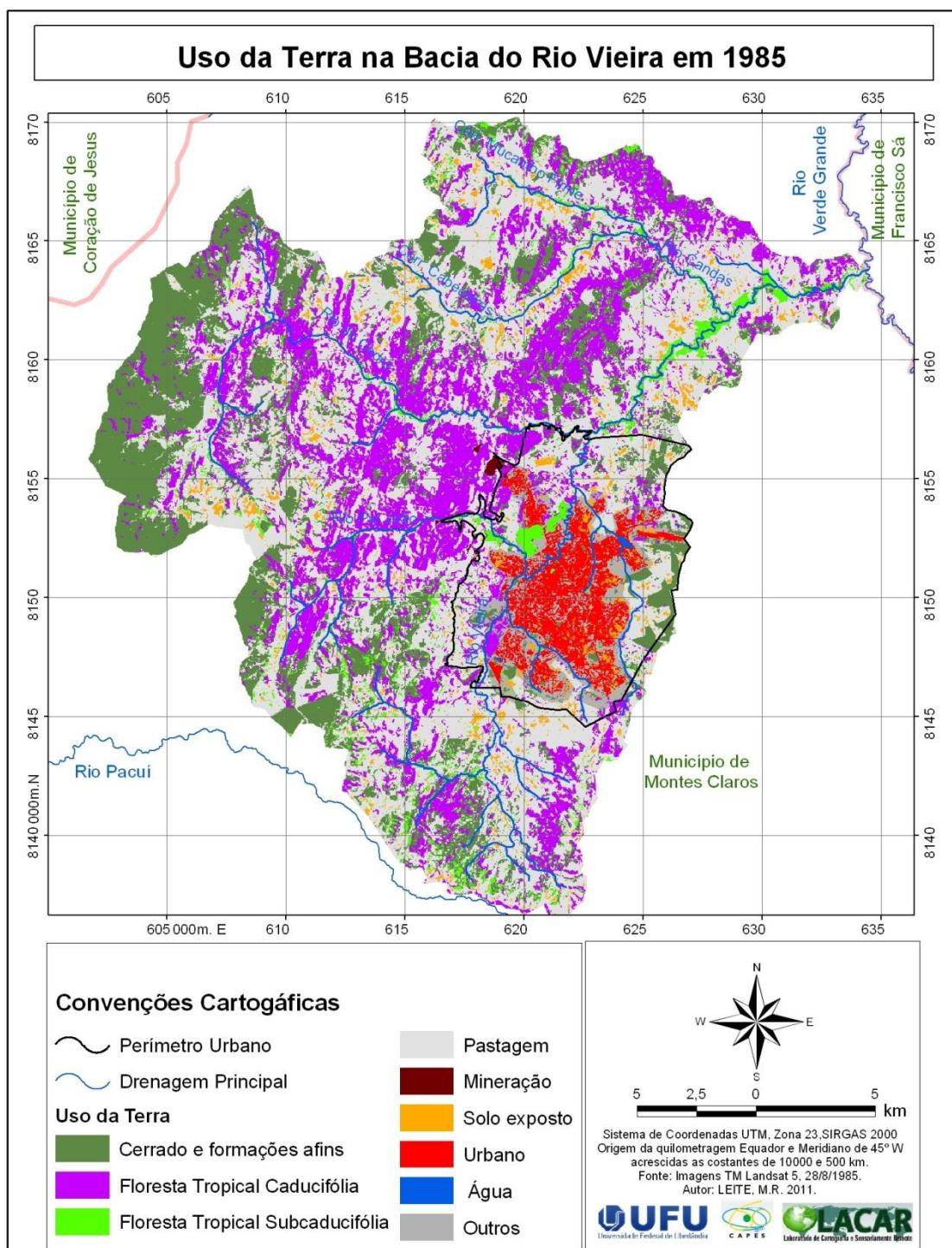


Figura 19 - Mapa de Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 1985.

Em termos numéricos, o ano de 1985 apresentou 46,34% (267,99 km²) de áreas correspondentes aos domínios naturais na bacia do Rio Vieira e 53,66 % (310,32 km²) de áreas antrópicas de uso intenso, conforme pode ser verificado pela somatória das classes detalhadas na tabela 09.

Tabela 09 – Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 1985

Uso da terra	Área	
	km ²	(%)
Cerrado e formações afins	119,50	20,66
Floresta Tropical Caducifólia	129,80	22,44
Floresta Tropical Subcaducifólia	18,40	3,18
Pastagem	252,62	43,69
Mineração	0,61	0,11
Solo exposto	16,85	2,91
Urbano	22,74	3,93
Água	0,29	0,05
Outros	17,50	3,02
Total	578,31	100,00

De acordo com a Figura 20 de uso da terra em 1995, a bacia do Rio Vieira já apresentava áreas destinadas à silvicultura. Certamente, esse acontecimento está atrelado ao fato de que, ao final da década de 1980, o eucalipto que era plantado nas áreas noroeste e norte da mesorregião do Norte de Minas, perderam espaço por força da criação de unidades de conservação próximo à região do projeto Jaíba. Como exemplo, podem ser citados os decretos federais nº 94.608 de 14/07/1987 e de nº 98.182 de 26/09/1989, os quais criaram a reserva indígena do Xacriabá entre os Municípios de Itacarambí e São João das Missões, e a área de preservação permanente Cavernas do Peruaçu, respectivamente. Além da área noroeste do Norte de Minas se tornar produtora de grãos e sementes.

Esse processo, somado às ações de proteção à Mata seca (Floresta Tropical Caducifólia), fez com que o eucalipto começasse a ser plantado basicamente nas áreas centrais e leste do Norte do Estado de Minas. Fato que exerceu, por sua vez, grande pressão sobre as áreas de cerrado, sobretudo na região da Serra do Espinhaço e sobre os planaltos residuais da área central do Norte de Minas, refletindo no uso da terra da bacia em estudo.

A relação de ocorrência dos domínios naturais e antrópicos da bacia do Rio Vieira, do ano de 1985 para 1995, assinalou um aumento de 2,78 km² de áreas naturais, representando 0,48% do total, já que as somas das classes da Tabela 10 apontam para 46,82% (270,77 km²) de áreas com vegetação natural contra 53,18% (307,54 km²) de uso antrópico da terra em 1995.

As classes individuais de uso da terra, entretanto, apresentaram oscilações mais marcantes dentro deste período. É o caso das áreas de cerrado que registraram perdas da

ordem de 18,87 km² de área, evidenciando uma supressão de mais e 15% de seu total em 1985. Dentre as classes de uso que mais pressionaram o cerrado destaca-se 5,98 km² de eucalipto, as áreas de pastagem e, em menor intensidade, as áreas urbanas.

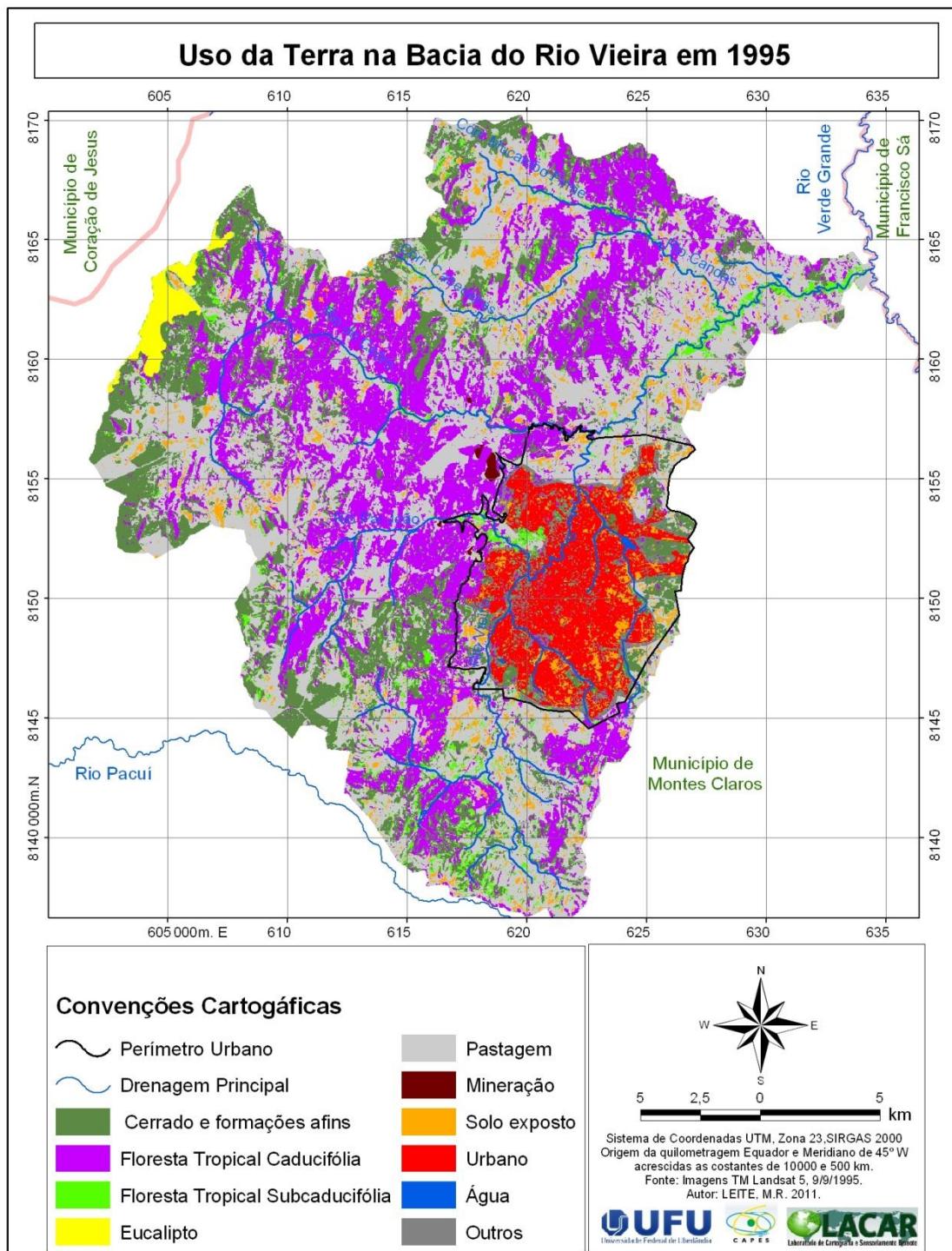


Figura 20 - Mapa de Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 1995.

Desta forma, o aumento em área superficial das atividades mineradoras entre o ano 1985 e 1995 representa novas unidades cujas atividades estavam ligadas a extração

de pedra, brita e o chamado pó de pedra, muito utilizado na construção civil e que, na cidade de Montes Claros, foi utilizado para o calçamento das vias públicas durante a década de 1990.

Tabela 10 – Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 1995.

Uso da terra	Área	
	km ²	(%)
Cerrado e formações afins	100,63	17,40
Floresta Tropical Caducifólia	150,46	26,02
Floresta Tropical Subcaducifólia	19,08	3,30
Eucalipto	5,89	1,02
Pastagem	225,63	39,02
Mineração	0,75	0,13
Solo exposto	24,05	4,16
Urbano	38,71	6,69
Água	0,6	0,10
Outros	12,51	2,16
Total	578,31	100,00

O aumento de áreas, cujo solo estava desprotegido ou com vegetação altamente rarefeita, passou de 16,85 km² em 1985 para 24,05 km² em 1995, configurando um aumento de mais de 42% de área em relação aos dados de 1985. Esses dados são justificados por dois processos bem destacados nos mapeamentos, um de efeito local, como o caso da expansão da área urbana, e o outro mais generalizado que está ligado ao avanço das áreas de pastagem sobre as áreas de cerrado.

No primeiro caso, a expansão urbana da cidade de Montes Claros teve influência direta da grande atração populacional, iniciada a partir da década de 1970, com a instalação de indústrias no perímetro urbano, atraídas pelos incentivos fiscais da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste – SUDENE. Leite (2003) argumenta que a década de 1970 é o marco transitório entre a Montes Claros rural e a urbano-industrial. O resultado desta atração populacional foi o rápido e, em muitos casos, desordenado crescimento da malha urbana da cidade.

Leite e Pereira (2008), avaliando os dados censitários do IBGE entre as décadas de 1960 e 2000, argumentam que a população urbana de Montes Claros saltou de 155.483 em 1980, para 289.183 habitantes em 2000, provocando um aumento de mais de 85% da população em 20 anos.

Para atender a essa nova população, a cidade de Montes Claros assumiu um crescimento médio, entre os anos de 1985 e 1995, de 1,6 km²/ano, que resultou em um

crescimento total da área edificada neste período de 15,97 km². O fato é que a demanda por locais de construção dentro do espaço urbano implicaram em desmatamento das áreas vegetadas dentro deste espaço, deixando como resultado grande quantidade de áreas expostas.

As demais áreas de solo exposto presentes na bacia, de forma mais geral, estão ligadas ao avanço das áreas de pastagem sobre o cerrado. Tendo em vista que as áreas de Floresta Tropical Caducifólia e Subcaducifólia registraram aumento de 20,66 km² e 0,68 km², respectivamente, entre os anos de 1985 e 1995. Possivelmente, esse aumento em área, das florestas, deve-se ao Decreto Federal 750, que incluiu essas formações no bioma Mata Atlântica em 1993. Além disso, em 1987, foi criado o Parque Municipal da Sapucaia, com 0,38 km² de área de Floresta Caducifólia dentro da bacia, que já vinha sendo foco de preocupação de ambientalistas, principalmente contra as práticas de queimadas que destruía a vegetação seca durante o período de inverno.

Este fato mobilizou a sociedade em torno da causa das Florestas Tropicais Caducifólias e Subcaducifólia da presente bacia na qual a cobrança por fiscalização e as crescentes denúncias surtiram efeito em prol da conservação destas formações, inclusive com a idéia de criação de uma unidade de conservação que visasse proteger e conservar o complexo de grutas e abrigos da Lapa Grande, dentro da bacia, cuja vegetação predominante é de Florestas.

Como consequência desse processo, as áreas de cerrado se tornaram fronteiras de avanço para pastagem e eucalipto na bacia do Rio Vieira. Como resultado, muitas áreas apresentaram processo de erosão superficial acelerado, onde antes era área vegetada, áreas de pastagem e cultivo abandonados, em função da redução do trabalho nas áreas rurais, apresentaram níveis de degradação da vegetação, os quais culminaram na exposição direta dos solos, aumentando em cerca de 7 km² em relação ao ano de 1985.

Os índices de desmatamento das áreas de Cerrado e o avanço das áreas de solo em exposição, contudo, tenderiam a diminuir em relação aos valores do ano de 2010. Com efeito, o ano de 2010 apresentou a maior quantidade de áreas naturais entre os anos mapeados, tanto no que pertencem as áreas de floresta quanto às áreas de Cerrado.

Ao todo, foram verificados 55,81% (322,78 km²) de áreas naturais e 44,19% (255,53 km²) de áreas antrópicas, representando um aumento da ordem de 8,99% de áreas vegetadas em relação ao ano de 1995, e de aproximadamente 10% em relação ao ano de 1985.

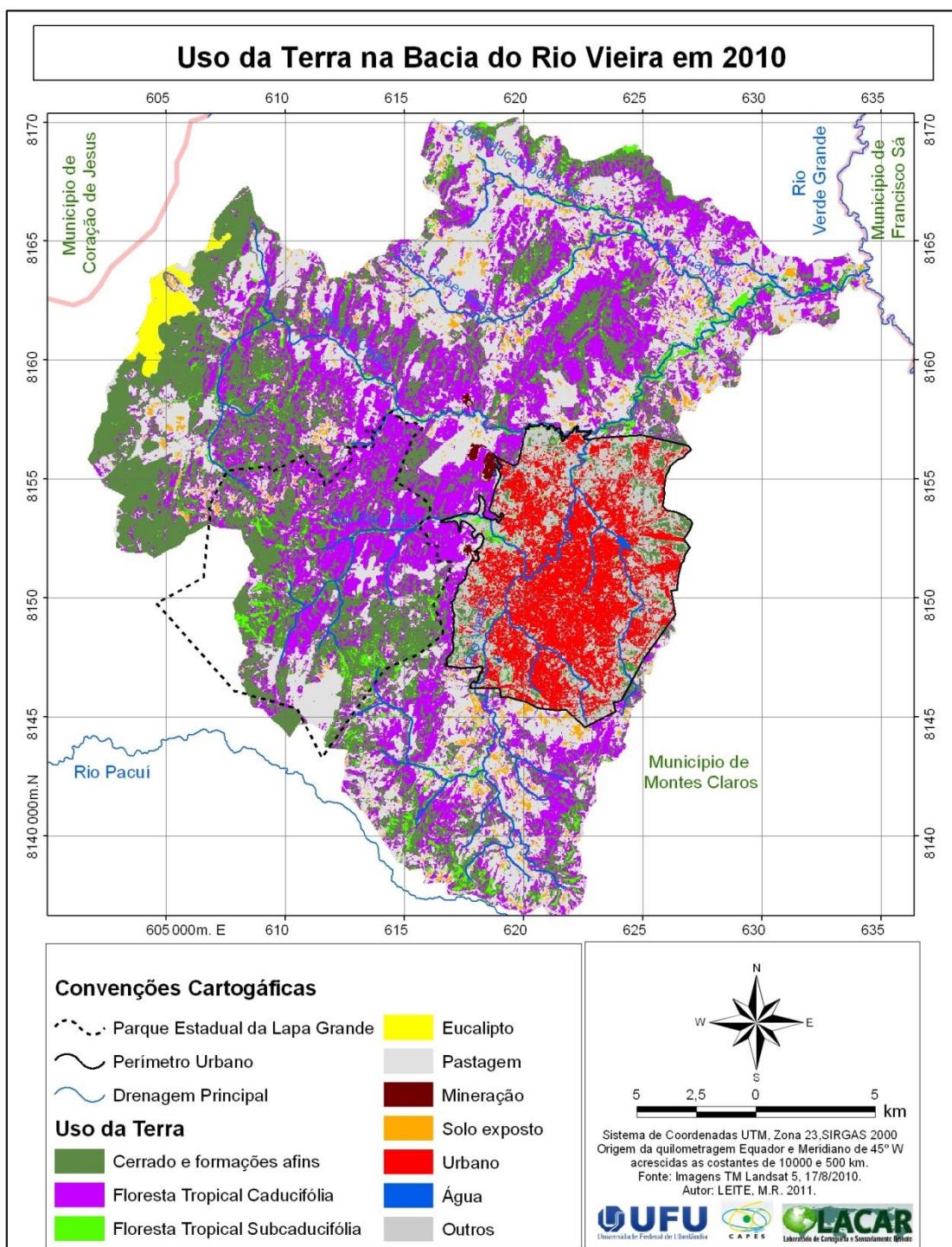


Figura 21 - Mapa de Uso da terra da bacia do Rio Vieira em 2010.

Do ponto de vista quantitativo, as áreas de Cerrado foram as que mais se recuperaram, obviamente porque foi a classe de uso mais afetada durante os anos anteriores. Um dos motivos da regeneração, não só das áreas de Cerrado, mas também das áreas vegetadas da bacia, foi à criação do Parque Estadual da Lapa Grande pelo Decreto Estadual nº 44.204, de 10 de janeiro de 2004. Trata-se de um complexo de

proteção integral de aproximadamente 96,64 km² de área, dos quais 85,55% de seus limites encontram-se dentro da bacia do Rio Vieira, como aponta a Figura 20.

Com efeito, foram recuperadas 48,39 km² de áreas de Cerrado, entre os anos 1995 e 2010, isto é, mais de 48% de áreas recuperadas em 15 anos. Realidade que evidencia uma média anual de recuperação de 3,23 km²/ano.

No que diz respeito às áreas das Florestas Tropicais Caducifólia e Sucaducifólia, desde 1987 essas áreas vinham sendo preservadas por força de criação de parques municipais e pelas crescentes disputas judiciais entre produtores e ambientalistas. fato que culminou no Decreto nº 6.660/08³, que regulamenta a Lei Federal nº 11.428, de 2006, a qual inseriu, definitivamente, as Florestas Caducifólias e Subcaducifólias na lei de preservação do bioma Mata Atlântica impedindo sua derruba. Neste contexto, as florestas apresentaram crescimento, em área superficial, de 3,62 km², sendo 1,67 de Floresta tropical Caducifólia e 1,95 km² de Sucaducifólia, como destaca a Tabela 11.

Tabela 11 – Uso da terra na bacia do Rio Vieira em 2010.

Uso da terra	Área	
	km ²	(%)
Cerrado e formações afins	149,02	25,77
Floresta Tropical Caducifólia	152,13	26,31
Floresta Tropical Subcaducifólia	21,03	3,64
Eucalipto	5,14	0,89
Pastagem	159,53	27,59
Mineração	1,12	0,19
Solo exposto	11,82	2,04
Urbano	47,52	8,22
Água	0,60	0,10
Outros	30,40	5,25
Total	578,31	100,00

As áreas de eucalipto apresentaram baixa de 0,75 km² em relação aos dados de 1995. Quanto às áreas de mineração apresentaram aumentos progressivos em relação aos anos mapeados atingindo um total de 0,51 km². Tal aumento muito se deu em função da expansão urbana e, sobretudo, da exploração de calcário para a exportação de cimento para outros centros urbanos do Brasil. A Figura 22 traduz visualmente as relações de avanço e regressão das classes de uso entre os anos

³ A Assembléia Legislativa de Minas Gerais promulgou a lei que retira a mata seca, na região Norte do Estado, da área de preservação ambiental da Mata Atlântica. Através da Lei 19.096/2010, publicada dia 04 de agosto de 2010 no Diário Oficial do Estado.

mapeados, de forma que as classes de uso da terra refletem o processo histórico ocupacional da bacia.

O ano 1985, por exemplo, apresenta uma diferença entre as classes de uso antrópico em relação aos ambientes naturais de 42,33 km², tal fato marca uma tendência de uso antrópico da bacia, tendo em vista a proximidade temporal com as décadas de 1970 e 1960, que são datas nas quais o movimento populacional no sentido campo – cidade estava em processo.

A classe de pastagem pode ser citada como indicador de uso antrópico da bacia. Desta maneira, somente em 1985 a classe em análise representava 46,71% da bacia, isto é, mais que o dobro das classes de Cerrado e florestas, fato que salienta uma intensa atividade antrópica nas áreas rurais.

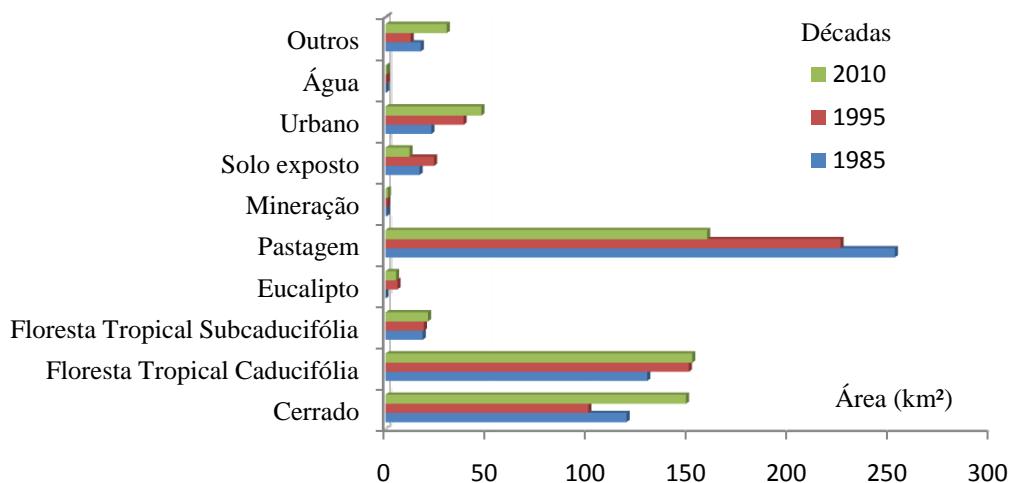


Figura 22 - Gráfico de relação de uso da terra entre os anos mapeados.

Para o ano de 1995, registra-se uma redução, em área, de 26,99 km² das áreas de pastagem. Essa redução se dá principalmente em função do avanço das classes de uso urbano e de solo exposto, as quais somadas chegam a 23,17 km² de área, que representa 85,85% da redução da classe pastagem. O aumento considerável das áreas urbanas em 1995 está atrelado à consolidação do Município de Montes Claros como urbano – industrial, na qual a população urbana do Município na década de 1990 já era de mais de 200.000 mil habitantes, conforme destaca Leite e Pereira (2008).

As perdas de espaço para a produção rural, diante da recuperação das florestas, além da chegada do eucalipto, por conta de pressões externas, implicaram numa redução de áreas de Cerrado, entre 1985 e 1995, que equivaleriam a aproximadamente 3.774

campos de futebol. O resultado disto não foi somente o aumento de áreas para o pasto e para a produção de carvão, mas também o aumento das áreas de solo em exposição.

Tal realidade pode ser verificada ao se comparar os mapas de uso da terra do ano de 1985 e 1995, com enfoque nas áreas W da bacia, onde se verifica ausência da classe citada no primeiro mapa e a presença da classe em vários pontos no segundo mapa. Neste contexto, o ano de 1995 também apresenta maior concentração de áreas antrópicas em relação às naturais, sendo que a diferença entre esses domínios é da ordem de 36,77 km² de área.

Em 2010, entretanto, esta realidade se inverte, isto é, as áreas naturais superaram as áreas antrópicas em 52,01 km², revelando uma tendência de recuperação das áreas de vegetação natural. A recuperação das áreas vegetadas, por sua vez, influiu na redução de outras classes de uso, como a redução dos valores de solos em exposição da ordem de 50,85% em relação ao ano de 1995, destacando aumento em todas as classes de vegetação natural em relação as classes de uso antrópico.

A classe de uso da terra denominada de outros não apresenta, entretanto, esta dinâmica, tendo em vista que seus valores apresentam diminuição para o ano de 1995 e aumento considerável para o ano de 2010. Esse fato está atrelado ao crescimento urbano, já que em 1985 as áreas de expansão urbana eram separadas por espaços urbanos vazios, fato que elevou os valores dessa classe em 1985. Em 1995, esses espaços foram preenchidos pelas áreas edificadas, fato que promoveu a diminuição dos valores desta classe, já para o ano de 2010 uma nova expansão da área urbana implicou em novos espaços vazios dentro do perímetro urbano, culminando na elevação dos valores, em área, desta classe.

O avanço das áreas vegetadas sobre as demais classes de uso da terra na bacia do Rio Vieira, no ano de 2010, está relacionada aos conflitos entre ambientalistas e produtores rurais que progressivamente tenderam para a criação de unidades de conservação sob tutela da lei, isto é, a inserção das Florestas Caducifólia e Subcaducifólia no bioma Mata Atlântica, mais as áreas de preservação permanente criadas dentro da bacia, decisivamente contribuíram para o reflorestamento nativo desta área.

O efeito espacial da recuperação de áreas vegetadas na bacia assinala uma tendência inversa entre os domínios de uso da terra, conforme se avalia pelas curvas da Figura 23. Considerado o intervalo de tempo entre 1985 e 1995, o avanço percentual médio das áreas vegetadas sobre as áreas de uso antrópico foi de apenas 0,048% por

ano, valor que corresponde a aproximadamente 0,278 km²/ano. Em relação aos anos de 1995 e 2010, o aumento das áreas naturais em relação às áreas antrópicas foi consideravelmente maior, já que os números revelam 8,99% de avanço dos domínios naturais sobre os antrópicos, correspondendo a uma progressão de 0,60% ou 3,47 km²/ano.

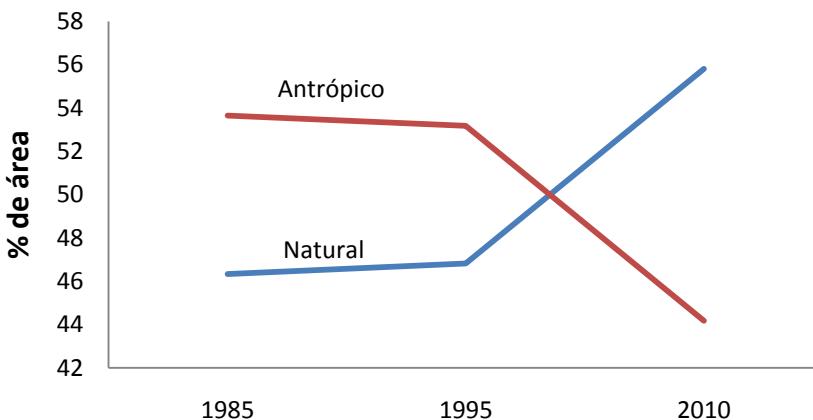


Figura 23 - Curvas de tendência entre os domínios de uso da terra por ano mapeado.

Sobre a perspectiva dos sistemas de uso da terra a Tabela 12, traz os saldos percentuais das áreas de cada sistema de uso da terra na bacia de estudo em relação aos anos mapeados e o balanço final de recuperação e perdas das áreas mapeadas.

Destaque deve ser dado para as áreas de Cerrado, Floresta Tropical Caducifólia, urbano, solo exposto e pastagem entre os anos de 1985 a 1995 e as áreas de pastagem. Novamente, as classes de Cerrado e pastagem representam os valores extremos nos anos de 1995 e 2010, com destaque para as áreas de solo exposto, às quais apresentaram perdas consideráveis para o ano de 2010.

Tabela 12 – Saldo de área em percentual por classe de uso da terra entre os anos mapeados e balanço final de áreas mapeadas.

Classe de uso da terra	1985 - 1995		Saldo final de 1985 - 2010 (%)
	(%)	(%)	
Cerrado	-15,79	48,09	32,30
FTC	15,92	1,11	17,03
FTS	3,70	10,22	13,92
Eucalipto	100,00	-12,73	87,27
Pastagem	-10,68	-29,30	-39,98
Mineração	22,95	49,33	72,28
Solo exposto	42,73	-50,85	-8,12
Urbano	70,23	22,76	92,99
Água	106,90	0,00	106,90
Outros	-28,51	143,01	114,49

A oscilação percentual dos sistemas de uso da terra expostos na Tabela 12 evidencia, na realidade, o avanço e a regressão de determinada cobertura superficial em relação à outra, ou seja, os avanços das áreas de cerrado sobre outras classes significam maior cobertura vegetal sobre a superfície e todas as implicações que a presença de vegetação impõem sobre a superfície, maior presença de água, redução da incidência da radiação solar sobre os solos, entre outras.

Da mesma maneira, o avanço de sistemas de uso da terra como solo exposto implica, também, em novas interações entre a superfície e a radiação incidente. Como, por exemplo, maior e mais rápido aquecimento da superfície (solo), ressecamento dos solos, maior fluxo de calor entre os horizontes dos solos, entre outros.

Desta forma, as características da superfície exerceram grande influência sobre a temperatura e o albedo desta área, tendo em vista que a natureza da superfície determinará os valores do albedo, do calor específico, entre outros. Como exemplo, destaca-se que a radiação terá que ser absorvida pela superfície para a elevação de sua temperatura, desta forma, se o albedo for elevado, menos radiação será absorvida e, consequentemente, sua temperatura será reduzida. De forma análoga, em superfícies cujo calor específico é alto, sua temperatura será diretamente proporcional à quantidade de radiação absorvida por esta superfície.

Diante desta realidade, as oscilações dos sistemas de uso da terra apresentadas na Tabela 12 marcam também oscilações espaciais na temperatura de superfície e no albedo da bacia do Rio Vieira entre os anos mapeados.

Por fim cabe destacar a acuracidade em nível de excelência dos mapeamentos, conforme as tabelas 13, 14 e 15.

Tabela 13 - Matriz de confusão do mapeamento do ano de 1985.

Classes	Cerrado	FTC	FTS	Pastagem	Mineração	Urbano	Solo exposto	Água	Outros	Total
Cerrado	38		2							40
FTC		37		3		4				44
FTS	3		22							25
Pastagem		1		153			7		4	165
Mineração					16	6		3		25
Urbano		3		2	2	161			2	170
Solo exposto							89		1	90
Água					3			12		15
Outros	5	2		15	2		2		14	40
Total	46	43	24	173	23	171	98	15	21	614

Acuracidade geral = 88,27%, Coeficiente *Kappa* = 0.8626

Tabela 14 - Matriz de confusão do mapeamento do ano de 1995.

Classes	Cerrado	FTC	FTS	Pastagem	Eucalipto	Mineração	Urbano	Solo			Total
								exposto	Água	Outros	
Cerrado	39		1		1						41
FTC		40		2			18				60
FTS	3		20		13						36
Pastagem				155				12	6		173
Eucalipto			3		142						145
Mineração						18	3		5		26
Urbano		1		1		2	155		1		160
Solo											
exposto								80	4		84
Água						3			14		17
Outros	4	3		17				4	20		48
Total	46	44	24	175	156	23	176	96	20	30	790

Acuracidade geral = 86,45%; Coeficiente *Kappa* = 0,8404**Tabela 15** - Matriz de confusão do mapeamento do ano de 2010.

Classes	Cerrado	FTC	FTS	Pastagem	Eucalipto	Mineração	Urbano	Solo			Total
								exposto	Água	Outros	
Cerrado	40		2								42
FTC		45		2			4				51
FTS	2		22		16				1		41
Pastagem				153				3	3		159
Eucalipto			2		140						142
Mineração						15	4		4		23
Urbano		2				2	159		2	2	167
Solo											
exposto								89	1		90
Água						4			12		16
Outros	7	1		18				7		21	54
Total	49	48	26	173	156	21	167	99	18	28	785

Acuracidade Geral = 88,66%; Coeficiente *Kappa* = 0,8457

3.3 – Mapeamento da temperatura e albedo de superfície

Para a validação dos dados obtidos pela aplicação do algoritmo SEBAL foram consideradas seis estações de controle para o ano de 2010 e quatro estações para os anos de 1985 e 1995, já que as estações do CEPTEC e da UNIMONTES entraram em operação posteriormente a essas datas.

Para a comparação entre os valores de temperatura, as coordenadas das estações foram convertidas em pontos e os mesmos foram sobrepostos nas imagens termais da bacia. A comparação, neste caso, foi feita de forma direta e manual, obtendo simultaneamente os valores de temperatura das estações de controle e os valores de temperatura dos pixels das imagens obtidas pela aplicação do SEBAL.

Na sequência, as tabelas com a localização de cada estação mais a diferença de temperatura, para os horários considerados entre as temperaturas das estações e do SEBAL, conforme destacam as tabelas 17, 19 e 21, foram montadas. No passo seguinte, com auxílio do software *Excel 2007*, seguiram-se os procedimentos para o cálculo da variância, desvio padrão e média aritmética dos valores de temperatura das estações e do modelo SEBAL, no intuito de apresentar o coeficiente de variação percentual destes valores, como destaca as tabelas 18, 20 e 22.

Tabela 16 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL - 1985

Estações de controle	Latitude	Longitude	T °C / estação	T° C / SEBAL	Diferença °C
Itamarandiba/INMET	17° 50' s	42° 53' w	19,01	17,54	1,47
Diamantina/INMET	18° 10' s	43° 36' w	23,70	21,84	1,86
Montes Claros/INMET	16° 41' s	43° 50' w	22,00	20,12	1,88
UNIMONTES	16° 43' s	43° 52' w	-	-	-
Aeroporto SBMK	16° 42' s	43° 49' w	24,10	22,37	1,73
CEPTEC	16° 44' s	43° 53' w	-	-	-

Tabela 17 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL – 1985

Estações de controle	Variância	Desvio padrão	Média aritmética	Coeficiente de variação em (%)
Itamarandiba/INMET	1,08045	1,03945	18,28	5,69
Diamantina/INMET	1,72980	1,31522	22,77	5,78
Montes Claros/INMET	1,76720	1,32936	21,06	6,31
UNIMONTES	-	-	-	-
Aeroporto SBMK	1,49645	1,22329	23,24	5,26
CEPTEC	-	-	-	-

Tabela 18 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL – 1995

Estações de controle	Latitude	Longitude	T °C / estação	T° C / SEBAL	Diferença °C
Itamarandiba/INMET	17° 50' s	42° 53' w	19,70	18,33	1,37
Diamantina/INMET	18° 10' s	43° 36' w	19,00	18,12	0,88
Montes Claros/INMET	16° 41' s	43° 50' w	23,90	20,34	3,56
UNIMONTES	16° 43' s	43° 52' w	0,00	-	-
Aeroporto SBMK	16° 42' s	43° 49' w	23,80	22,37	1,43
CEPTEC	16° 44' s	43° 53' w	0,00	-	-

Tabela 19 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL – 1995

Estações de controle	Variância	Desvio padrão	Média aritmética	Coeficiente de variação em (%)
Itamarandiba/INMET	0,93845	0,96874	19,02	5,09
Diamantina/INMET	0,38720	0,62225	18,56	3,35
Montes Claros/INMET	6,33680	2,51730	22,12	11,38
UNIMONTES	0,00000	-	-	-
Aeroporto SBMK	1,02245	1,01116	23,09	4,38
CEPTEC	0,00000	-	-	-

Tabela 20 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL - 2010

Estações de controle	Latitude	Longitude	T °C / estação	T° C / SEBAL	Diferença °C
Itamarandiba/INMET	17° 50' s	42° 53' w	13,10	12,70	0,40
Diamantina/INMET	18° 10' s	43° 36' w	12,10	11,71	0,39
Montes Claros/INMET	16° 41' s	43° 50' w	18,50	18,34	0,16
UNIMONTES	16° 43' s	43° 52' w	19,20	18,94	0,26
Aeroporto SBMK	16° 42' s	43° 49' w	21,30	20,07	1,23
CEPTEC	16° 44' s	43° 53' w	19,00	17,98	1,02

Tabela 21 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL – 2010

Estações de controle	Variância	Desvio padrão	Média aritmética	Coeficiente de variação em (%)
Itamarandiba/INMET	0,08000	0,28284	12,90	2,19
Diamantina/INMET	0,07605	0,27577	11,91	2,32
Montes Claros/INMET	0,01280	0,11314	18,42	0,61
UNIMONTES	0,03380	0,18384	19,07	0,96
Aeroporto SBMK	0,75645	0,86974	20,69	4,20
CEPTEC	0,52020	0,72124	18,49	3,90

Como destacado nas tabelas 16, 18 e 20, a menor diferença entre a temperatura da estação e a temperatura do SEBAL foi de apenas 0,16 °C, revelando um coeficiente de variação de 0,61% em 2010. A maior diferença de temperatura ocorreu para a mesma estação, a estação de Montes Claros, sendo 3,56 °C de diferença, implicando em uma variação de 11,38% no ano de 1995.

Desta forma, as variações dos dados de temperatura obtidos pelo modelo SEBAL em relação aos valores de temperatura, obtidos a aproximadamente 1,5 m do solo pelas estações de controle, oscilou de 88,62% a 99,39% de semelhança. Esse fato implica uma eficiência considerável do algoritmo, na estimativa dos parâmetros

necessários para a obtenção da temperatura de superfície, como a emissividade e os índices de vegetação, necessários, por sua vez, para a obtenção da emissividade, tendo em vista que o sensor TM está situado a aproximadamente 705 km da superfície.

Do ponto de vista da modelagem térmica, para o ano de 1985, a bacia apresentou amplitude térmica, para a hora de passagem do TM, de 4,74°C, conforme se nota na Figura 24.

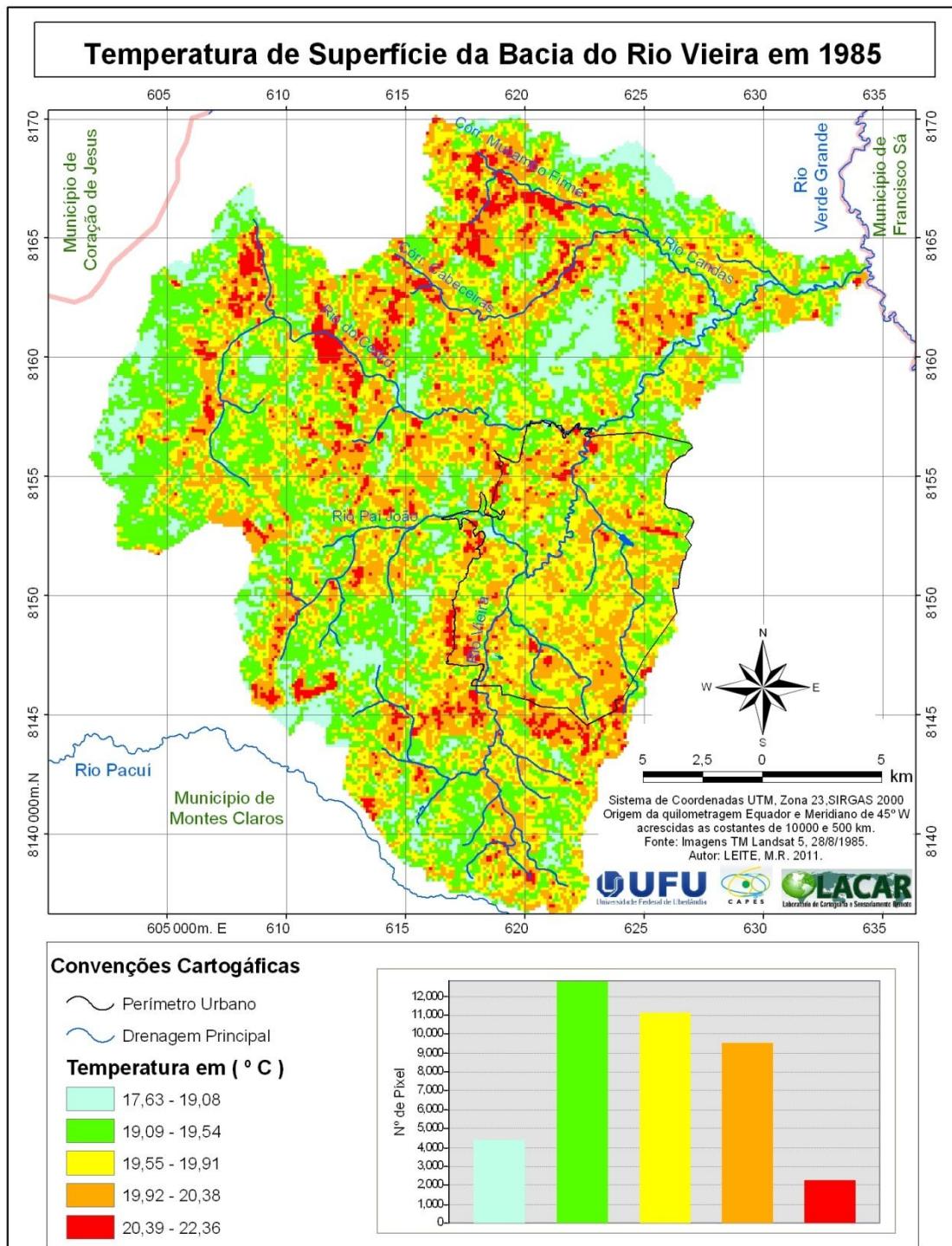


Figura 24 - Temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 1985 às 09h 26min.

Pela análise da Figura 24, percebe-se maior concentração de pixels entre as temperaturas de 19,09 e 20,38°C. A temperatura média da bacia, na hora da passagem do sensor, era de 19,69°C.

Os valores do albedo de superfície do ano de 1985 para a bacia apresentaram uma amplitude de 26,43%, computando a diferença entre a maior e a menor reflectância da superfície. Esses valores podem ser analisados na Figura 25.

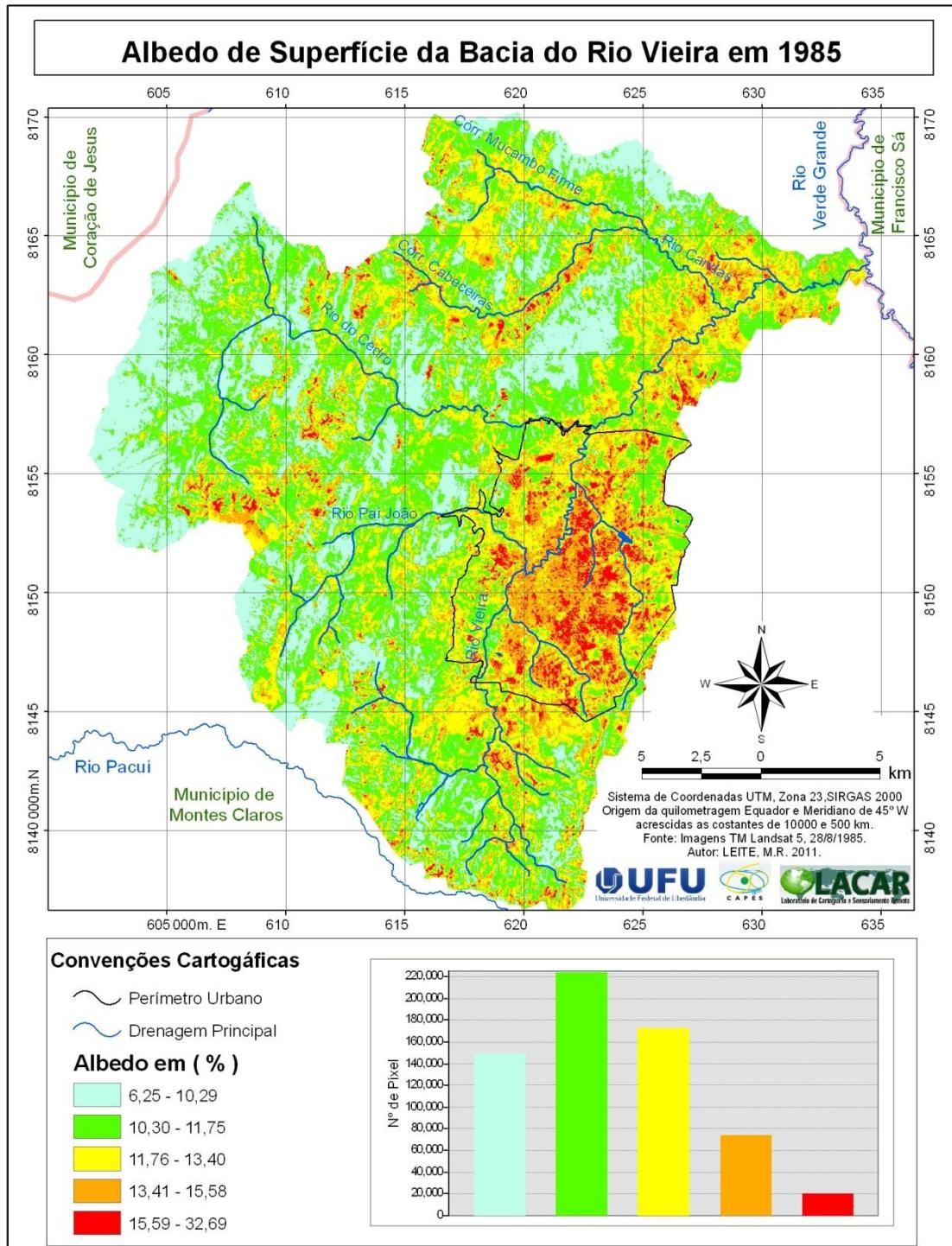


Figura 25 - Albedo de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 1985 às 09h 26mim.

A Figura 25 revela uma maior concentração de pixels cuja reflexão se concentrava entre os intervalos de 6,25 a 13,40%, revelando uma reflectância média das superfícies da bacia, no horário de passagem do TM, de 11,67%.

A modelagem térmica da bacia, para o ano de 1995, revelou uma amplitude no gradiente de temperatura da ordem de 4,04 °C, como destaca a Figura 26.

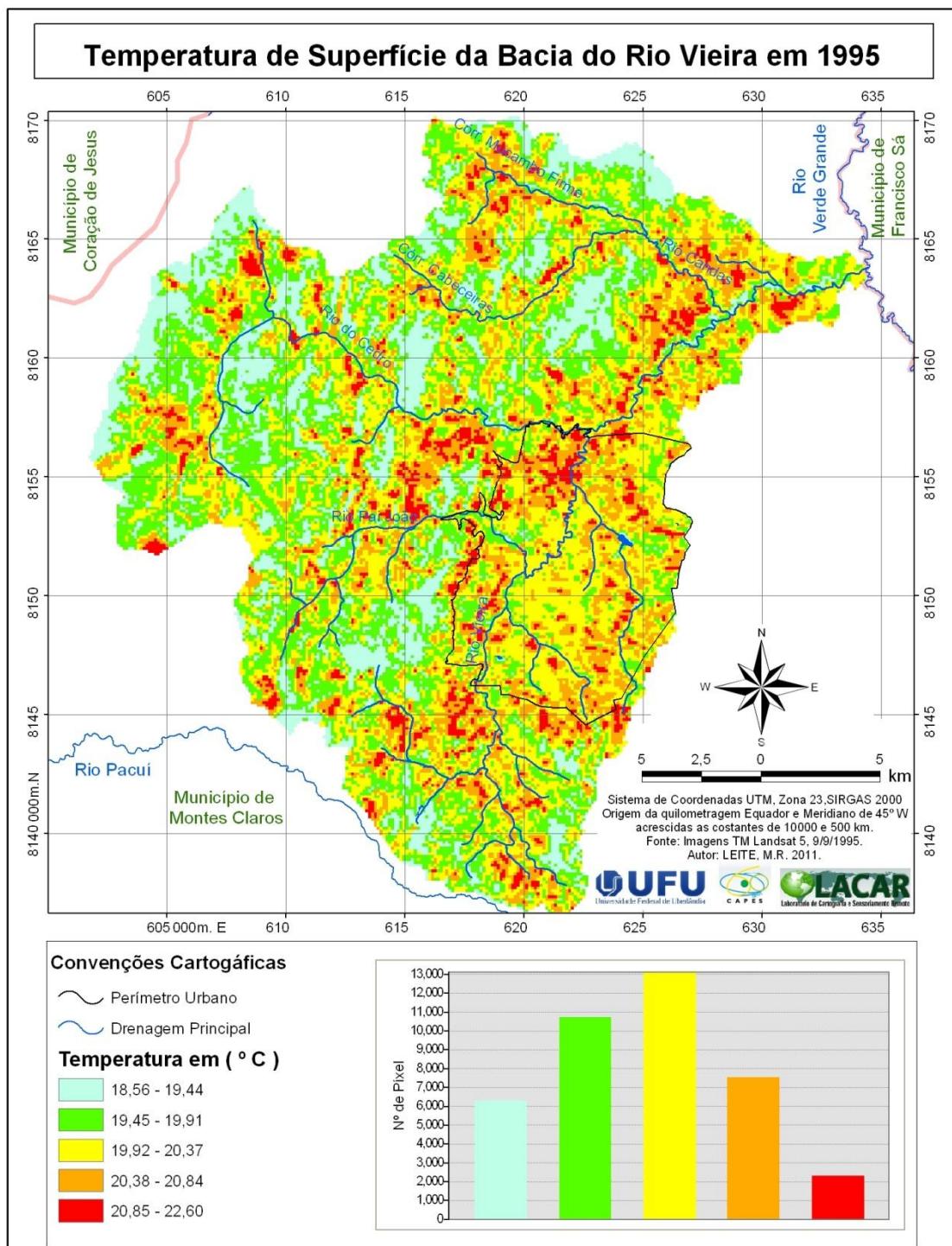


Figura 26 - Temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 1995 às 08h 58mim.

Como destaca a Figura 26, para o ano de 1995, a distribuição dos pixels se concentrou mais nas classes cuja temperatura oscilava entre 18,57 e 20,84 °C, de maneira que a temperatura média para a bacia, na hora de passagem do sensor, era de 20,04 °C.

Para o ano de 1995, o albedo de superfície da bacia revelou uma amplitude entre a reflectância mínima e a máxima de 39,24%, como descreve a Figura 27.

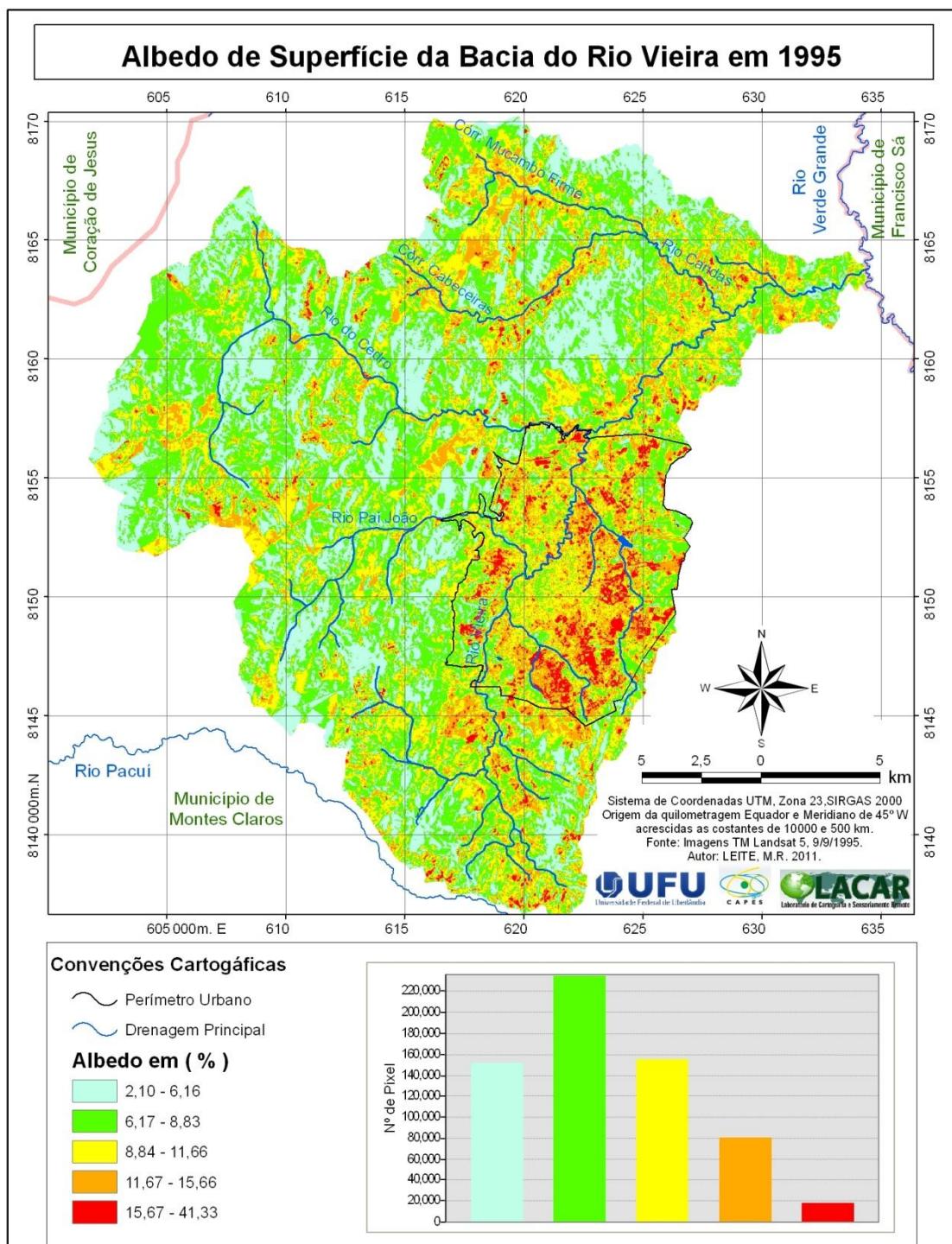


Figura 27 – Albedo de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 1995 às 08h 58mim.

Do ponto de vista da concentração do número de pixels por classe de albedo, a Figura 27 apresenta uma maior concentração para as classes compreendidas entre 2,10 e 11,66%, destacando uma reflexão média de 8,58% para o ano de 1995.

No que diz respeito ao ano de 2010, a bacia apresentou uma amplitude térmica na ordem de 5,72 °C, conforme pode ser avaliado pela interpretação da Figura 28.

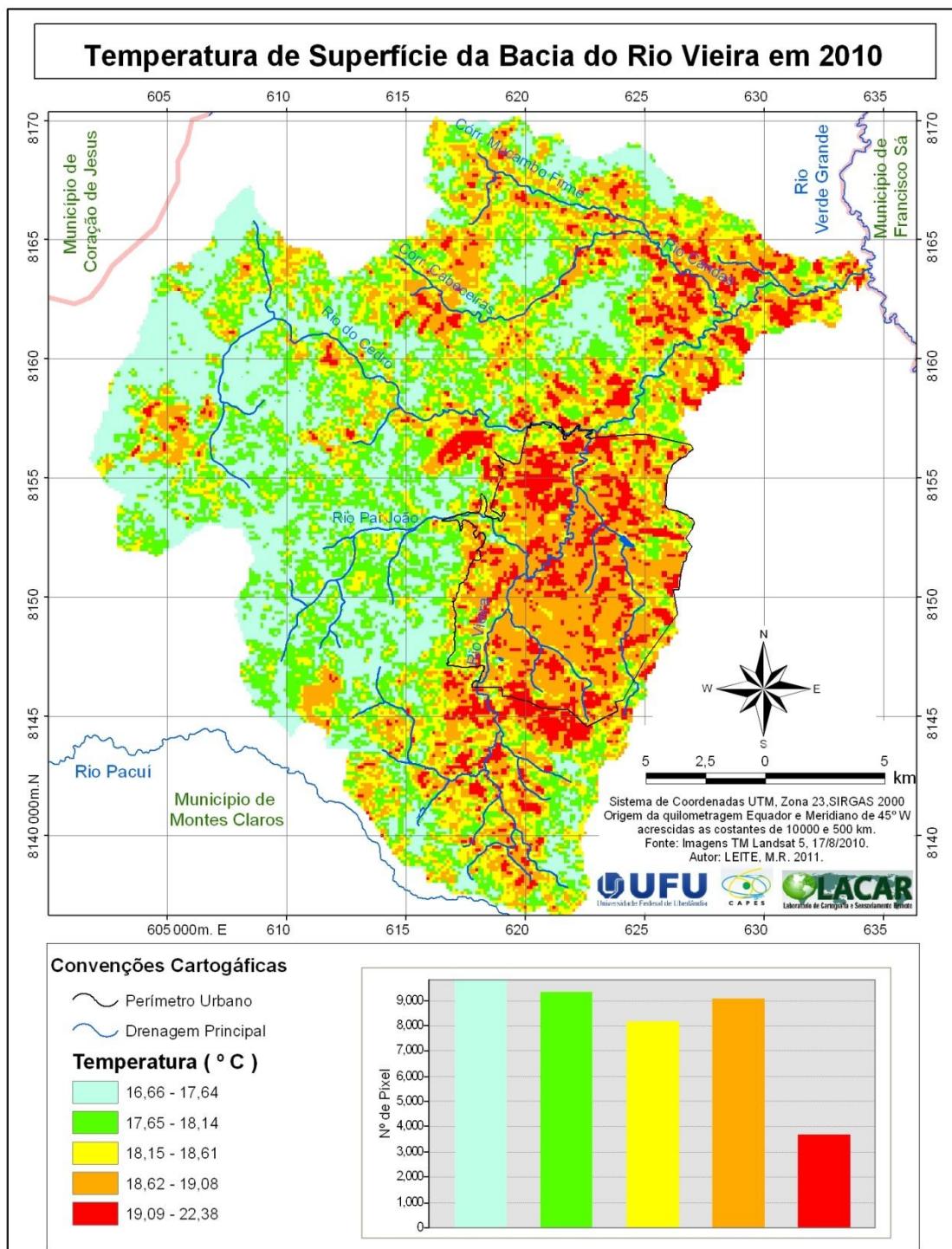


Figura 28 – Temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 2010 às 09h 46mim.

O agrupamento dos pixels, dado pela Figura 28, revela uma maior concentração dos valores de temperatura oscilando entre 16,66 e 19,08 °C, de maneira que a temperatura média para a bacia na presente data e horário era de 18,25°C.

Quanto ao albedo de superfície, no ano de 2010, a diferença entre os valores máximos e mínimos revelaram uma amplitude de 42,52% de reflexão, conforme destaca a Figura 29.

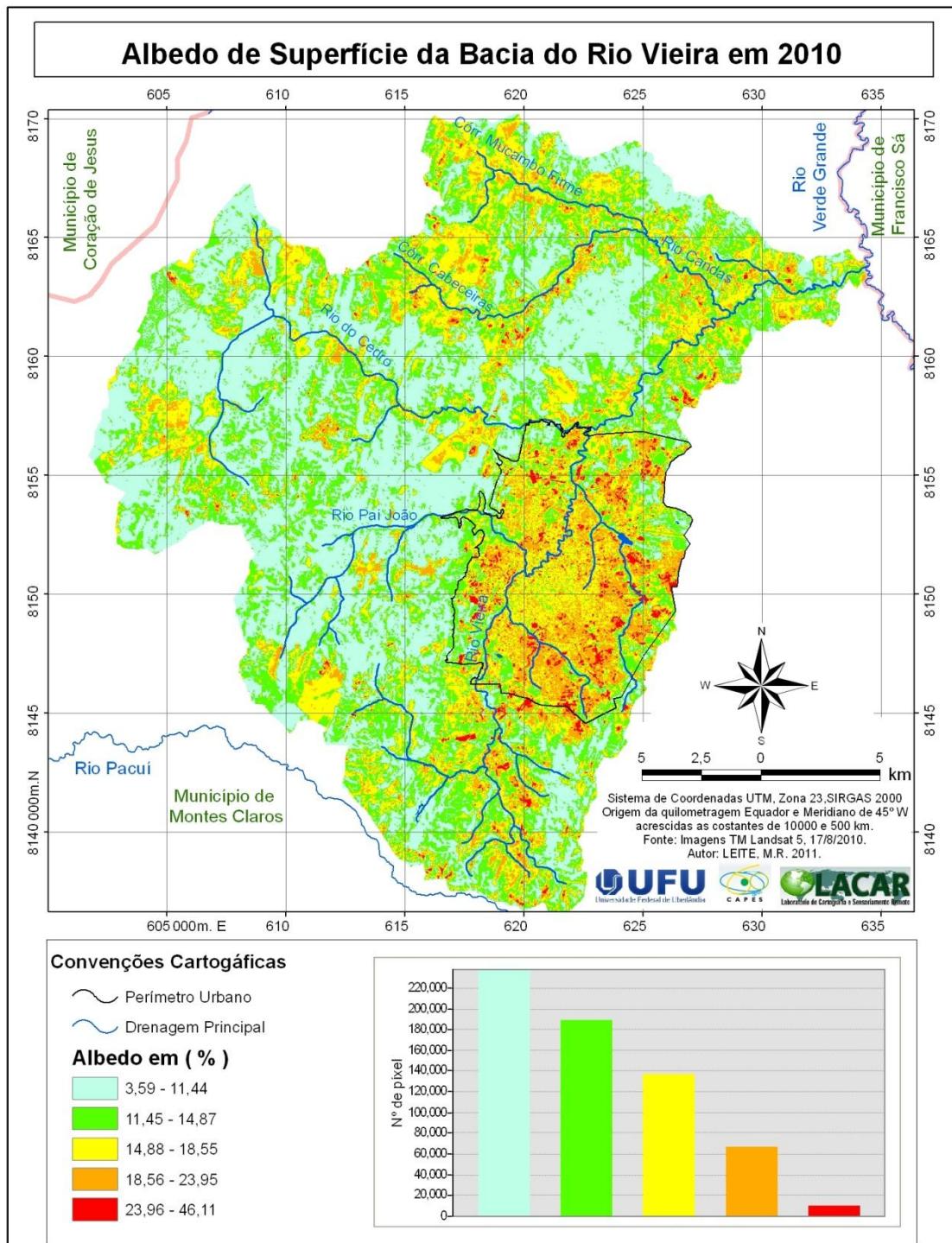


Figura 29 – Albedo de superfície da bacia do Rio Vieira para o ano de 2010 às 09h 46min

A distribuição dos valores do albedo por aglomerado de pixels revela, como destaca a Figura 29, que a maior parte dos valores de reflexão, para a hora mapeada, oscilava entre 3,59 e 23,95%, sendo a média computada era de 13,71% de reflexão.

Como demonstrado nas Figuras 23, 25 e 27, a menor temperatura registrada nos anos e horários considerados ocorreu no ano de 2010, sendo seu valor da ordem de 16,66 °C, e a maior para o ano de 1995 com valor de 22,61 °C. Com efeito, de acordo com as temperaturas médias, o ano de 1995 apresentou as maiores temperaturas seguido pelo ano de 1985 e o ano de 2010 apresentou as temperaturas mais amenas.

No tocante ao albedo da superfície e sua relação com a temperatura de superfície, os valores médios do albedo corroboram os modelos teóricos, tendo em vista que a maior média de reflexão das superfícies da bacia foi registrada para o ano mais frio, considerando os horários mapeados. Já a menor média de reflexão foi registrada para o ano mais quente.

Essa relação inversamente proporcional é justificada porque quanto maior a energia refletida menor a energia absorvida e, consequentemente, menor o grau de agitação médio das moléculas.

No passo seguinte, após determinar as características da temperatura e do albedo para os anos mapeados, nos horários considerados, seguiram-se os procedimentos, de acordo com o item 3.4, para análise da relação entre as características térmicas e os diferentes usos da terra na bacia do Rio Vieira.

3.4 – Relação entre o uso da terra, temperatura e albedo de superfície

As relações entre as características térmicas e os diferentes usos da terra na bacia do Rio Vieira foram analisados com base no modelo de classificação de uso da terra, apresentado no item 2.1, ou seja, foram cruzados os dados de uso da terra e os dados termais da bacia no intuito de estabelecer sua relação.

Desta forma, é importante lembrar que a margem de erro apresentada pelas matrizes de confusão das classificações de uso da terra deve ser considerada para o estabelecimento das relações entre o uso da terra e sua relação com a temperatura e o albedo de superfície, tendo em vista que as áreas de borda dos diferentes usos da terra são difíceis de precisar, utilizando-se o sensor trabalhado. De forma semelhante, os diferentes portes da vegetação também são complicadores na identificação e separação dos diferentes usos, o que pode implicar, por exemplo, em pequenas áreas com padrões

de temperatura e albedo com diferenças significativas, tanto do ponto de vista dos valores de temperatura e albedo quanto nos percentuais de uso da terra.

Deve-se destacar, para finalizar esta breve argumentação, que a comparação entre os valores de temperatura e albedo de superfície teve o ano de 1985 como ponto de origem, e os dados de temperatura e albedo foram obtidos no horário de passagem do sensor pela área de acordo com a tabela 03.

Para o ano de 1985, as áreas de Cerrado somavam 119,50 km², de acordo com o Figura 30. A maior concentração dos pixels, da área classificada como Cerrado e afins, oscilou entre 17,63 e 20,38 °C, cuja maior concentração, aproximadamente, 7900 pixels, isto é, 95,20% da área apresentava valores de temperatura entre 17,63 e 19,91°C.

No que se refere ao albedo da superfície, os valores de reflexão para as áreas de Cerrado ficaram entre 6,26 e 15,58%, com a maior concentração entre 6,26 e 10,29% de reflexão. Gomes (2009) encontrou valores para o albedo de superfície para áreas de cerrado e eucalipto oscilando entre 9 e 13%. Vale salientar que este autor trabalhou com imagens de várias estações do ano nas condições do Município de Santa Rita do Passa Quatro – SP.

A Floresta Tropical Caducifólia (FTC) ocupava 129,80 km² de área, em 1985. A distribuição dos pixels por classe de temperatura se deu de forma relativamente equiparada, como relata o Figura 30, com duas exceções, a classe de temperatura entre 19,09 e 19,54 °C, a qual detém a maior concentração de pixels, e a classe de temperatura entre 20,39 e 22,37 °C, que marca uma pequena porção em área de (FTC) neste intervalo de temperatura. Como destaca o Figura 31, a maior concentração de pixels entre as classes de reflexão para a (FTC) ocorreu entre os intervalos de 6,26 a 11,75%, representando cerca de 95,34% da área de (FTC), restando menos de 5% de área com outras classes de reflexão.

A Floresta Tropical Subcaducifólia (FTS) possuía, em 1985, 18,40 km² de área. Desse montante 86,09% apresentava oscilações de temperatura entre 17,63 e 19,91 °C. No que diz respeito ao albedo de superfície da (FTS), a maior concentração de área apresentou poder de reflexão entre 10,37 e 13,40%.

Do ponto de vista da pastagem, sua área total, em 1985, era de 252,62 km², cuja concentração de área por classe de temperatura, revelada pelo Figura 30, indica aproximadamente 88,35% da área com temperaturas oscilando entre 19,09 e 20,38 °C. Para o albedo da superfície da área de pastagem ocorreu maior concentração de pixels,

no ano de 1985, entre os intervalos de reflexão de 10,30 e 15,58%. De forma que a maior concentração de áreas de pastagem ficou entre 11,76 e 13,40% de reflexão.

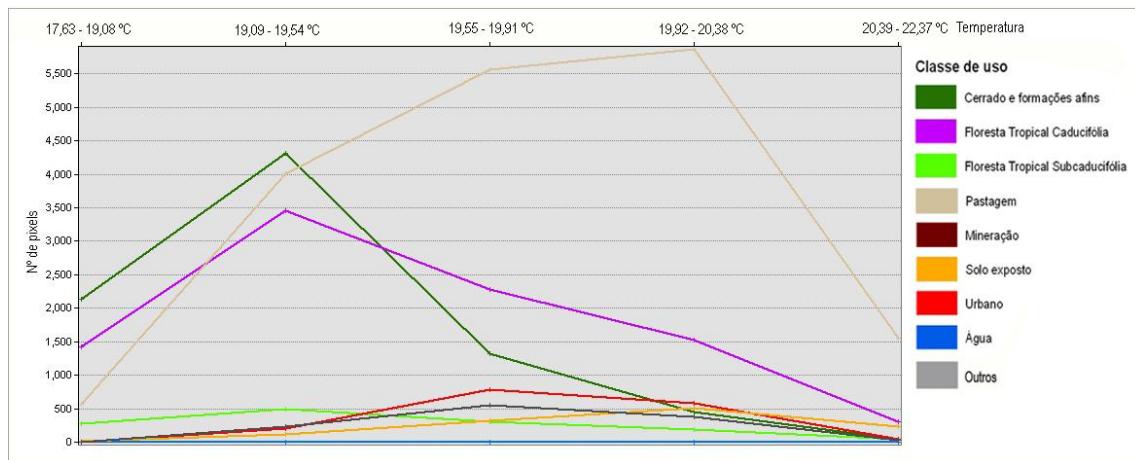


Figura 30 – Sistemas de uso da terra por classe de temperatura na bacia do Rio Vieira/1985 - 09h 26mim

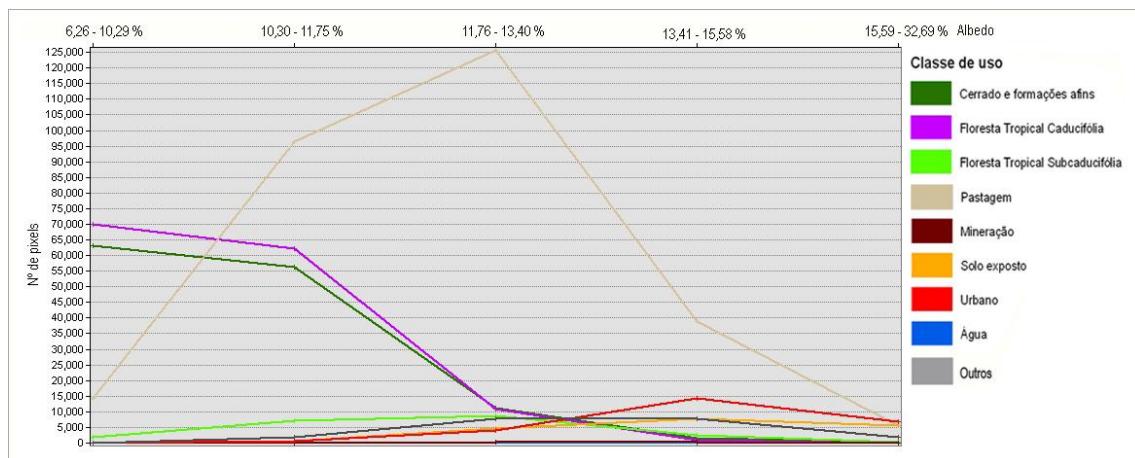


Figura 31 – Sistemas de uso da terra por classe de albedo na bacia do Rio Vieira/1985 - 09h 26mim

As áreas destinadas à extração de calcário para a fabricação de cimento em 1985, classificadas como áreas de mineração, apresentaram valores de temperatura oscilando entre 19,52 e 21,66 °C, com a maior concentração das terras apresentando valores de temperatura entre 20,00 e 20,83 °C.

Quanto ao albedo a mineração apresentou valores entre 8,70 e 17,90% de reflexão, cuja área de maior concentração de pixels apresentou valores entre 11,98 e 14,27%.

As áreas de solo exposto apresentaram, conforme o Figura 30, valores de temperatura entre 19,09 e 22,37°C. Cerca de 68,37% do total da área de solo exposto apresentou classes de temperatura entre 19,55 e 20,38 °C. Quanto ao albedo de

superfície a classe de solo exposto apresentou poder de reflexão concentrado, em sua maior parte, entre 13,41 e 32,69%.

A área urbana edificada da cidade de Montes Claros, no ano de 1985, era de 22,74 km². A distribuição desta área, para o ano considerado, apresentou cerca de 91,82% de sua área, com intervalos de temperatura de 19,55 e 20,38 °C. No que concerne ao albedo da superfície, a área urbana apresentou cerca de 59,37% de pixels, com poder de reflexão entre 13,41 e 32,69%.

No tocante à classe denominada de (Água), esta representa, basicamente, as lagoas e lagos da bacia, tendo em vista que os canais concentrados, em sua maioria, são estreitos de mais para aparecer nas imagens. Desta maneira, a temperatura deste ambiente oscilou, no ano de 1985, entre 18,34 a 19,52 °C, enquanto o poder de reflexão, ou seja, o albedo, apresentou valores da ordem de 6,26 a 10,29%, valores estes bem similares aos encontrados por Menezes (2006) e Gomes (2009).

A classe de uso da terra denominada de outros, como discutido no item 2.1, assemelha-se muito à resposta espectral da classe de pastagem. Desta forma, já era de se esperar a tendência de comportamento, do ponto de vista da temperatura e do albedo, de forma similar à classe de pastagem. Para o ano de 1985, a classe “outros” apresentou a maior concentração de área nas classes de temperatura entre 19,55 e 20,38 °C. Esta semelhança também foi corroborada no agrupamento do maior número de pixel, classificados como “outros”, como destaca o Figura 31, nos intervalos de reflexão de maior ocorrência da área de pastagem, isto é, 11,76 e 13,40%.

Do ano de 1985 para o ano de 1995, ocorreu uma perda de 18,87 km² de área de Cerrado, de forma que para o ano de 1995 a área de Cerrado e afins somava 100,63 km². As classes de uso da terra que avançaram sobre o Cerrado foram: pastagem, urbano, solo exposto, eucalipto e outros, dados os motivos apresentados no item 3.2.

No que se refere às temperaturas da área de Cerrado e afins para o ano de 1995, como descreve o Figura 32, os valores oscilaram entre 18,57 e 20,84 °C. Do total da área de Cerrado, aproximadamente 96% apresentou temperaturas entre 18,57 e 20,37°C. Do ponto de vista quantitativo, ocorreu um aumento em relação ao ano de 1985, entre a menor temperatura e a maior, para a área de Cerrado, da ordem de 0,13 e 0,59 °C, respectivamente.

Difícil dizer se essa variação se deu em função da redução da área de cerrado, tendo em vista que, de forma geral, a bacia do Rio Vieira apresentou valores de temperatura mais elevados para o ano de 1995 em relação ao ano de 1985.

É possível notar, a partir da análise das Figuras 30 e 32, que, das classes de uso da terra responsáveis pela substituição do Cerrado, apenas as áreas de eucalipto e pastagem apresentaram pixels com temperaturas equivalentes ou inferiores a maior tendência de temperatura por área de Cerrado.

Cerca de 97,79%, de acordo com o Figura 32, da área de eucalipto agrupou valores de temperatura entre 18,57 e 19,44 °C. Classe de temperatura, esta, que se encontra ligeiramente inferior à linha de tendência do Cerrado, para o ano de 1995, que é de 19,45 a 19,91 °C.

Os pixels classificados como pastagem e agrupados entre os valores de temperatura de 18,57 e 19,44 °C revelam duas situações: a primeira, de que as áreas de pastagem tenderam a responder ao aumento de temperatura do ambiente, para o horário mapeado, e estavam mais quentes em 1995 do que dez anos antes, no ano de 1985; segunda, que as áreas de Cerrado que foram substituídas pela pastagem tenderam a acompanhar este movimento.

Essa argumentação pode ser comprovada pela seguinte análise: em 1985, como revela o Figura 30, a concentração de pixels entre os valores de temperatura de 17,63 e 19,54 °C era de aproximadamente 4500 pixels, isso era equivalente a 64,80 km² de área, a qual estava distribuída entre duas colunas do eixo das ordenadas. Para o ano de 1995, entretanto, a classe de temperatura compreendida entre os intervalos de 18,57 e 19,44 praticamente abrange todo o intervalo de temperatura, referente ao ano de 1985, porém, com apenas 400 pixels, ou 5,76 km² de área. Ou seja, as áreas de pastagem para o ano de 1995 tenderam a temperaturas mais elevadas do que dez anos antes.

A expansão urbana mais as áreas de solo exposto contribuíram para a substituição das áreas de Cerrado. A área urbana de forma direta, isto é, ocorreu retirada de Cerrado para a implantação de área urbana, ou pelo menos para a abertura de ruas e avenidas futuras. A área de solo exposto substituiu o Cerrado de forma indireta, como resultado do desmatamento acarretado pela implantação de pastos ou de equipamentos urbanos.

Do ponto de vista térmico, as duas áreas apresentaram concentrações de pixels acima da tendência do Cerrado, como descreve o Figura 32, de forma que a substituição do Cerrado por estas classes de uso da terra implicaram em concentrações de áreas com temperatura mais elevadas, no horário e no ano mapeado.

A classe “outros” tendeu, no horário mapeado, ao comportamento térmico da área de maior concentração da pastagem, apresentando, também, temperaturas mais elevadas do que a maioria da área de Cerrado.

É possível dividir as classes que substituíram o cerrado em três tipos: densamente arborizada (eucalipto), pouco arborizada (pastagem, outros) e não arborizada (solo exposto, área urbana edificada). Desses usos da terra, apenas a área densamente arborizada apresentou valores de temperatura, por área significativa, inferior ou igual a da antiga cobertura, enquanto as demais tenderam, no horário mapeado, a temperaturas mais elevadas.

No que se refere à área de (FTC), do ano de 1985 para o ano de 1995, a mesma apresentou aumento de 20,66 km² de área, por motivos explicitados no tópico 3.1. Do ponto de vista da temperatura, o ano de 1985 apresentou valores mínimos e máximos entre 18,33 e 22,37 °C, enquanto que para o ano de 1995 estes valores foram de 18,50 e 22,60 °C. De forma que a temperatura média da área de (FTC) para o ano de 1985 era de 19,58 °C e para o ano de 1995 era de 19,91 °C. Com efeito, para o ano de 1995, 82,31% das terras cobertas por (FTC) apresentaram temperaturas oscilando entre 18,57 e 20,37 °C, fato que revela uma tendência das áreas de (FTC) acompanharem a linha das menores temperaturas, já que o ano de 1995 apresentou valores mais elevados de temperatura para o ambiente analisado, e a área de floresta tendeu as temperaturas mais amenas do Figura 32.

As áreas de (FTS) apresentaram aumento de 0,68 km², do ano de 1985 para o ano de 1995. De forma semelhante a (FTC) a (FTS) tendeu as menores temperaturas, já que 93,91% de sua área apresentou temperaturas entre 18,57 e 20,37 °C, restando apenas 6,09% de área com as temperaturas mais elevadas.

É importante relatar que a área de pasto da bacia do Rio Vieira apresentou redução de 26,99 km², muito em função da recuperação das áreas de (FTC) e, principalmente, em função do aumento das classes urbanas e de solo exposto, as quais somadas foram responsáveis por 67,36% da redução da área de pastagem. Do ponto de vista da temperatura, os valores mínimos e máximos, entre os anos de 1985 e 1995, apresentaram uma diferença de 0,25 °C para a mínima e de 0,01 °C para a máxima.

É preciso observar, contudo, que para o ano de 1995, para o horário mapeado, a área de pastagem, como explicita o Figura 32, apresentou uma concentração maior de pixels, cerca de 11400 ou 72,12% da área, para ser mais exato, entre intervalos de temperatura de 19,92 e 22,61 °C, fato que justificou uma temperatura média para este

ambiente em 1995, de 20,22 °C, representando um aumento de 0,36 °C para a temperatura média do ano de 1985. Essa análise, contudo, não permite inferir se a elevação da temperatura deste ambiente ocorreu em função da redução de sua área, tendo em vista que o ano em questão apresentou temperaturas mais elevadas em relação aos demais anos mapeados.

É possível inferir, de acordo com esses dados, uma tendência deste sistema de uso da terra em responder, mais rapidamente, a alterações térmicas do ambiente. Isto é, como o ano de 1995 apresentou, no horário mapeado, temperaturas mais elevadas para a bacia, a área de pastagem respondeu, com cerca de 95,09% de sua área, a este aumento de temperatura.

Essa análise, por sua vez, nos permite fazer outra inferência: se este ambiente tende a responder a mudanças rápidas de temperatura, possivelmente, no período noturno, quando ocorre fluxo de calor do solo para as camadas atmosféricas mais próximas da superfície, esta área tende a perder a energia térmica armazenada durante o fotoperíodo e, consequentemente, resfriar-se no período noturno. Isso comparado com sistemas de uso da terra que apresentam um padrão mais estável de liberação de energia térmica para o meio, como as áreas vegetadas, por exemplo.

No que tange à classe de uso urbano e à classe de solo exposto, é possível identificar uma relação entre aumento da área e uma padronização dos intervalos de temperatura. No exemplo das áreas urbanas 88,75%, para o ano de 1985, apresentava temperaturas entre 19,55 e 20,38 °C. No ano de 1995, ocorreu um aumento da ordem de 15,97 km², isto é, um aumento de 70,23% de área. Os intervalos de temperatura, todavia, ficaram entre 19,92 e 20,84 °C, representando 85,56% da área urbana, para o ano de 1995. Ou seja, embora o aumento, em área superficial, tenha sido considerável a concentração dos intervalos de temperatura apresentou elevação de apenas 0,37 e 0,46 °C, respectivamente, indicando muito mais a resposta ao aumento de temperatura do ano mapeado em relação ao seu antecessor do que um aumento de temperatura em função da expansão da área urbana.

A mesma análise cabe às áreas classificadas como solo exposto, isto é, embora o aumento, em área superficial, do Figura 32 para o Figura 31, tenha sido significativo para a classe de uso da terra, os intervalos de temperatura foram muito semelhantes.

Do ponto de vista do albedo de superfície das classes de uso da terra do ano de 1995 em relação ao ano de 1985, alguns usos indicam comportamento semelhante, como o caso das áreas de Cerrado e (FTC) que tendem apresentar áreas com poder de

reflexão entre 6 e 14,5%, como indica as Figuras 31, 33 e 35. Destaque, também, para as áreas de eucalipto e (FTS), as quais, do ponto de vista da reflexão, apresentaram semelhanças entre si e entre os intervalos dos anos mapeados, destacando um padrão de reflexão entre 6,17 e 14,80% de reflexão.

As áreas de pastagem, para os anos de 1985 e 1995, indicaram uma relação de reflexão compreendida entre intervalos de 6,16 e 16%. Já as terras cujo uso indicava urbano e solo em exposição apresentaram padrões de reflexão, conforme as Figuras 31, 33 e 35 indicam.

É importante lembrar que a resposta do albedo depende e sofre influência de fatores variados, como o tipo e a característica da superfície, a ocorrência de ventos fortes, a presença de áreas irrigadas, etc. Contudo, para os anos de 1985 e 1995, a resposta do albedo indicou mais de 70% das áreas urbanas e de solo em exposição, com os intervalos de reflexão supramencionados.

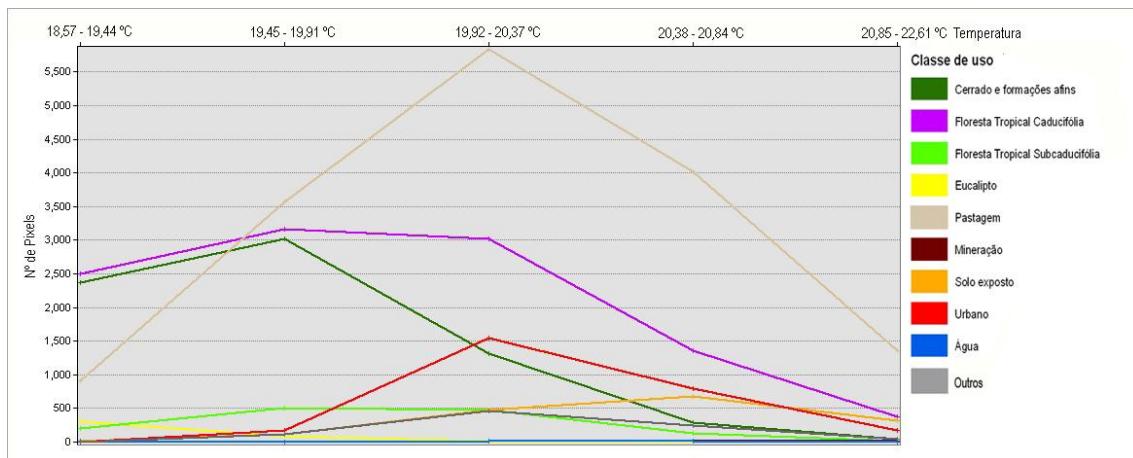


Figura 32 – sistemas de uso da terra por classe de temperatura na bacia do Rio Vieira/1995 - 08h58min

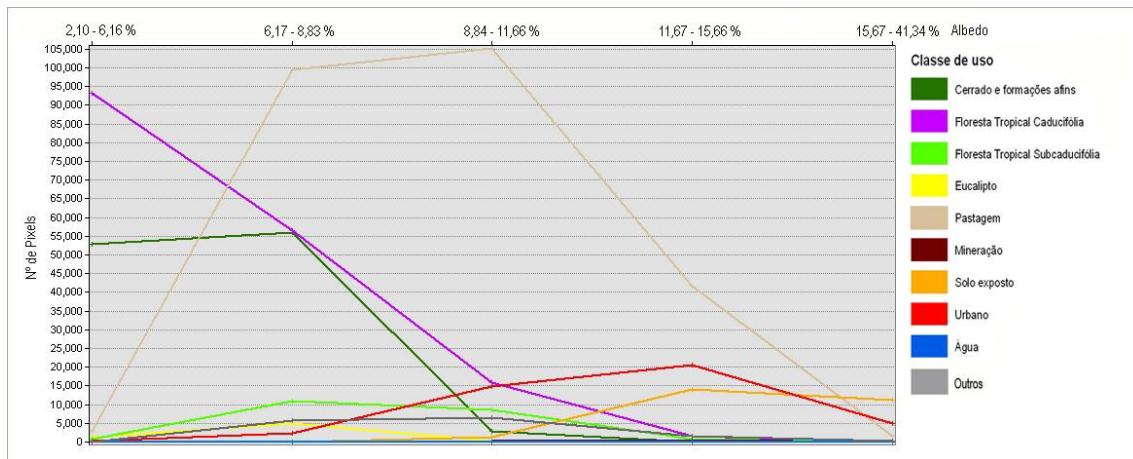


Figura 33 – sistemas de uso da terra por classe de albedo na bacia do Rio Vieira/1995 - 08h58min

O ano de 2010 apresentou as temperaturas mais amenas. Com efeito, do ano de 1995 para o ano de 2010, a diferença da temperatura mínima aponta uma queda de 1,91°C para a mínima e de 0,23 °C para a máxima. Já para o ano de 1985, esta diferença marca uma queda 0,97 °C para a mínima e um aumento de 0,01 °C para máxima.

Um ponto a ser mencionado diz respeito à cobertura vegetal do ano de 2010. Para esse ano foi verificado um acréscimo nas áreas vegetadas da bacia do Rio Vieira em relação ao ano de 1985 de 9,47%, ou 54,79 km² de área. Para o ano de 1995 foi identificado um aumento de 8,99%, isto é, 52,01 km² de áreas vegetadas. Esse aumento das áreas vegetadas ficou basicamente por conta das áreas de Cerrado, (FTC), (FTS) que juntas representavam 55,71% das terras da bacia.

Do ponto de vista da relação entre uso da terra e temperatura de superfície, o Figura 34 sanciona a argumentação anterior de que as áreas de cerrado, (FTC) e (FTS) tendem as menores temperaturas. Como exemplo, pode-se citar o fato de que 86,71% das áreas destes usos da terra apresentaram temperaturas entre 16,66 e 18,61 °C, ou seja, acompanhando os padrões das menores temperaturas para o ano de 2010.

Outro ponto que merece ser destacado nesta análise é o fato de que a bacia apresentou dois domínios bem marcados, como indicado no início do tópico 3.2, um de ocupação natural, o qual compreende as classes de vegetação natural e água da bacia, e as áreas de ocupação humana de uso intenso.

Do ponto de vista da temperatura, esses ambientes também podem ser agrupados nestes dois domínios, tendo em vista que pela análise do Figura 34 percebe-se nitidamente que os padrões de uso da terra como Cerrado, (FTC), (FTS) e as áreas de eucalipto tendem a se movimentar no sentido das menores temperaturas. De outro modo, as áreas de pastagem, solo exposto, outros e urbano movimentaram-se, nos anos e horários mapeados, no sentido das temperaturas mais elevadas dos gráficos.

A representação em área das ditas classes antrópicas, cujas classes de temperatura oscilavam entre 18,15 e 22,38 °C era de 89,72%, com exceção da área de eucalipto, a qual embora seja de uso antrópico apresentou tendências semelhantes às áreas de vegetação natural, principalmente quando comparadas com as áreas de (FTS).

É fundamental lembrar que as linhas de tendências das classes de uso da terra mencionadas aqui se referem ao horário mapeado, já que, como anteriormente mencionado, as áreas de pastagem apresentaram resposta rápida a alterações nos padrões térmicos do ambiente e, possivelmente, durante o período noturno quando a

radiação solar cessa essas áreas tendem a se tornar mais frias que as áreas vegetadas, dada a dinâmica de liberação de energia acumulada durante o fotoperíodo.



Figura 34 – sistemas de uso da terra por classe de temperatura na bacia do Rio Vieira/2010 - 09h46min

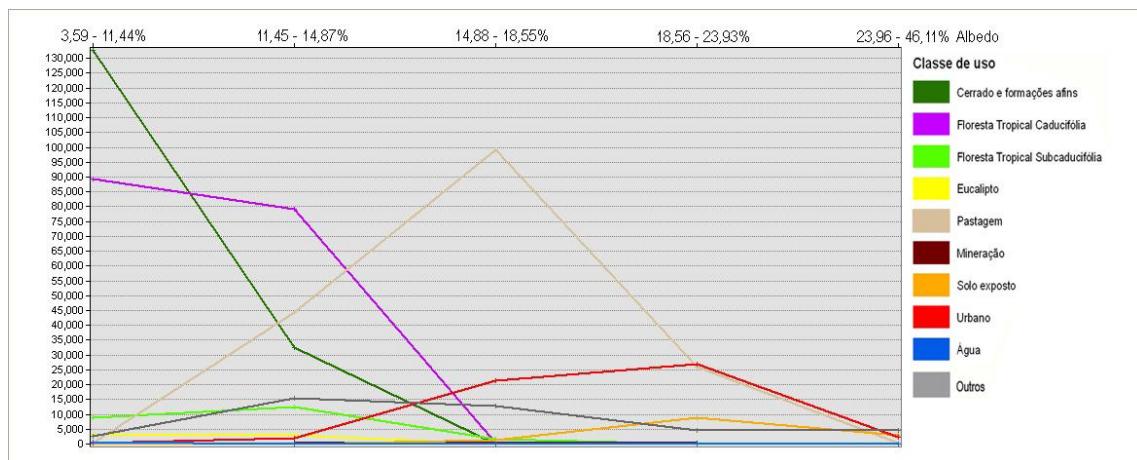


Figura 35 – sistemas de uso da terra por classe de albedo na bacia do Rio Vieira/2010 - 09h46min

Sobre o albedo de superfície o Figura 35 contribui para a validação da argumentação das linhas de tendência de reflexão, nos horários mapeados, sobretudo no caso das áreas de Cerrado e (FTC) em que basicamente não ocorre reflexão, nestas áreas, acima de 14,89% em todos os anos mapeados. De forma semelhante os eucaliptais também apresentaram coerência, entre os intervalos de reflexão e os anos mapeados mantendo sua oscilação entre 3,59 e 14,87%. Resultado parecido com os da (FTS) marcando um padrão de reflexão destes sistemas de uso da terra para os horários compreendidos entre 8h 58mim e 9h 46mim.

As pastagens apresentaram oscilações de reflexão entre 2,26 a 32,69% entre os anos mapeados. Dentre esses intervalos de reflexão, ao longo de todos os anos

mapeados, conforme as Figuras 31, 33 e 35, os intervalos de maior concentração de pixels deste sistema de uso da terra foram de 6,26 a 15,58% de reflexão.

Os sistemas de uso urbano e de solo exposto também mantiveram uma semelhança entre os intervalos de reflexão ao longo dos anos, como destaca a Figura 35 em relação as Figuras 31 e 33.

A classe de uso da terra denominada de outros tendeu a responder, entre os anos mapeados, aos intervalos de temperatura da área de pastagem, tanto no que diz respeito à temperatura de superfície quanto ao seu poder de reflexão.

De forma direta, pode se perceber duas linhas te tendência: uma referente às áreas de Cerrado, (FTC), (FTS) e de eucalipto, tendendo sempre a concentrar, em maior proporção, suas áreas nos intervalos de temperaturas mais amenos. E as áreas de Pastagem, Mineração, Solo Exposto, Urbano e Outros, concentrando, ao longo dos anos mapeados, áreas em intervalos de temperatura mais elevados.

Do ponto de vista analítico, ocorreu aumento de temperatura, com exceção das áreas plantadas de eucalipto. Nos casos em que a vegetação natural foi substituída por espaços antrópicos e, de forma contrária, ocorreu diminuição dos valores de temperatura no passo em que as áreas antropizadas foram substituídas pela vegetação natural recuperada.

A exemplo dessa realidade cabe analisar as áreas recuperadas dentro do limite do Parque Estadual da Lapa Grande entre os anos de 1985 a 2010, cuja área vegetada se recuperou e, consequentemente, os intervalos de temperatura tenderam aos menores intervalos ao longo de sua recuperação.

Outro exemplo remete a expansão da área urbana que no ano de 2010 praticamente não apresenta intervalos de temperatura menores que 18 °C, exceto para as poucas áreas vegetadas e as áreas de reservatórios.

Diante desses resultados, pode se avaliar que ocorreu uma movimentação dinâmica entre o uso da terra e a temperatura e o albedo de superfície da bacia do Rio Vieira, nos anos e horários mapeados. No contexto geral, quando a ocupação dos ambientes se deu de forma antrópica, as temperaturas tenderam a elevar-se, com exceção das áreas de eucalipto, que ao contrário tendeu a temperaturas mais amenas que espaços naturais nativos, como as áreas de Cerrado por exemplo.

É importante frisar que os eucaliptais da bacia encontram-se locados sobre superfícies tabulares reelaboradas, as quais funcionam como importantes unidades de recarga hídrica para os rios da bacia. Desta forma, as temperaturas mais amenas nestas

áreas estão ligadas à presença de água na vegetação que implicou na elevação dos valores de emissividade de superfície, contribuindo, por sua vez, para a diminuição da temperatura nesses ambientes. Fato que não deixa de indicar uma alteração no ambiente, tendo em vista que naturalmente essas áreas eram cobertas pelo Cerrado e que no período de inverno não apresenta a mesma disponibilidade hídrica em seus espécimes. Como consequência, as lagoas e lagos, bem como os córregos e rios, das proximidades desse ambiente possivelmente estão submetidos a dinâmicas diferentes das naturais.

Capítulo 4 - Considerações finais

As possibilidades de mapeamentos foram, indubitavelmente, fomentadas pelos produtos e técnicas de sensoriamento remoto orbital. Corroborando essa argumentação, considera-se a área da bacia do Rio Vieira cujo valor é da ordem de 578,31 km², uma área relativamente grande, considerando técnicas convencionais de mapeamento, e uma área relativamente pequena, considerando o aparato tecnológico disponibilizado pelos dispositivos imagiadores do planeta.

A posição geográfica, da bacia em questão, enfatiza ainda mais a importância do sensoriamento remoto nos modelos de monitoramento e gestão dos ambientes naturais e antrópicos, haja vista a possibilidade de discriminação de diferentes formações vegetais numa área caracterizada pela complexidade de diferenciação de tipos florestais. Principalmente, considerando o fato de que os indicadores de eficiência do mapeamento da cobertura vegetal natural, do presente trabalho, apontaram valores da ordem de 0,86 e 0,84 de confiabilidade, destacando uma relação de custo benefício altamente favorável ao sensoriamento remoto orbital.

Do ponto de vista operacional, o tempo de execução da metodologia descrita no tópico 2.1, desde a aquisição dos produtos orbitais até a validação dos mapeamentos, foi relativamente curto. Fato que merece destaque, sobretudo, porque permitiu a elaboração de uma vasta gama de informações temporais da bacia do Rio Vieira. Como exemplo, pode-se citar a inversão dos tipos de uso apresentado na Figura 23 cujos valores revelam uma recuperação de 54,79 km² de vegetação natural em 25 anos.

Com efeito, a diferença entre os domínios naturais e antrópicos da bacia em 1985 era de 43,33 km² a mais de áreas antrópicas. Já para o ano de 2010, essa diferença era de 67,25 km² a mais de áreas naturais. Destaque deve ser dado para as áreas de Cerrado, como destacado na Tabela 12, em que 32,30% foram recuperados, em relação ao ano de 1985. Para as áreas de florestas, ocorreu um aumento percentual de 30,95% de área em relação ao ano de 1985.

Como resultado da recuperação das áreas vegetadas, ocorreu uma redução da ordem de 39,98% da área de pastagem e de 8,12% de solo exposto em relação aos dados de 1985. A redução da área de pastagem destaca, de forma implícita, a saída da população das áreas rurais, tanto das áreas da bacia como de outras áreas da região do Norte de Minas, propiciada pela grande atração populacional, ocorrida por volta da década de 1970, para a cidade de Montes Claros.

Resultado esse que afetou o espaço físico urbano deste município, culminando num aumento percentual da ordem de 92,99% da área edificada em relação ao ano de 1985. É possível observar ainda que essa área tende a expandir ainda mais, haja vista que a classe de uso denominada de outros apresentou uma redução da ordem de 28,51% para o ano de 1995, basicamente em função da expansão da área urbana edificada. Já para o ano de 2010, essa classe de uso da terra apresentou um aumento da ordem de 143,01%, revelando espaços prontos para receber edificações urbanas e dar sequência ao movimento expansionista da cidade.

Do ponto de vista do mapeamento termal, o coeficiente de variação apontou uma correlação entre os dados de temperatura obtidos pelo modelo SEBAL e os dados de temperatura do ar, medidos a aproximadamente 1,5m do solo, variando de 0,61 e 11,38% e uma correlação geral em $r^2 = 0,961$. Essa validação se mostrou altamente eficiente, tendo em vista que os dados do TM Landsat 5 são coletados a uma altitude de 705 km altura.

A validação estatística permite concluir que a estimativa da emissividade infravermelha obtida pelo presente algoritmo satisfez a necessidade de obtenção da modelagem térmica da bacia do Rio Vieira a partir dos canais espectrais do sensor TM Landsat 5. Desta forma, recomenda-se o algoritmo SEBAL para estudos que busquem analisar a espacialização dos dados de temperatura de superfície. Tendo em vista que a temperatura dos alvos da superfície é de grande valia para a compreensão de vários fenômenos climáticos.

No que diz respeito à relação estabelecida entre os dados de temperatura e albedo de superfície entre os anos e horários mapeados, a resposta do ambiente, quando da substituição da vegetação natural, implicou em elevação dos valores de temperatura de superfície. De forma contrária, quando da recuperação das áreas vegetadas a superfície tendeu, no horário mapeado, a temperaturas mais amenas dos gráficos.

Deve se destacar que a presente pesquisa não objetivou obter resposta para essa relação, contudo pode se especular que a presença da vegetação natural implica em maior umidade da superfície e até mesmo a diferença do dossel da vegetação, imposta pelos diferentes portes da mesma, pode acarretar alterações nos dados de sensoriamento remoto.

Desta forma, é importante que estudos posteriores analisem o comportamento sazonal da emissividade de superfície em relação a diferentes épocas do ano, e aos diferentes dados de sensores remotos em relação à presença de diferentes usos da terra.

Tendo em vista a necessidade de apontar conclusões concretas para a relação entre heterogeneidade e umidade da superfície e sua relação entre a temperatura e o albedo da mesma, tendo em vista a possibilidade de informações relativo ao comportamento térmico dos usos da terra para uma maior e melhor gerencia dos ambientes naturais e humanos da superfície terrestre.

Referências

- AB'SABER A. N.. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA Sandra Batista da. GUERRA, Antonio José Teixeira. (org.). **Geomorfologia do Brasil**– 2º ed. – Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.
- ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.122, 97–106 p., 1996.
- ALLEN, R. G., TASUMI, M. AND TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) **Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 97 p., 2002.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 395-406 p., 2007b.
- ÁLVARES, J. M. Panorama Geral do Sensoriamento Remoto Orbital no Mundo e suas Aplicações, Belo Horizonte, 2002. iv 39 f., **Monografia** (Especialização) – Universidade Federal de Minas – Instituto de Geociências, 2003.
- ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology. 2 ed., San Diego, California, USA, **Academic Press**, 2001.
- ATAIDE, K. R. DA P. Determinação do saldo de radiação em superfície com produtos do sensor MODIS. **Anais**, XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p.5569-5577.
- AYOADE. J. O. O clima e a agricultura. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 6º edição. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil. 2001. p. 261 – 285.
- BARROS, K. DE O., Índice de Aridez como Indicador da Susceptibilidade à Desertificação na Mesorregião Norte de Minas, 2010. **Monografia**. Belo Horizonte. Universidade Federal de Minas Gerais. 89p.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 237p., 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, **Den Haag, the Netherlands**. 272 p.,1998.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; CHANDRAPALA, L. Water balance variability accross Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**. V. 58 p.171-192, 2003.

BEYER, H. G., HENNING, H. M., LUTHER, J., SCHREITMULER, K. R. The monthly average daily time pattern of beam radiation. **Solar Energy**, 47 (5):347-353, 1991.

BEZERRA, B. G. Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL. Campina Grande, 2006. 127p. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**. – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, UFCG, 2006.

BRITO, J. L. S.; Estimativa da Temperatura do Dossel da Floresta Amazônica Utilizando Dados do Sensor SMMR do Satélite Nimbus-7. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto**. INPE, Brasil. 1993.

BRITO, J. L. B. adequação das potencialidades do uso da terra na bacia do Ribeirão Bom Jardim no Triângulo Mineiro (MG): ensaio de geoprocessamento. In LIMA, S. do C.; SANTOS, R. J. (org.) **Gestão ambiental da Bacia do Araguari**: rumo ao desenvolvimento sustentável. Uberlândia: Instituto de geografia, CNPQ, 2004. 221p. p.45-68.

CÂMARA, G. MEDEIROS, J. S. Princípios básicos em geoprocessamento. In: Assad. Eduardo Delgado. /Org./ **Sistema de informações geográficas. Aplicações na agricultura** editado por Eduardo Delgado Assad; Edson Eyji Sano – 2. ed., ver. E ampl. – Brasília: EMBRAPA/SPI / EMBRAPA – CPAC, 1998. 434 p. ISBN 85-7383-045-x

CAMPBELL, J.B. **Introduction to remote sensing**. New York, The Guilford Press, 1987. 551p.

CARVALHO, L. M. T. de. Mapeamento da flora nativa e das florestas de produção do Estado de Minas Gerais: procedimentos metodológicos e resultados parciais In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 12., 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p. 4029 - 4026.

CHAVEZ, P.S., JR. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote Sensing of Environment** 24:459-479.

CHEN, H. S.; **Space remote Sensing Systems**: an introduction Orlando Academic Press, inc., 1985, 269 p.

COLBY, J. D. Topographic normalization in rugged terrain. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**. v.57, n. 5, p.531-537, 1991.

CONGALTON, R. G.; GREEN, K. **Assessing the accuracy of remotely sensed data: principles and practices**. New York: Lewis Publishers, 1998. 137 p.

CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2002. **Projeto São Francisco: Caracterização Hidrogeológica da Micro Região de Montes Claros**. Angélica G. Soares, Eduardo J.M. Simões, Ely S. de Oliveira, Haroldo S. Viana – Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM, 2002.

CRIST, E. P. E R. C. CICONE. 1984. A physically-based transformation of Thematic Mapper data – the TM tasseled-cap. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. GE22, 256-263.

DER/MG, Departamento de Estradas de Rodagem de Minas Gerais. **Mapa Rodoviário**, disponível em: www.der.mg.gov.br/, acessado em: 21/02/2011.

DOMINGUEZ J.M.L. 1993. As Coberturas do Cráton do São Francisco: Uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.), *O Cráton do São Francisco. SBGSGM-CNPq*. Edição Especial, 137-159.

DUFFIE, J.A., BECKMAN, W.A., 1980. Solar Engineering of Thermal Process, **1st ed. John Wiley and Sons, NY**.

EFEITO estufa e a convenção sobre mudança do clima. [Brasília, DF]: Ministério da Ciência e Tecnologia: BNDES, 1999. 38 p.

ENVI 4.7., Decision Tree Classification:**Tutorial**, 2010. p.7

GALVÍNCIO, J.D., DANTAS, L.G., FERNANDES, J.G., SILVA, J.B., MOURA, M.S.B. & MACHADO, C. (2009). 2005, ‘Análise da temperatura do ar e da superfície no sítio Boa Felicidade Tema 2- Expansão e democratização das novas tecnologias em Geografia Física: aplicações emergentes 12 em São José do Sabugi – PB no semi-árido do Brasil’, **Revista de Geografia**, vol. 26, no. 2, pp. 124-141

GLERIANI, J. M., ANTUNES. M. A. H., EPIPHANIO J. C. N. COEFICIENTES DA TRANSFORMAÇÃO ESPECTRAL TASSELED CAP PARA UMA CENA COM PREDOMÍNIO DE LATOSSOLO ROXO In:: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR) 05-10 abril 2003, Belo Horizonte. **Anais** , INPE,p. 101-107.

GOMES, H.B.; Balanço de Radiação e energia em Áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais. Universidade Federal de Campina Grande, 2009. **Tese de doutorado em Meteorologia**, p.108.

GOODY, M. WALKER, J.C.G. **Atmosferas Planetárias**. Edgard Blucher, São Paulo, 1975.

GUAQUAN, D., ZHANGZHI, LI. The apparent emissivity of vegetation canopies. **International Journal of Remote Sensing**, 14(1): 183-188p., 1992.

HARTMANN, D. L. Global physical climatology. 1 ed. San Diego, California, **Academic Press.**, 1994.

HAFEEZ, M.M., CHEMIM, Y., GIESEN, V. DE, BOURMAN, B.A.M. “Field evapotranspiration estimation in Central Luzon, Philippines, using differents sensor: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster”.In: **Symposium on Geospatial Thoery, Processing and Applications**, Ottawa, May, 2002.

Heymann, Y. **Corine land cover technical guide**. Colaboração de Chris Steenmans, Guy Croisille e Michel Bossard. Luxembourg: European Commission, 1994. 136 p

HUETE, A.R., A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing Environ.** 1988, p. 295 – 309.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index – SAVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 25, 295–309 p., 1988.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo 2010**, disponível em: <http://www.ibge.gov.br>, acessado em: 21/02/2011.

IBGE. **Manual técnico de uso da terra**. Manuais técnicos em geociências, Rio de Janeiro, 2006. ISSN 0103-9598. 91 p.

IQBAL, M. An introduction to solar radiation. New York: **Academic Press**. 1983. 212p.

LEITÃO, M. M. V. B. R. Balanço de Radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: campina, campinara na e mata densa. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia** - São Jose dos Campos, SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. 135p., 1994.

LEITE, M.E. Década de 70: A imigração e o caos urbano e Montes Claros. **Iniciação a história**, Montes Claros. V.2, n.1, p.130-141, jul.2003.

_____ Geoprocessamento aplicado ao estudo do espaço urbano; o caso de Montes Claros. Uberlândia, 2006. 177f. **Dissertação de Mestrado em Geografia** – Universidade Federal de Uberlândia- UFU – Instituto de Geografia, 2006.

_____ Geotecnologias Aplicadas ao Mapeamento do Uso do Solo Urbano e da Dinâmica de Favela em Cidade Média: O Caso de Montes Claros. Uberlândia, 2011. **Tese de Doutorado em Geografia** – Universidade Federal de Uberlândia-UFU- Instituto de Geografia, 2011.

LEITE, M. R.; BRITO, J.L.S. . Mapeamento Morfoestrutural e Morfoescultural na Região do Cerrado no Norte de Minas Gerais. Anais: Seminário sobre paisagens do Pantanal e Cerrado, 2010, Campo Grande.

LEMON, E. R. Energy Conversion and Water Use Efficiency in Plants. **In: Plant Environment and Efficient Water Use**. American Meteorological Society, Madson, 1965.

LOPES, P. M. O., RIZZI, R., VALERIANO, D. DE M.; Modelagem da emissividade da superfície terrestre em regiões montanhosas a partir de dados do sensor Modis. **Anais**, XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 2797-2804.

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

MARTÍNEZ. M.I. Estratigrafia e Tectônica do Grupo Bambuí no Norte do Estado de Minas Gerais. **Dissertação de Mestrado em Geologia.** UFMG/Belo Horizonte 2007. p. 122.

MENEZES, S. J. M. da Costa. Evapotranspiração regional utilizando o SEBAL em condições de relevo montanhoso. Universidade Federal de Viçosa. **Dissertação de mestrado em engenharia agrícola.** Viçosa, 2006. p.84.

MINNIS, P., MAYOR, S., SMITH J.R., W. L., YOUNG, D. F. Asymmetry in the diurnal variation of surface albedo. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing.** 35(4):879-891, 1997.

MOBLEY, C. D.; Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters. San Diego Academic Press. 1994.

MOREIRA , A. DE A. SOARES, V. P. GLERIANI, J. M. RIBEIRO, C. A. A. S. Utilização de algoritmos de classificação para o mapeamento do uso e cobertura da terra na bacia hidrográfica do ribeirão São Bartolomeu, Viçosa-MG, a partir de uma imagem do sensor Ikonos II. Disponível:http://www.geo.ufv.br/simpósio/simpósio/trabalhos/trabalhos_completos/eixo1/001.pdf. Acessado: 29/10/2011.

MOREIRA, E. B. M., GALVÍNCIO, J. D. Análise multitemporal da ilha de calor urbana na cidade do Recife, através de imagens do Landsat TM-5. **Anais, XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25 – 30 Abril 2009, INPE, p. 1441 – 1448.

MORENO, C. S. Observações sobre a evolução socioeconômica do Norte de Minas no período 1990-2000. **Monografia de graduação.** Universidade Estadual de Montes Claros - Unimontes : Montes Claros, 2003.

NIMER, E. BRANDÃO, A. M.P. M, 1989. **Balanço Hídrico e Clima da região do Cerrado.** Rio de Janeiro, IBGE, 1989.

NIMER, E., **Climatologia do Brasil.** Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 1989. RJ; 421 p.

NOVO, E.M.L. de M.: **Sensoriamento Remoto; Princípios e Aplicações.** 3^a ed., São Paulo: Edgard Blucher LTDA, 2008.

PEREIRA A. B. VRISMAN A. L. GALVANI E. Estimativa da Radiação Solar Global Diária em Função do Potencial de Energia Solar na Superfície do Solo. **Scientia Agricola**, v.59, n.2, p.211-216, abr/jun. 2002

PMMC, Prefeitura Municipal de Montes Claros,. **Coletânea de Informações sobre o Município de Montes Claros, 2006.** Disponível em: <http://www.pmmc.br>, acessado em 01/09/2007.

ROSA, R. **Introdução ao sensoriamento remoto**, 5^a ed. Uberlândia: UFU, 2003.

SALISBURY, J.W.; D'ARIA, D.M. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. **Remote Sensing of Environment**, v. 42, p. 83-106, 1992.

SANTO, M. M. DO E. Conservation Policy Impacts in Tropical Dry Forest: Regional and Spatially Focused Analyses Given Other Social and Natural Drivers Of Land Use. universidade Duke do Canadá / Universidade Estadual de Montes Claros. 2010.

SANTOS, M.; SILVEIRA, M. L. **O Brasil: território e sociedade no início do século XXI.** 6. ed. Rio de Janeiro: Record, 2004. 473 p.

SANTOS, T. A. G. dos. Atualização de Cartografia Temática com Imagens de Satélite. Universidade Técnica de Lisboa/Instituto Superior Técnico. **Dissertação de Mestrado em Sistema de Informação Geográfica.** Lisboa, 2003. P. 193.

SATYAMURTY, V. V., LAHIRI, P. K. Estimation of symmetric and asymmetric hourly global and diffuse radiation from daily values. **Solar Energy**. 48(1):7- 14, 1992. Silva, J. A. X. da. A pesquisa ambiental no Brasil: uma visão crítica. **Cadernos de Geociências**, Rio de Janeiro: IBGE, n. 14, p. 15-27, abr./jun. 1995.

SELLERS, W. D. **Physical Climatology**, University of Chicago Press, Chicago, 1965. 272pp.

SONG, J. Diurnal asymmetry in surface albedo. **Agricultural and Forest Meteorology**. 92(3):181-189, 1998.

SOUZA, J. D. Modelo físico-matemático de correção atmosférica para imagens TM – Landsat 5 e MODIS-Terra/Aqua. **Tese de doutorado em meteorologia.** Departamento de Ciências Atmosféricas. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 200p., 2008.

SCOLFORO, J. R. S; CARVALHO, L. M. T. **Mapeamento e inventário da flora nativa e dos reflorestamentos de Minas Gerais.** Lavras: Editora UFLA, 2006. 288 p.

SMITH, J.A.; LIN, T.L.; RANSON, K. The lambertian assumption and Landsat data. . **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**. v.46, n.9, p1183-1189, 1980.

TASUMI, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. **PhD thesis**, Dept. Biological and Agricultural Engineering, University of Idaho. Idaho, 2003.

TEZA, C.T.V. BAPTISTA, G.M. DE M. Identificação do fenômeno ilhas urbanas de calor por meio de dados ASTER on demand 08 – Kinetic Temperature (III): metrópoles brasileiras. Anais XII SBSR, Goiânia, Brasil, 16 – 21 abril 2005, INPE, p. 3911 – 3918.

TUBELIS, A. E NASCIMENTO, F.J.L. do. **Meteorologia Descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras** / Antônio Tubelis, Fernando José Lino do Nascimento. – São Paulo: Nobel, 1980. p. - 374.

VALADÃO R.C. 1998. Evolução de longo-termo da relevo do Brasil Oriental (desnudação-superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais). Salvador, **Tese de Doutoramento**, IGC-UFBA, 243p

VALOR, E.; CASELLES, V. Mapping land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American Areas. **Remote Sensing of Environment**, v. 57, p.167-184, 1996.

VAN DE GRIEND, A. A.; OWE, M. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, v.14, p.1119-1131, 1993.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital 2 – Recife, 2006.

VIANELLO, R. L. & ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, UFV, Impr. Univ.1991. 449p.

WELIGEPOLAGE, K. Estimation of spatial and temporal distribution of evapotranspiration bay satellite remote sensing – A case study in Hupselse Beek, The Netherlands, p.114, 2005.

WENG, Q. DENGSHENG, L. SCHUBRING, J. Estimation of land surface temperature–vegetation abundance relationship for urban heat island studies. **Remote Sensing of Environment**, v.66, n.23,p.467–483, 2004.

WENG, Q. & QUATTROCHI, D.A. Thermal remote sensing of urban areas: An introduction to the special issue. **Remote Sensing of Environment**, p.104, 119–122, 2006.