



Universidade de Brasília – **UnB**

Instituto de Geociências – **IG**

Marcus Vinicius Souza

**CARACTERIZAÇÃO DO REGOLITO LATERÍTICO DO PLANALTO
CENTRAL (DF) POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO
MULTIESPECTRAL/HIPERESPECTRAL E DADOS GEOQUÍMICOS**

Dissertação de Mestrado

Área de concentração: Geologia Regional.

Brasília, 15 de agosto de 2019

FICHA CATALOGRÁFICA:

SOUZA, Marcus Vinicius

Caracterização do Regolito Laterítico do Planalto Central (DF) por meio de Sensoriamento Remoto Multiespectral/Hiperespectral e dados geoquímicos.

Marcus Vinicius Souza; Orientação: PhD Adriana Maria Coimbra Horbe – Brasília, 2019.

80p.

Dissertação de Mestrado nº 447 – Universidade de Brasília/Instituto de Geociências, 2019.

1. Regolito; 2. Distrito Federal (DF); 3. Intemperismo; 4. Sensoriamento Remoto.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA:

SOUZA, M. V., Caracterização do Regolito Laterítico do Planalto Central (DF) por meio de Sensoriamento Remoto Multiespectral/Hiperespectral e dados geoquímicos. 2019. 80p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília – Distrito Federal.

CESSÃO DE DIREITOS:

NOME DO AUTOR: Marcus Vinicius Souza.

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: Caracterização do Regolito Laterítico do Planalto Central (DF) por meio de Sensoriamento Remoto Multiespectral/Hiperespectral e dados geoquímicos

GRAU: Mestre ANO: 2019

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva-se a outros direitos de publicação e nenhuma parte desta dissertação pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Marcus Vinicius Souza

marcusv.geologia@gmail.com

MARCUS VINICIUS SOUZA

Caracterização do Regolito Laterítico do Planalto Central (DF) por meio de Sensoriamento Remoto Multiespectral/Hiperespectral e dados geoquímicos

Dissertação de mestrado apresentada ao programa de pós-graduação em geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Geologia na área de concentração Geologia Regional.

15 de agosto de 2019

Prof^ª. Dr^ª. Adriana Maria Coimbra Horbe (Presidente – UnB)

Prof^ª. Dr^ª. Suzan Waleska Pequeno Rodrigues (UnB)

Prof. Dr. Lenio Soares Galvão (INPE)

DEDICATÓRIA

“O homem vem do pó, o pó vem das rochas. Algumas rochas vêm do pó, então somos todos filhos de rochas.”

Às rochas e a minha mãe, Ivanete de Souza Alves, pelo incentivo infinito e pelo apoio incondicional em minhas decisões, me permitindo realizar sonhos!

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas instituições envolvidas nesta pesquisa: FAP-DF (Fundação de apoio à pesquisa do Distrito Federal), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Exército Brasileiro (Ministério da Defesa) e a Universidade de Brasília (UnB) pelo apoio no desenvolvimento da pesquisa e realização desta dissertação.

À Prof.^a Dr.^a Adriana Maria Coimbra Horbe pela paciência, sugestões, incentivo e confiança no desenvolvimento do estudo.

Aos professores do Instituto de Geociências (IG) que contribuíram de alguma forma durante a pesquisa, em especial ao Prof. Dr. Gustavo Macedo de Mello Baptista e a Prof.^a Dr.^a Edi Mendes Guimarães. Aos funcionários do IG, especialmente os do CPD e do Laboratório de Difração de raio-x.

Aos colegas da geociências, MSc. Ricardo Guimarães Paiva, MSc. Matheus Denezine, MSc. Henrique Lopes, MSc. Rafael Grudka, MSc. Rodrigo Tokuta, MSc. Sanclever Peixoto, MSc. Gabriela Fazio, Caroline Freitas, Gabriel Domingos, Gustavo Rosa, Palloma Amorim, Ana Flávia Pádua, Tayla, Paula Carvalho, Luísa, Éder, Juliana, Joice, Luana, Fernando, Felipe Paiva e demais pelas discussões sobre o tema da pesquisa, companheirismo e solidariedade em momentos de extrema necessidade onde necessitei de um ombro amigo.

Aos colaboradores da CPRM, Alberto, Juliana, Adelaide, Maria Angélica, Edgar, Maurício e demais pelas campanhas de campo em conjunto.

Aos meus familiares e amigos que foram empáticos em momentos de ausência, em especial, à minha mãe Ivanete de Souza Alves, meus irmãos Matheus Oliveira e Caroline Souza, minhas tias Janete Soares, Ivanilde Souza e Ivete Soares, minha avó Santa Pereira e aos meus amigos pelo carinho e preocupação que tiveram comigo.

Aos que não foram citados, mas que participaram direta ou indiretamente na conclusão deste trabalho.

Muito obrigado!

RESUMO

O mapeamento da cobertura superficial é essencial para estudos sobre o meio físico e o entendimento da fisiografia externa da Terra. O estudo do regolito é importante devido seus predicados ambientais e econômicos. O intemperismo é um dos processos atuantes na formação da paisagem, o perfil intempérico completo é dividido da base para o topo em rochamãe, saprolito, mosqueado, crosta laterítica e solo. A posição do perfil no espaço e sua relação com fatores geológicos, geomorfológicos e climáticos define quais destes horizontes estarão presentes. Isto é, se ele será completo ou truncado.

O intemperismo é dito laterítico quando há formação de crostas lateríticas em caráter regional, como é o caso do planalto central brasileiro, que expõe uma grande variação textural e mineralógica de formações lateríticas. Este trabalho visou cartografar preditivamente as crostas lateríticas e seus produtos de dismantelamento por meio de análise espacial envolvendo processamento de dados multi e hiperespectrais dos sensores OLI e *Hyperion*, respectivamente, aliados a dados altimétricos de SRTM.

A acurácia do mapeamento digital foi determinada por trabalho de campo, difração de raio x, geoquímica de rocha total, modelos matemáticos e extração de assinaturas espectrorradiométricas que possibilitaram predizer uma boa potencialidade destes sensores na discriminação deste tipo de alvo, apresentando índices de concordância entre 69% a 44% de acerto e correlações espectrais entre os pontos preditos digitalmente e a verdade de campo acima de 0,7.

O mapa do regolito possibilita maior refinamento das cartografias existentes e pode ser um grande aliado na definição de projetos que envolvam a prospecção de bens minerais, energéticos, hídricos e de insulmos para a construção civil.

Palavras-chave: Intemperismo; Regolito; Sensoriamento Remoto; Crostas Lateríticas; Planalto Central do Brasil.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Influência dos diferentes agentes na formação do regolito e o intemperismo no ciclo das rochas conforme Scott e Pain (2009).
- Figura 2:** Comparações de terminologias utilizadas para um perfil laterítico. Anand e Paine, 2002.
- Figura 3:** Principais depósitos de níquel laterítico e bauxita e sua relação com clima (González-Alvarez, 2016)
- Figura 4:** Assinatura espectral com base no banco de dados do serviço geológico americano USGS (*United States Geological Survey*) da caulinita, muscovita, hematita e goethita.
- Figura 5:** Mapa de localização da área de estudo.
- Figura 6:** Recomposição litoestratigráfica da área de estudo. Os cavalgamentos provocam inversões estratigráficas (Freitas e Campos, 1999).
- Figura 7:** Modelo digital de elevação SRTM com indicação da área de estudo.
- Figura 8:** Modelo de evolução da paisagem proposta por Embrapa (2004).
- Figura 9:** Série 1963-1990 com a média de precipitação por mês (Baptista, 1998).
- Figura 10:** Mapa pedológico do DF conforme Embrapa (2004).
- Figura 11:** Fluxograma de trabalhos utilizado neste estudo.
- Figura 12:** Mapa geológico simplificado. Seção A-B ver figura 17. Modificado de Lacerda Filho et al (1999).
- Figura 13:** Mapa geomorfológico simplificado. Modificado de Martins e Baptista (1999); Lacerda et al (1999); Latubresse e Carvalho (2006).
- Figura 14:** Mapa pedológico simplificado. Modificado de EMBRAPA (1978); Lacerda et al (1999); Latubresse e Carvalho (2006).
- Figura 15:** Fluxograma do processamento multiespectral realizado.
- Figura 16:** Fluxograma do processamento hiperespectral realizado
- Figura 17:** Principais perfis lateríticos da região estudada segundo o tipo de rocha mãe. Na seção A-B (ver figura 12) disposição das unidades geológicas segundo o domínio geomorfológico.
- Figura 18:** Aspectos macroscópicos das crostas lateríticas e suas relações com o relevo: (A) Blocos de crostas lateríticas pisolíticas do Grupo Bambuí; (B) Estrutura colunar das crostas lateríticas do Grupo Canastra preenchidas por material desmantelado; (C) Crostas pisolíticas do Grupo Canastra; (D) Perfil laterítico do Grupo Canastra; (E) Perfil laterítico do Grupo Paranoá; (F) Relevo fortemente ondulado representando as superfícies de escarpamento; (G) Relevo

suavemente ondulado representado as superfícies de dissecações; (H) Relevo suave a plano representando as superfícies de platô; (I) Crosta laterítica com fragmentos de filitos do Grupo Canastra; (J) Horizonte mosqueado do Grupo Bambuí; (K) Crostas maciças do Grupo Paranoá; e (L) Crosta pisolíticas com grãos de quartzos centimétricos.

Figura 19: (A) Composição centesimal das crostas selecionadas para detalhe (ver tabela 6); (B) Relação $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ das crostas lateríticas e grau de lateritização conforme (Schellmann, 1983; Bourman e Ollier, 2002).

Figura 20: (A) Difractogramas; (B) Biblioteca espectral construída a partir das amostras selecionadas (ver tabela 6); (C) Assinatura espectral da caulinita e muscovita; e (D) Assinatura espectral da goethita e da hematita.

Figura 21: (A) Difractogramas; (B) Biblioteca espectral construída a partir das amostras selecionadas (ver tabela 6); (C) Assinatura espectral da caulinita e muscovita; e (D) Assinatura espectral da goethita e da hematita.

Figura 22: (A) Modelo digital de elevação com sobreposição dos pixels com alta probabilidade (em preto) de conterem afloramentos de crostas lateríticas; (B) Mapa preditivo (ver Fig. 21) em perspectiva 3D.

Figura 23: Análise espectral. (A) Espectros dos pontos indicados na imagem em cor real; (B) Assinatura espectral extraída em laboratório; (C) *Endmembers* da biblioteca espectral da *USGS*, da amostra de laboratório, extraída na imagem *Hyperion* e reamostrada para o sensor *OLI* com remoção do contínuo; (D) Correlação entre os valores de reflectância entre os espectros da amostra com as da cena *OLI*.

Figura 24: Resultado do processamento hiperespectral. (A) Imagem *CIR*; (B) Distribuição dos pixels puros; (C) *Rules images* referentes ao ponto 2; (D) *Rules images* referentes ao ponto 4; (E) *Rules images* referentes ao ponto 6. O valor de “erro” representa o valor de ajuste entre o ângulo do espectro de referência e o espectro do pixel aferido em radianos.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Divisão do espectro eletromagnético (Meneses e Almeida, 2012).

Tabela 2: Características dos sistemas sensores utilizados neste estudo. Modificado de Ducart (2016).

Tabela 3: Procedimento para quantificação dos minerais presentes nas crostas lateríticas

Tabela 4: Razões de banda para identificação de alvos (Ducart et al., 2016) e seus respectivos valores de corte para construção da máscara binária.

Tabela 5: Valores de classificação gerados pela equação 1.

Tabela 6: Composição química dos elementos maiores e LOI nas crostas lateríticas.

Tabela 7: Matriz de confusão. Número de amostras por classe utilizados para cálculo da exatidão global, índice kappa e índice tau. As colunas representam o número de pontos classificados na imagem enquanto os valores nas linhas os observados em campo.

Tabela 8: Quantificação dos pixels classificados na cena *OLI*.

Tabela 9: Correlação entre os valores de reflectância do pixel da imagem *OLI* com a assinatura espectral de laboratório reamostrados para o *OLI*.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1. FERRAMENTAS PARA ESTUDO DOS LATERITOS.....	16
1.2. OBEJTIVOS.....	19
2. ÁREA DE ESTUDO.....	21
2.1. GEOLOGIA.....	21
2.2. GEOMORFOLOGIA.....	23
2.3. CLIMA.....	25
2.4. PEDOLOGIA.....	25
2.5. VEGETAÇÃO.....	26
2.6. HIDROGRAFIA.....	27
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	29
3.1.SISTEMAS SENSORES.....	30
3.2.SOFTWARES.....	32
3.3.CONSTRUÇÃO DO MAPA PREDITIVO REGIONAL.....	32
3.4.RECONHECIMENTO DE CAMPO.....	33
3.5.ANÁLISE MINERALÓGICA E QUÍMICA.....	34
3.6.CONSTRUÇÃO DO MAPA PREDITIVO LOCAL.....	34
3.7.VALIDAÇÃO.....	35
4. ARTIGO.....	38
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	65
6. BIBLIOGRAFIA.....	68
7. ANEXO.....	75

1. INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO:

Parte da superfície terrestre, especialmente as regiões tropicais, estão recobertas por regolitos espessos (Tardy e Roquin, 1998). Entende-se por regolito toda a camada superficial da terra que inclui os horizontes e perfis de alteração, sedimentos e solos formados pelo intemperismo, erosão, transporte e deposição. Sua espessura varia de alguns centímetros a centenas de metros, pode abrigar depósitos minerais, é a fonte da água do planeta, seres humanos constroem e plantam nesta camada. Segundo Scott e Pain (2009) o regolito é estruturado conforme sua distribuição espacial em função da geologia, geomorfologia, rocha parental e domínios climáticos em um sistema interativo entre a litosfera, hidrosfera, biosfera e atmosfera (Fig. 1).

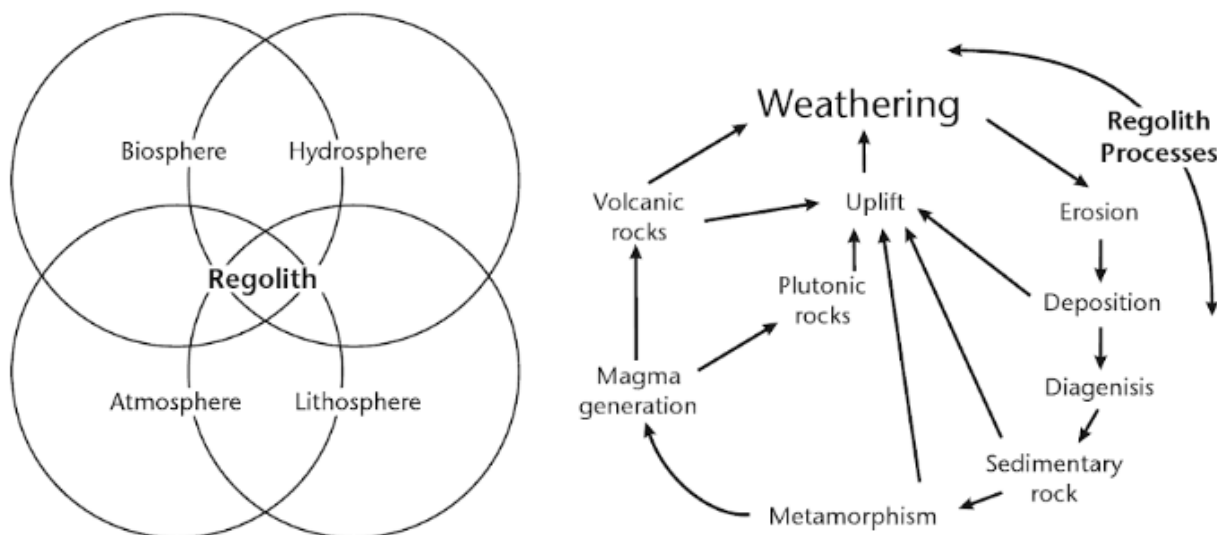


Figura 1: Influência dos diferentes agentes na formação do regolito e o intemperismo no ciclo das rochas conforme Scott e Pain (2009).

O estudo do regolito abrange os processos supergênicos, pedológicos, geomorfológicos e contribuí para o melhor entendimento do meio físico e das formações superficiais com aplicação direta na cartografia geológica e prospecção mineral. Diz-se que o regolito é laterítico quando é possível a observação em larga escala de formações lateríticas que constituem o perfil laterítico típico composto por rocha-mãe, saprólito, horizonte mosqueado/argiloso, crosta laterítica (ou laterito) e solo. A lateritização é um dos importantes processos envolvidos na formação do regolito, no enriquecimento supergênico

e na formação da paisagem que ocorre desde o Proterozóico até a atualidade, em vários eventos distintos, resultante da diferenciação textural, estrutural, mineral e química em virtude do intemperismo tropical e paleotropical de rochas expostas à interação atmosfera-hidrosfera. Os perfis lateríticos ou lateritos ocorrem em várias regiões da Terra, expostos ou soterrados, em regiões continentais ou mesmo marinhas e oceânicas, que embora formados desde o Proterozóico, concentram-se majoritariamente, no Cenozóico, nas atuais zonas intertropicais (Costa, 2008).

A evolução e aprofundamento do perfil laterítico depende do tipo de rocha, tempo de exposição, clima e rede de drenagem bem desenvolvida, o que implica em agradação e degradação das crostas (Beauvais 1999; Anand e Paine 2002). Neste processo há decomposição de grande parte dos minerais primários, formação de novos minerais, lixiviação de elementos químicos mais solúveis e/ou concentração dos minerais resistentes e dos elementos menos solúveis (Freysinet et al., 2005). Os lateritos são estruturados em horizontes que recebem diferentes denominações segundo vários autores e estão sumarizadas na Fig. 2 (Walther, 1915; Millot, 1964; Ollier e Galloway, 1990; Nahon e Tardy, 1992; Aleva 1994; Anand e Butt, 1988; Anand et al., 1989 e Eggleton, 2001).

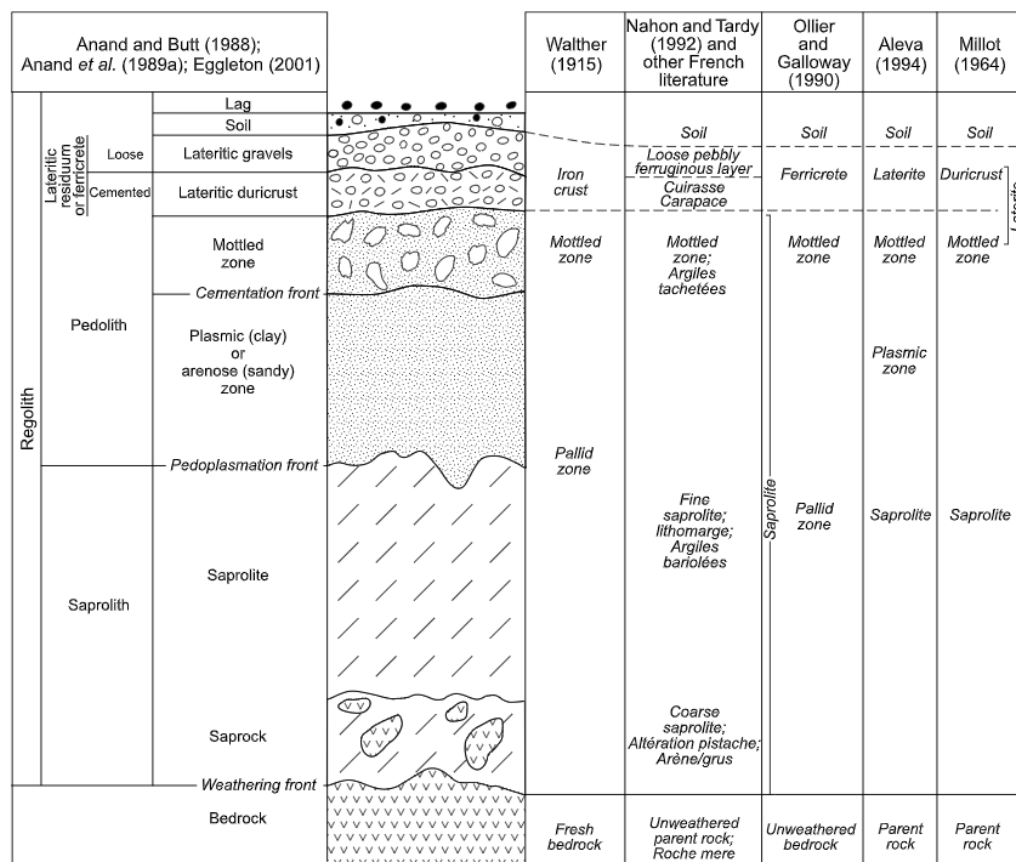


Figura 2: Comparações de terminologias utilizadas para um perfil laterítico (Anand e Paine, 2002).

Os perfis podem ser truncados pela erosão, transportados, deformados por tectônica, alterados por metamorfismo, diagênese e pedogênese, imprimindo-lhes mudanças químicas e texturais. O horizonte saprolítico marca o estágio inicial de alteração da rocha e é dividido em saprolito grosso inferior e o saprolito fino superior (*litomarge*). O saprolito grosso tem abundantes fragmentos da rocha-mãe e minerais primários preservados (Trescases, 1992; Nahon e Tardy, 1992; Costa 2005). No saprolito fino os blocos da rocha-mãe são muito pequenos, imersos numa massa argilosa, que mesmo assim, ainda preserva a estrutura da rocha-mãe, e seu volume original possui em geral mais de 80% dos minerais primários intemperizados.

O horizonte mosqueado é constituído principalmente por argilas com parcial ou até total desaparecimento das texturas e estruturas da rocha-mãe. Neste horizonte ocorre a segregação de óxi-hidróxido de ferro, gerando um aspecto malhado com manchas vermelhas, marrons (hematita e goethita) em matriz cinza esbranquiçada formada por caulinita. (Tardy e Roquim 1998; Anand e Paine, 2002; Costa, 2005).

As crostas lateríticas encontram-se normalmente no topo dos lateritos quando não capeada por solo, sob condições de intensa lixiviação. É a porção mais dura, compacta e densa do perfil, pode ter natureza ferruginosa, bauxítica, manganífera, titanífera e fosfática de acordo com a composição do substrato além de apresentar diversas estruturas e texturas que irão refletir o quadro evolutivo do perfil. As crostas permitem a preservação dos perfis e sustentam as superfícies aplanadas (Moss, 1965; Thomas, 1974; Penteado, 1978; Christofolletti, 1980; Büdel, 1982 e Bigarella et. al., 1996).

O estudo do regolito exprime informações de cunho geológico, geomorfológico, pedogenético e metalogenético e tem grande relevância em diversas áreas do conhecimento com destaque para geologia e agronomia. No caso da pedologia o foco é especificamente o aproveitamento agrícola e no caso da geologia a ênfase principal é nos recursos minerais (Iza et. al., 2016). As formações lateríticas constituem desta forma valiosos registros geológicos para estudos paleoclimáticos e paleoambientais e formam depósitos minerais.

Estima-se que 1/3 das rochas emersas sejam produto de intenso processo de lateritização. As coberturas lateríticas são frequentemente encontradas na grande faixa intertropical, localizada entre 30°S e 30°N do Equador. Esta zona é responsável por 40% do afloramento rochoso da terra e 33% desses afloramentos contém crostas lateríticas, conforme Gonzáles-Alvaréz et al (2016) há dezenas de depósitos de níquel laterítico, bauxita e depósitos associados ao regolito laterítico em todo o globo com melhor

representatividade na América do Sul (Brasil), oeste africano, Índia e Indonésia, em toda Oceania (Austrália) e em parte da Ásia (China) (Fig. 3).

No Brasil, o estudo do regolito laterítico ainda é pouco difundido, apesar das extensas formações lateríticas brasileiras estarem associadas com mineralizações de Al (bauxita), Fe, Sn, Au, Mn, Ni, P, Cu, Pb, caulim e áreas potenciais para ETR, além de agregados para a construção civil. (Costa 1997; Horbe e Costa, 1999; Costa et al. 2005 e Costa 2008).

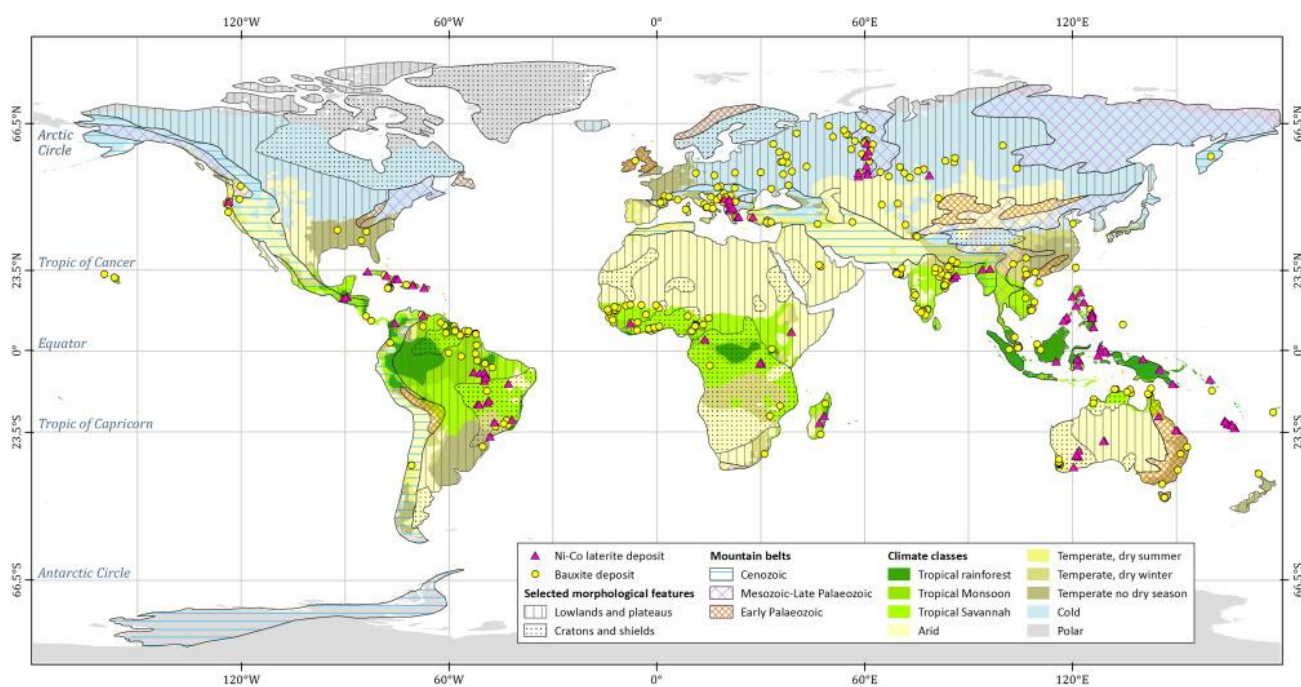


Figura 3: Principais depósitos de níquel laterítico e bauxita e sua relação com clima (González-Alvarez, 2016).

Portanto, o estudo do regolito é importante em geociências, pois inclui fatores de superfície como relevo, taxa de lixiviação, migração de intemperismo, formação de solo, consumo de CO₂, composição de águas superficiais, entre outros (Gaillardet et al. , 1999; Allégre et al., 1996; Anand e Paine, 2002; Moquet et al., 2011; Horbe et al., 2016). Além desses fatores de conotação ambiental, o intemperismo/laterização influencia diretamente a formação de depósitos minerais, uma vez que, atua sobre a superfície de rochas expostas e provoca a concentração de elementos químicos conforme a composição do substrato (Bardossy e Aleva 1990, Boulangé e Carvalho, 1997, Horbe e Costa 1999, Costa 1997, Anand e Paine 2002; Costa et al., 2005).

1.1. FERRAMENTAS PARA O ESTUDO DOS LATERITOS:

A integração de dados geológicos, geomorfológicos, geoquímicos, geocronológicos, isotópicos, geofísicos, altimétricos e de sensoriamento remoto multi (dezenas de bandas) e hiperespectral (centenas de bandas) aliados a métodos matemáticos são eficazes no detalhamento da evolução, geometria e distribuição espacial e mineralógica do regolito laterítico (Iza et al., 2016; Dauth, 1997; Calagari e Abdeni, 2007; Carrino et al., 2011; Paradella et al., 1997).

A utilização de geotecnologias para monitoramento e modelagem do ambiente tem se intensificado, sobretudo, nas últimas três décadas, mediante a notável evolução das tecnologias de aquisição de dados de sensoriamento remoto (SR) em diversos tipos de plataformas, tais quais: terrestres, aéreas e orbitais. A aplicação de métodos geotecnológicos no estudo geológico e geomorfológico vão desde a diferenciação mineralógica no solo até os aspectos morfológicos e estruturais (Souza Filho e Crósta, 2003).

Imagens *SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)* têm alto potencial para aplicações geológicas devido ao realce topográfico do terreno. As variações de declividade e rugosidade superficial segundo a escala do comprimento de onda usados são realçadas neste tipo de imagem, assim, medidas de textura podem ser usadas em mapeamento de rochas e produtos de alteração (Morais et al., 2002). Esse conjunto de dados é útil para vários setores da economia como, por exemplo, a indústria mineral, indústria energética, agronegócio, ambiental e da saúde. (Prado et al., 2016; Galvão et al., 2005; Scafutto et al., 2016).

O uso de imagens de satélites e aéreas são ferramentas uteis para diferenciar espacialmente formações lateríticas de suas unidades adjacentes (Tematio et. al., 2015; Ducart et al., 2016; Herrera et. al., 2016) e a integração com mapas de geodiversidade (geológicos, geomorfológicos, pedológicos, geomorfológicos, hidrológicos...), proporcionaram a identificação de novas áreas de ocorrência de crostas lateríticas. Essa integração orienta e facilita trabalhos de campo e, conseqüente, o refinamento dos mapas existentes.

Isso ocorre devido, principalmente, a evolução da sensibilidade de sistemas sensores capazes de distinguir alvos na superfície devido ao incremento na resolução espectral (quantidade de bandas). A divisão do espectro eletromagnético é ilustrada na Tabela 1 com suas subdivisões tradicionais: (i) região do visível (*VIS- visible*), infravermelho próximo (*NIR- Near Infrared*), infravermelho de ondas curtas (*SWIR - Shortwave Infrared*), infravermelho termal (*TIR- Termal Infrared*) e microondas.

As regiões de menor comprimento de onda, dos raios cósmicos ao ultravioleta, não podem ser utilizadas no sensoriamento remoto da superfície da Terra, devido ao bloqueio da energia nesses comprimentos de onda pela atmosfera. Os maiores comprimentos de onda, relativos às ondas de rádio/TV, são utilizadas apenas para a comunicação entre as plataformas de coleta de dados de SR e as estações terrestres.

Tabela 1: Divisão do espectro eletromagnético (Meneses e Almeida, 2012).

Intervalo Espectral	Comprimento de Onda
Raios cósmicos	0,01 A°
Raios gama	0,01 – 0,1 A°
Raios X	0,1 – 10 A°
Ultravioleta	100nm – 0,38µm
Visível	0,38 – 0,76 µm
Infravermelho próximo	0,76 – 1,2 µm
Infravermelho de ondas curtas	1,2 – 3,0 µm
Infravermelho médio	3,0 – 5,0 µm
Infravermelho termal	5,0 µm – 1 mm
Micro-ondas	1 mm – 100 cm
Rádio	1 m – 10 km
Áudio	10 – 100 km
Corrente alternada	> 100 km

Obs: A° = 10⁻¹⁰ m; nm = 10⁻⁹ m; µm = 10⁻⁶ m

A faixa espectral do visível ao infravermelho de ondas curtas possibilita a indicação de diversos tipos de minerais comuns nos processos de intemperismo/lateritização, hidrotermalismo e metamorfismo (Fernandes et al., 2004; Yang et al., 2011; Swayze et al., 2014). Dados espectrorradiométricos podem ser utilizados como fonte de informação indireta ou direta sobre a composição mineralógica de solos e rochas, sendo eficazes enquanto técnica exploratória quando combinados com levantamentos geológicos de campo, estes sempre indispensáveis, assim como outros métodos geofísicos e geoquímicos. Eles também podem ser conjugados como a espectroscopia de reflectância ou espectrorradiometria (Thompson et al., 1999; Bedell et al., 2009), por meio da qual é possível estabelecer a composição mineralógica de amostras em alvos de maneira rápida, eficiente e não destrutiva (Merzlyak et al., 2002).

Conforme Clark (1999) a interação da radiação eletromagnética (REM) com a matéria (moléculas e íons) emite *fótons*, que por sua vez, são submetidos às leis da reflexão, refração e absorção. Em sua passagem pela matéria parte dos *fótons* são absorvidos, outros transmitidos e outros refletidos. Como essas quantidades serão variáveis em função da química

do material, essa técnica se torna plenamente eficiente já que pode prever a variabilidade química de superfície sendo útil em modelagens geológicas.

As bandas de absorção ou feições espectrais, encontrada nos espectros de reflectância, são conduzidas por dois processos gerais, (i) eletrônicos; e (ii) vibracionais (Hunt, 1980). Como o foco do estudo são as crostas lateríticas e dado sua mineralogia rica em sesquióxidos de ferro (hematita e goethita), o processo de interesse é o eletrônico por transferência de carga que envolve a absorção de um *fóton* e o deslocamento de um elétron entre íons ou entre íons e ligantes que, neste caso, pode ocorrer no mesmo metal (Fe^{2+} para Fe^{3+} , por exemplo) nas ligações Fe-O (Clark, 1999).

Meneses e Madeira Netto (2001) consideram que o caimento íngreme da intensidade de reflectância do Fe, com feição centrado em 480 nm, 540 nm, 880 nm e 940 nm é decorrente da transferência de carga entre íons Fe^{3+} de um orbital p e um íon O^{2-} de um orbital s. Essa feição é comum em minerais de alteração mesmo em teores reduzidos. Saber interpretar o espectro é essencial para avaliar o contraste dos alvos mediante seu comportamento frente a exposição de uma REM. Neste contexto, a Fig. 4 relaciona as assinaturas espectrais com base no banco de dados da *USGS (United States Geological Survey)* dos principais minerais envolvidos no intemperismo como hematita, goethita, muscovita e caulinita.

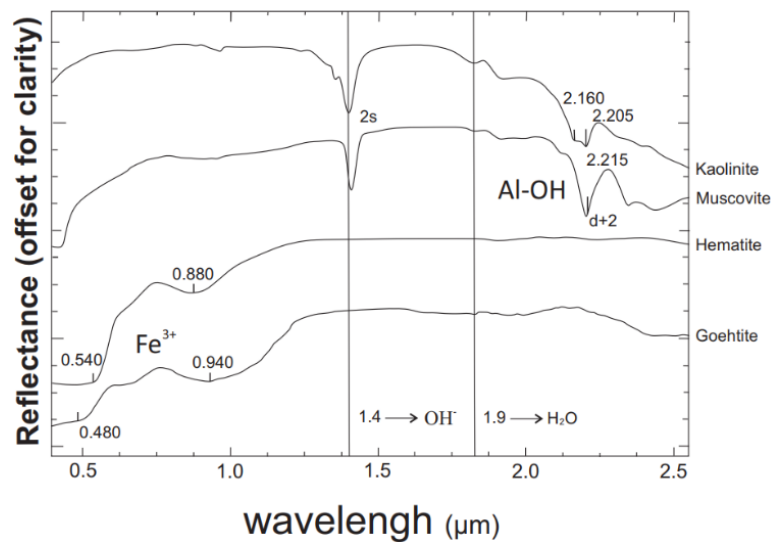


Figura 4: Assinatura espectral com base no banco de dados do serviço geológico americano *USGS (United States Geological Survey)* da caulinita, muscovita, hematita e goethita

Hematita (Fe_2O_3) e a goethita (FeOOH) são os minerais mais frequentes na forma de ferro férrico (Fe^{3+}) em solos tropicais e nas crostas lateríticas, resultantes do processo de intemperismo químico atuante em minerais primários. Ambas possuem feição espectral no

visível (*VIS*) e no infravermelho próximo (*NIR*) (Sherman e Waite, 1985). Caulinita e outros filossilicatos marcam feições diagnósticas no infravermelho de ondas curtas (*SWIR*).

O mapeamento espectral é baseado na comparação entre um espectro de referência e espectros de pixels da imagem. Essa técnica tem sido aplicada em estudos geológicos (Baugh, 1998; Clark et al., 1990; Ducart et al., 2016) e será amplamente explorada neste estudo.

1.2. OBJETIVOS:

A proposta deste trabalho é realizar estudos de caracterização espectral do regolito laterítico do Planalto Central do Brasil (DF) para o desenvolvimento de métodos de otimização do mapeamento geológico básico, assim como compreender aspectos de evolução da paisagem.

Dentre os objetivos específicos, destacam-se:

- 1) Identificar domínios com probabilidade de ocorrência de crostas lateríticas e seus produtos de desmantelamento;
- 2) Descrever os tipos de coberturas lateríticas (perfil completo, truncado, estruturas, texturas, mineralogia e química das crostas lateríticas);
- 3) Definir os padrões espectrais das crostas lateríticas;
- 4) Confeccionar um mapa multiespectral do regolito baseado em dados orbitais, altimétricos, geológicos, geomorfológicos, pedológicos, geoquímicos e espectrorradiométricos.

ÁREA DE ESTUDO

2. ÁREA DE ESTUDO:

A área de estudo localiza-se no Planalto Central do Brasil (Fig. 5), compreendendo uma área de 17 mil km² aproximadamente, limitando-se ao Norte 15° 30' S, a Leste 47° 10' W, Oeste 48° 25' W e Sul 16° 25' S.

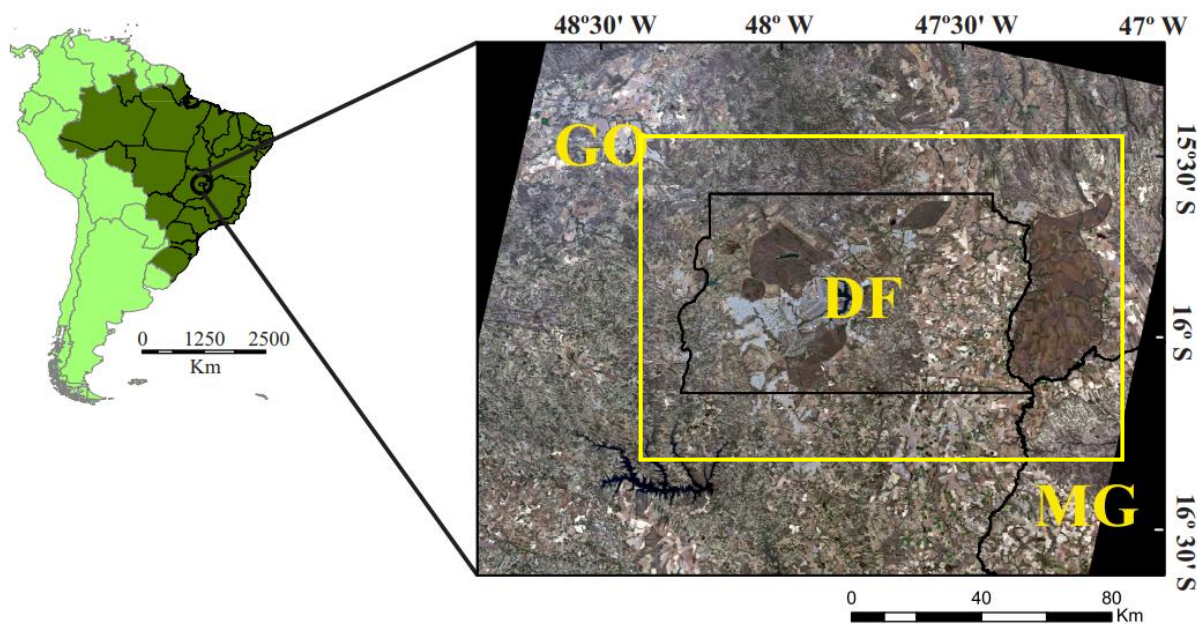


Figura 5: Mapa de localização da área de estudo.

2.1. GEOLOGIA:

O arcabouço geológico onde está inserida a área de estudo é formado por unidades da Faixa Brasília, mais precisamente na porção central da província estrutural do Tocantins. A litoestratigrafia (Fig. 6) é composta, da base para o topo, pelos Grupos Canastra, Paranoá, Araxá e Bambuí. O Grupo Canastra (Meso-Neoproterozoico) é formado por filitos e folhelhos e representa parte de uma bacia de margem passiva, aberta no fim do mesoproterozoico 1300Ma (Pimentel e Fuck 1992) com maior expressão ao sul de Brasília.

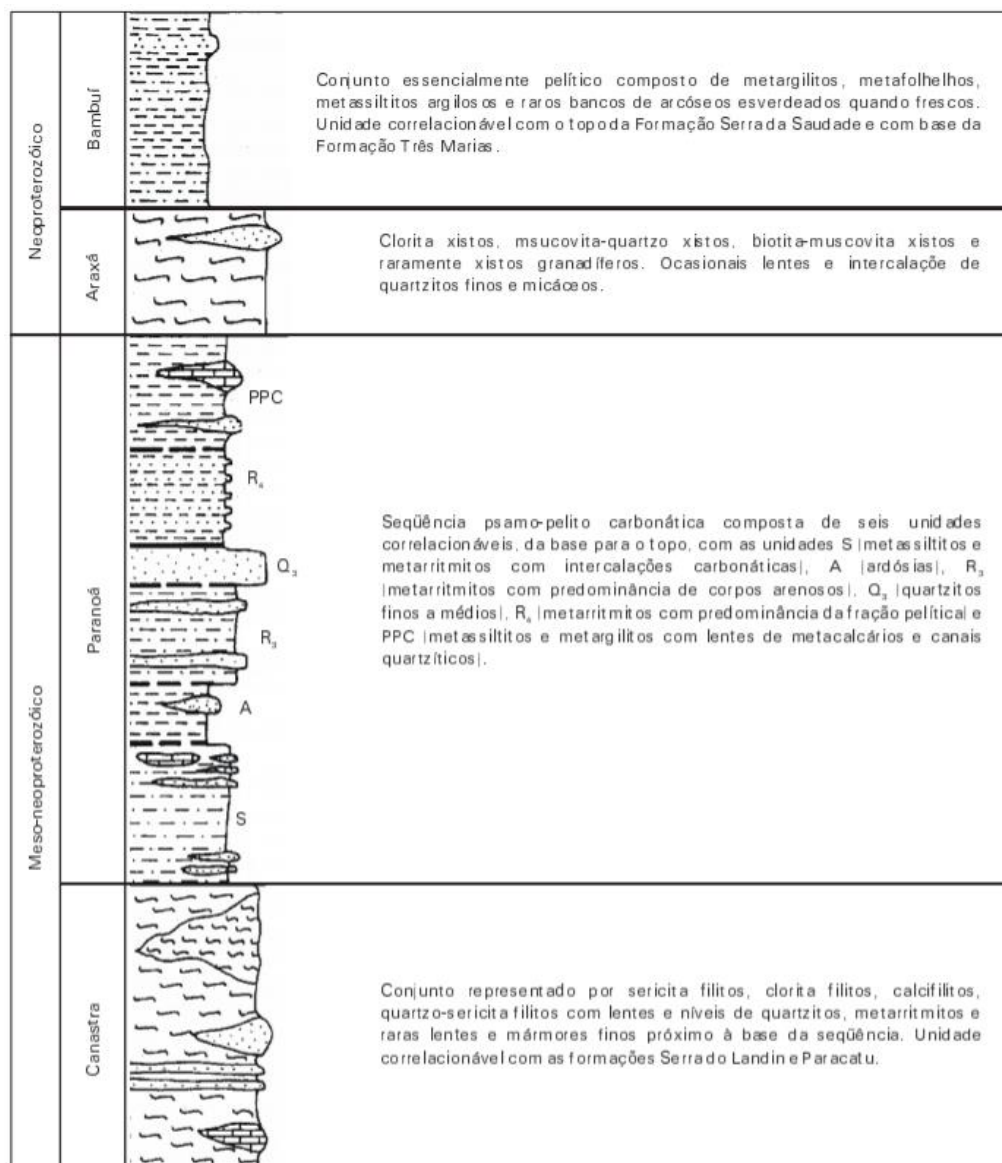


Figura 6: Recomposição litoestratigráfica da área de estudo. Os cavalgamentos provocam inversões estratigráficas. (Freitas e Campos, 1999)

O Grupo Paranoá (Meso-Neoproterozoico) localizado no centro oeste da área de estudo apresenta seqüência de margem passiva, composta principalmente por psamitos, pelitos e carbonatos (Dardene, 1981; Guimarães, 1997).

O Grupo Araxá é restrito a porção extremo sudoeste da área de estudo e conforme Seer (1999) representa uma seqüência ígnea máfica recoberta por sedimentos pelíticos. Todo o pacote foi metamorfozizado em fácies anfíbolito, evento estimado em cerca de 630Ma.

O Grupo Bambuí com maior expressão no leste da área de estudo é uma seqüência pelito-carbonata caracterizada por sedimentação em mar relativamente raso em um contexto de bacia do tipo *foreland* (Dardenne, 1978; Guimarães, 1997; Uhlein et al., 2011) presente

em áreas sobre o Cráton São Francisco, na Bahia, até a sua porção meridional no sul de Minas Gerais. O Grupo Vazante é definido por Dardenne (1979), no sudeste da área de estudo, como unidades carbonáticas e pelíticas intercaladas e intensamente dobradas, que por vezes, pode hospedar ocorrências de manganês além mineralizações de Zn e Pb. Acima de todas essas rochas se desenvolveram extensas áreas com formações lateríticas cenozoicas ferruginosas e manganésíferas (Oliveira e Trescases, 1982; Colin et al., 1990; Guimarães, 1978; Martins, 1991; Baptista et al., 2011; Martins e Baptista, 1999; Oliveira et al., 2009, 2011, Santos, 2011).

2.2. GEOMORFOLOGIA:

A fisiografia regional (Fig. 7) apresenta 5 principais domínios geomorfológicos: (i) Plano Elevado; (ii) Plano Intermediário (iii) Dissecação de Vales (iv) Rebordo e (v) Rampa Íngreme (Martins, 2000) individualizados por diferentes altimetrias, processo erosivo e cobertura do material. No capítulo 4 eles são aglutinados em três com a união dos domínios i e ii para representação da unidades de platô e iv e v representando as unidades de escarpamento.

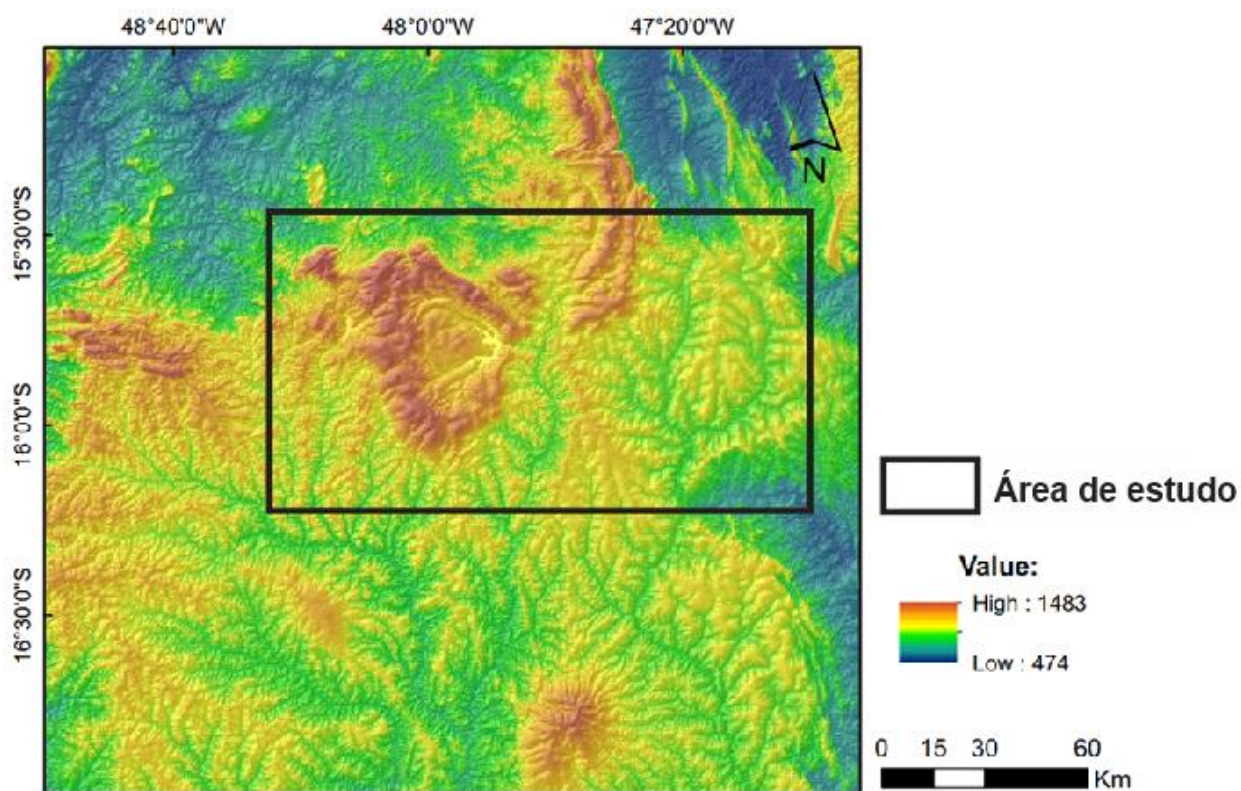


Figura 7: Modelo digital de elevação SRTM com indicação da área de estudo.

Eles correspondem a resultantes de processos de aplainamento devido a prolongado tempo de interações do clima tropical semi-húmido com fatores litológicos, edáficos e bióticos (Ab'Saber, 1977) dos ciclos erosivos desenvolvidos no Paleógeno (King 1956; Braun, 1971). Dos diversos trabalhos relacionados a morfologia do regolito (Belcher, 1954; Pentead, 1976; Embrapa 1978; Codeplan, 1984; Martins, 2000) há consenso entre a correlação da formação das coberturas lateríticas com o controle do relevo. A evolução geomorfológica da região pode ser entendida sob três eventos: (i) formação de superfície desnivelada; (ii) geração de regolitos lateríticos complexos; e (iii) erosão do regolito laterítico (Fig. 8)

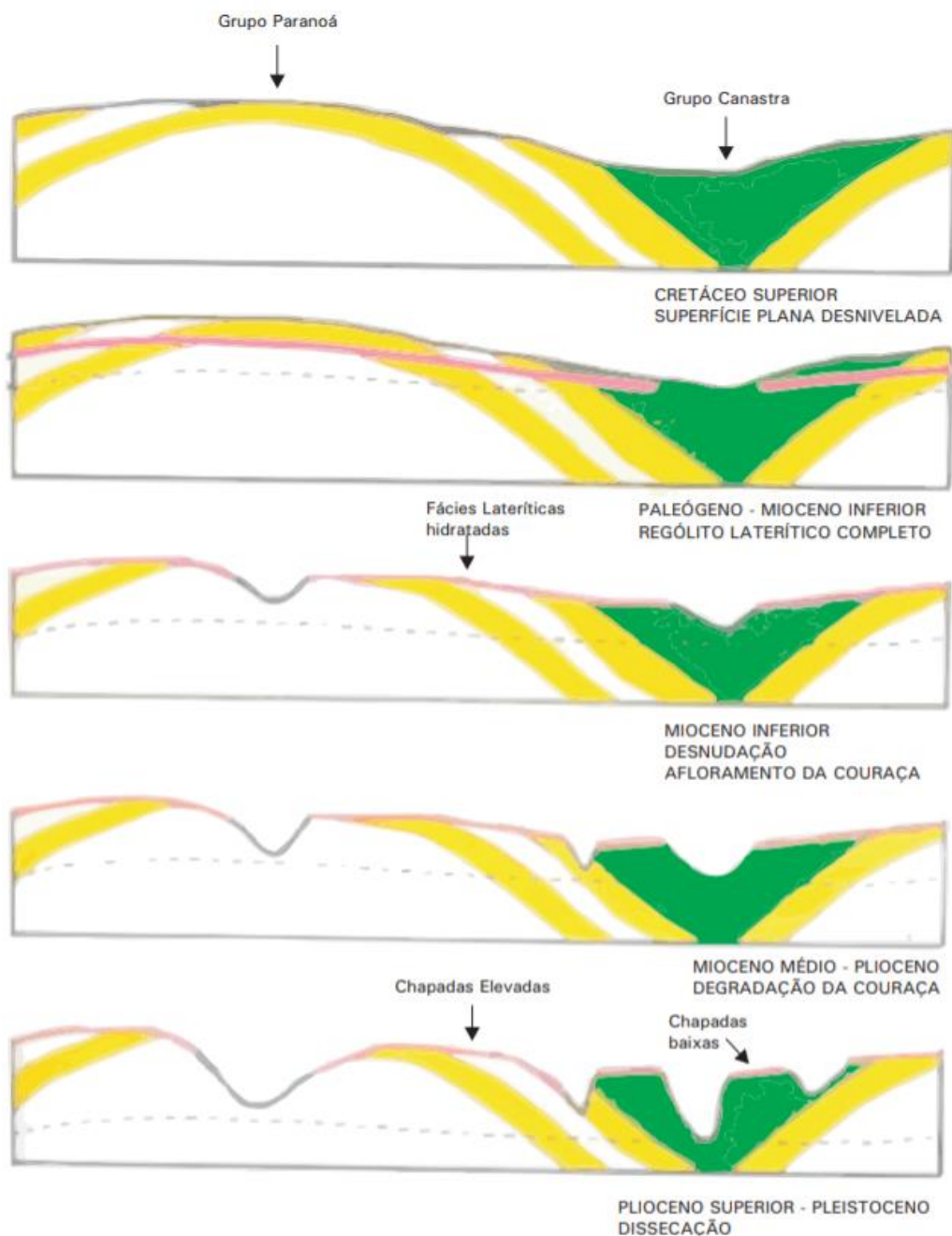


Figura 8: Modelo de evolução da paisagem proposta por Embrapa (2004).

2.3. CLIMA:

De acordo com a classificação de Köppen o clima da área de estudo é tropical com a concentração da precipitação pluviométrica no período de verão. Os meses mais chuvosos são novembro, dezembro e janeiro, e a época seca ocorre nos meses de inverno, ou seja, de junho a agosto. Os valores médios mensais para precipitação da região, por meio da estação Brasília, são mostrados na Fig. 9.

Dentro da área não há variações significativas da precipitação pluviométrica, entretanto as diferenças altimétricas são responsáveis por variações na temperatura, fato que permite a observação deste tipo climático. O DF está situado entre as latitudes 15°00' e 16°30' Sul, dentro da faixa intertropical essa posição proporciona um regime térmico médio do tipo tropical, que oscila entre 19° a 22° C. (Baptista, 1998; Codeplan, 1984).

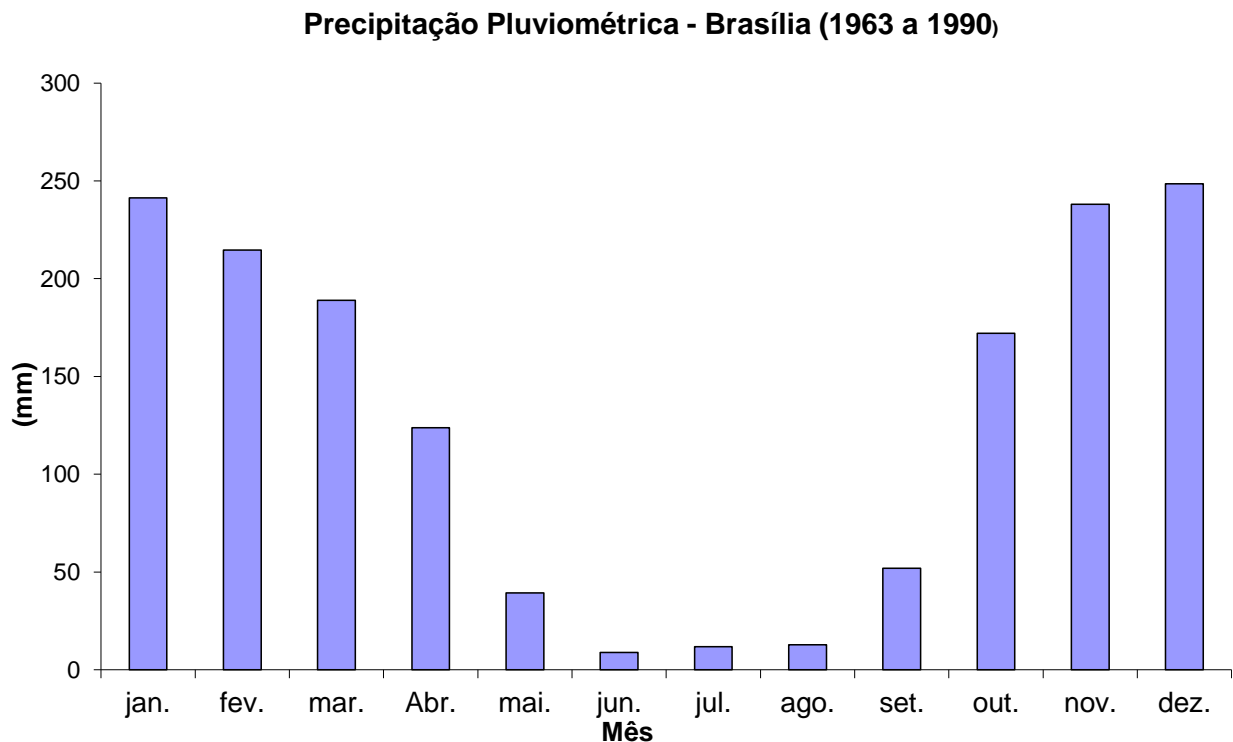


Figura 9: Série 1963-1990 com a média de precipitação por mês. (Baptista, 1998)

2.4. PEDOLOGIA:

A cobertura de solos do regolito laterítico, conforme o mapeamento realizado no Distrito Federal em escala de 1:100.000 pela (Embrapa, 1978), é composta essencialmente por latossolos e cambissolos (aproximadamente 85% da área de estudo) (Fig. 10) com presença de argissolos, litossolos, nitossolos, neossolos quartzarênicos e líticos, além de A cobertura de solos do regolito laterítico, conforme o mapeamento realizado no Distrito

Federal em escala de 1:100.000 pela (Embrapa, 1978), é composta essencialmente por latossolos e cambissolos representando aproximadamente 85% da área de estudo (Fig. 10) com presença de argissolos, litossolos, nitossolos, neossolos quartzarênicos e líticos, além de plintossolo pétrico (muitas vezes associado ao material laterítico desmantelado) e gleissolos nas proximidades das drenagens.

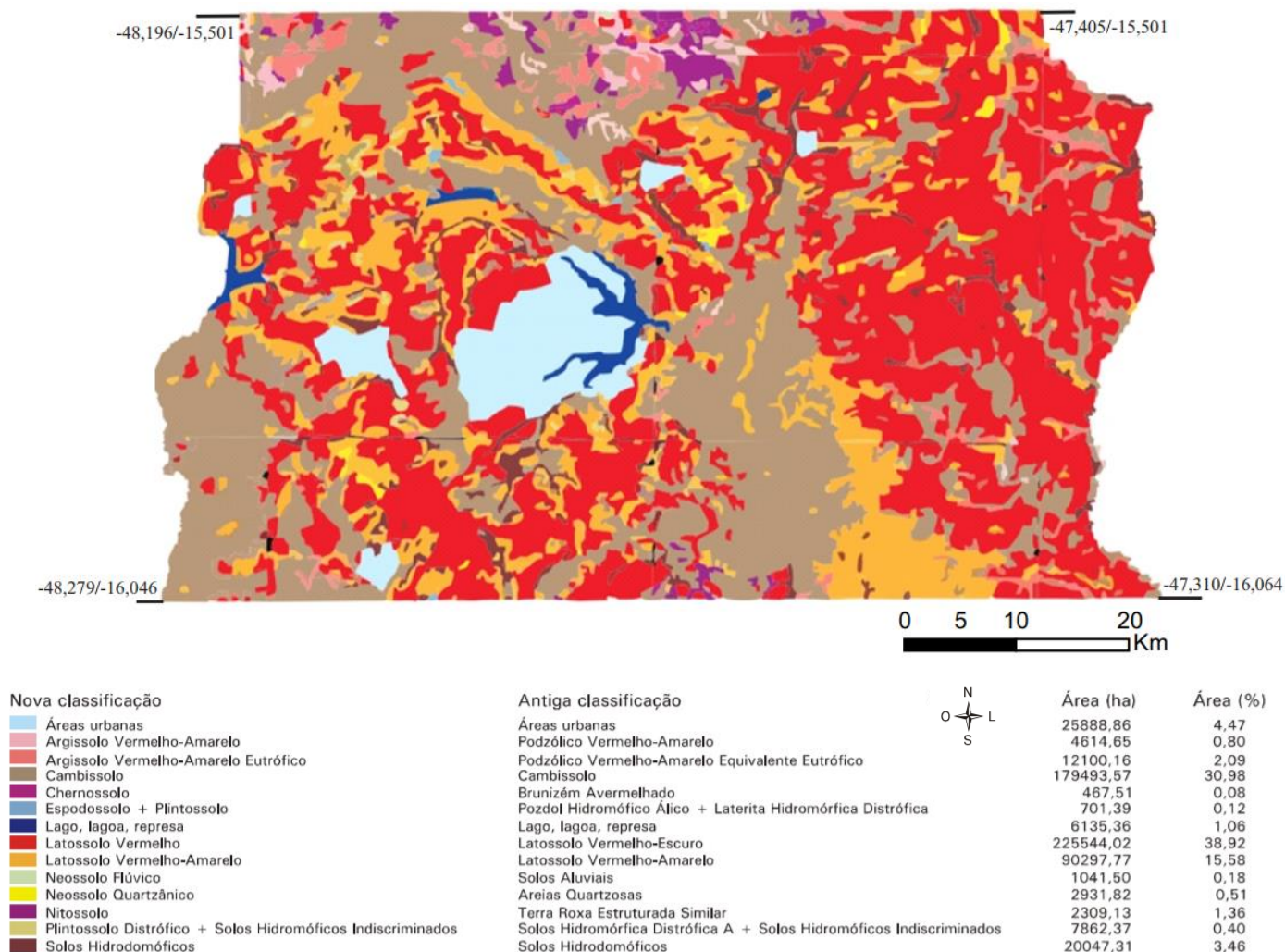


Figura 10: Mapa pedológico do DF conforme Embrapa (1978).

2.5. VEGETAÇÃO:

O regolito é comumente recoberto por vegetação do bioma Cerrado (Elten, 1994) onde há árvores de porte elevado até ervas esparsas formando um mosaico com a vegetação de matas de galeria e ciliares em torno de drenagens perenes a intermitentes. Na área de estudo há considerável área de avanço agrícola onde há rotação de culturas como milho e soja.

2.6. *HIDROGRAFIA:*

A região Centro-oeste do Brasil é bordejada por planícies paleozoicas (Amazonas-Solimões, Paraná e Parnaíba) e é uma importante zona erosiva e fonte de sedimentos com impacto no fluxo de material continental. Também é onde estão localizadas as nascentes das três grandes bacias hidrológicas brasileiras, Paraná, São Francisco e Amazonas. A região de estudo é drenada por rios que pertencem a três das mais importantes bacias flúvias da América do Sul, tais quais: Bacia do Paraná (Rio Descoberto, Rio São Bartolomeu), Bacia do São Francisco (Rio Preto) e Bacia do Tocantins (Rio Maranhão) (Martins, 2004).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3. MATERIAL E MÉTODOS:

O trabalho priorizou a delimitação de áreas potenciais para presença de crostas lateríticas e seus produtos de dismantelamento com base em integração de dados de campo, orbitais, altimétricos, espectrais, geoquímicos e matemáticos.

Foi gerado o modelo digital regional para posterior caracterização em campo e análise espectral, mineralógica e química em laboratório embasando a construção do modelo local que foi comparado com o modelo regional mediante técnicas de análise espacial conforme nos mostra o fluxograma abaixo.

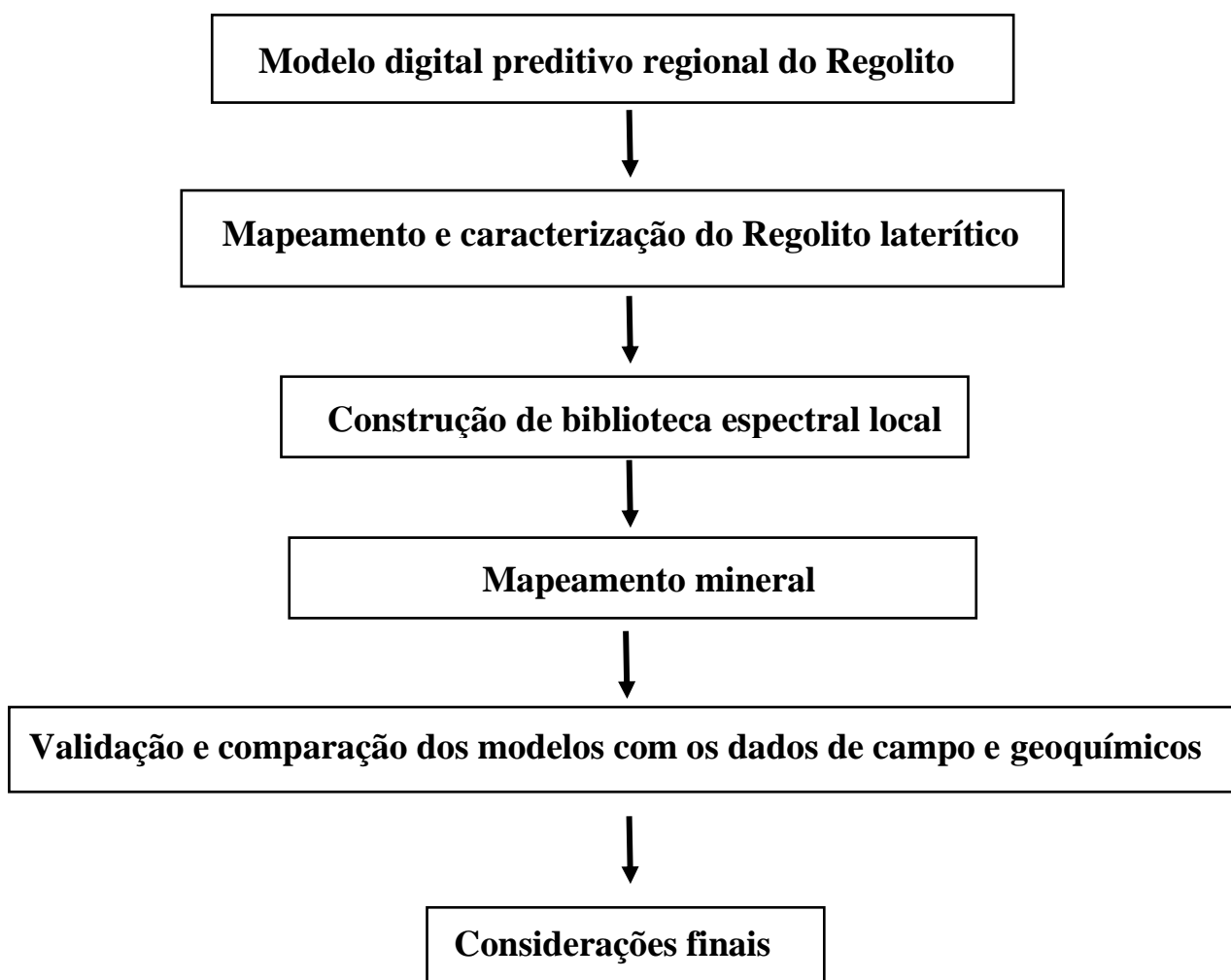


Figura 11: Fluxograma de trabalhos utilizado neste estudo.

3.1. SISTEMAS SENSORES:

Os satélites Landsat são parte do programa homônimo da NASA (*National Aeronautics Space Administration*, dos Estados Unidos), iniciado em 1972, sendo o programa mais antigo de SR orbital de recursos naturais e dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres o que nominou a missão como ‘Satélites de Tecnologia de Recursos terrestre’, na sigla em inglês *ERTS - Earth Resources Technology Satellite*, passando a se chamar Landsat em 1975. Ao longo dos anos os sensores dos satélites Landsat foram passando por aperfeiçoamentos no sentido de conferir-lhes maior capacidade de discriminação espacial e espectral dos materiais da superfície terrestre. Dentre eles, pode-se citar os sensores: *Thematic Mapper (TM)*, *Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)* e o *Operational Land Imager (OLI)*, operando a bordo, respectivamente, dos satélites Landsat 4 e 5, Landsat 7 e Landsat 8.

O sensor OLI, lançado em 2013 a bordo do Landsat 8, entrou em operação em a conjunção com o sensor *Thermal Infrared Sensor (TIRS)*. A diferença entre as versões anteriores é o acréscimo de uma banda no azul (*costal blue*) para estudos atmosféricos e oceânicos e outra no infravermelho de ondas curtas (*SWIR*), sendo assim, tendo potencialidade em aplicações geológicas voltadas à discriminação de áreas com alta concentração de óxidos/hidróxidos de ferro e filossilicatos, similares ao ETM+.

O *Hyperion* oferece maior vantagem no reconhecimento de alvos devido a sua maior resolução espectral (242 bandas), sendo o primeiro sensor hiperspectral a operar em nível orbital. Lançado em novembro de 2000 a bordo do satélite *Earth Observing-1 (EO-1)*, ele operou durante alguns anos adquirindo imagens de várias regiões do planeta, representando uma plataforma de teste para a tecnologia hiperspectral com relativo sucesso em um grande número de projetos de exploração mineral e energética, inclusive no Brasil. Sua grande desvantagem é relação sinal/ruído relativamente baixa, que dificultava a análise quantitativa de seus dados com a necessária precisão, muito embora, atualmente, boa parte destes problemas podem ser solucionados por correções via processamento.

Os radares imageadores (*SAR - Synthetic Aperture Radar*) são utilizados desde 1960 a partir de plataformas aerotransportadas e partir de 1970 por meio de plataformas orbitais. É possível medir a distância sensor/alvo pelo registro do tempo entre a emissão das ondas eletromagnéticas e a recepção do sinal retroespalhado da superfície. Essas variações permitem a detecção de deslocamentos e são utilizadas para estudos de monitoramento da superfície,

estabilidade de taludes na mineração e na exploração de hidrocarbonetos, notadamente no tocante às estruturas geológicas (falhas, fraturas, *fabric* tectônico e/ou metamórfico, etc) em áreas tropicais em que a presença de vegetação densa dificulta o uso de outros tipos de sensores (Paradella et al., 2012).

As agências espaciais norte americanas A *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) e a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) foram as responsáveis pela missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Os dados de radar foram coletados no período de 11 a 22 de fevereiro de 2000 (durante 11 dias), a bordo da nave espacial *Endeavour*. Nesse período, a nave realizou 16 órbitas diárias na Terra, o que correspondeu a 176 órbitas durante toda a missão. O método de coleta dos dados do SRTM é conhecido como interferometria SAR. Por esse método, duas antenas SAR coletaram dados de radar separadas por um braço extensor de 60 metros e para geração de dados topográficos foi utilizado *software* interferométrico.

Os dados são distribuídos em formato *raster* pelo *EROS Data Center*, controlado pelo *United States Geological Survey* (USGS) e podem ser acessados em formato HGT, com resolução radiométrica de 16 *bits*. Os modelos digitais de elevação (MDEs) são organizados em *tiles* de 1°x1° e oferecem 90 m de resolução vertical. Assim, pode-se dizer que o uso combinado desses dois tipos de tecnologias de SR, em duas regiões distintas do EEM, fornece informações complementares sobre os materiais e fenômenos presentes na superfície da Terra. As características destes sensores são mostradas na Tabela 2.

Tabela 2: Características dos sistemas sensores utilizados neste estudo. Modificado de Ducart (2016).

Satelite/ Sensor	Faixa no espectro	Nome da banda	Intervalo espectral (nm)	Resolução espacial	Resolução espectral	Resolução radiométrica	Largura
Landsat 8 OLI	VNIR	1.Azul costal	0.43–0.45	30 m	9 Bandas	16 bits	185 Km
		2.Azul	0.45–0.51				
		3.Verde	0.53–0.59				
		4.Vermelho	0.64–0.67				
		5.Infravermelho próximo	0.85–0.88				
	SWIR	6.Infravermelho ondas curtas 1	1.57–1.65				
		7.Infravermelho ondas curtas 2	2.11–2.29				
	VIR	8.Pancromática	0.50–0.68	15 m			
		9.Cirrus	1.36–1.38	30 m			
EO/ Hyperion	VNIR	Banda 1 – Banda 70	0.36–1.06	30 m	242 Bandas	12bits	7.5 km
	SWIR	Banda 70 – Banda 242	0.85–2.58				

Endeavour/ SRTM	SAR microondas	-	1cm-100cm	90	-	16 bits	-
--------------------	-------------------	---	-----------	----	---	---------	---

3.2. SOFTWARES:

Para processamento de dados e confecção dos mapas foram utilizados principalmente os *softwares ENVI 5.5* e o *ArcGIS 10.6.1*. Ambos são ferramentas tecnológicas para soluções em processamento de dados digitais, conforme seus desenvolvedores a *Harris Geospatial Solutions* e a *ESRI (Environmental Systems Research Institute)*, respectivamente,

O *ENVI (Exelis Visual Information Solutions)* é uma ferramenta de alto desempenho para visualização, exploração, análise e apresentação de dados na área de Sensoriamento Remoto/SIG. Ele oferece funcionalidades no processamento espectral e oferece soluções na análise espacial. O *ArcGIS* oferece funcionalidades baseadas em localização para diversas análises, usando ferramentas para visualizar e processar dados. Essas informações podem ser compartilhadas com outras pessoas por meio de aplicativos, mapas e relatórios. O software *Avenza Inc.* foi utilizado para navegação, organização e compartilhamento de dados colhidos em campo.

3.3. CONSTRUÇÃO DO MAPA PREDITIVO REGIONAL:

Para construção deste mapa foi adquirida uma cena OLI no portal da USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) correspondente a época de estiagem (26/08/2018) para atenuar a mistura espectral da vegetação em função da precipitação meteórica que satura em H₂O os alvos (vegetação, solo, rocha...) promovendo uma redução do albedo (Sabins, 1997). Foi confeccionado um mapa preditivo regional e com ele guiada as campanhas de campo. Os procedimentos foram aplicados a um recorte de 18 mil Km² e reamostrados para a área de estudo e seguiram o fluxograma da Figura 15.

A atmosfera contém vapor d'água, aerossóis e demais gases atmosféricos, que provocam um distúrbio no sinal captado pelo sensor provocando distorções radiométricas que alteram toda a cena. Esse procedimento visa atenuar esse efeito calibrando os dados multiespectrais a fim de padronizar a escala radiométrica.

O FLAASH é um algoritmo de correção atmosférica baseado no MODTRAN (*Moderate resolution atmospheric Transmission*) e desenvolvido por meio de uma parceria entre a *Air Force Phillips Laboratory, Hanscom (AFB) e Spectral Sciences, Inc.* e foi escrito em linguagem IDL (*Interactive Data Language*) visando a compatibilidade com uma grande variedade de plataformas computacionais de visualização/análise, como o ENVI, por exemplo.

O FLAASH requer a inserção de alguns dados contidos no metadado como vapor d'água, hora e data do imageamento, definição do algoritmo de espalhamento, ângulo azimutal e de elevação do sensor, entre outros. Além disso, ele só pode ser utilizado para corrigir imagens que estejam dentro do espectro do visível até o infravermelho médio, na região de 3 μm .

Aritmética de bandas é uma das mais simples formulações algorítmicas de processamento de imagens e que pode ter resultados expressivos. A facilidade para executar as operações aritméticas de soma, subtração, multiplicação e divisão gera uma nova matriz distinta da de entrada e demonstra uma notável vantagem do uso de processamento de imagens multiespectrais.

Em termos gerais, a soma e a multiplicação servem para realçar similaridades espectrais entre imagens de diferentes bandas ou datas (resolução temporal), enquanto a subtração e a divisão são utilizadas para realçar diferenças espectrais dos alvos (Meneses e Almeida, 2012).

3.4. RECONHECIMENTO DE CAMPO:

Foi feito levantamento de campo das unidades superficiais e identificados os tipos de perfis lateríticos correspondentes. Essa etapa consistiu em um reconhecimento de 240 pontos e nestas estações foram coletadas amostras para escolha das quais seriam indicadas para maior detalhamento. Os pontos foram plotados sobre o mapa preditivo por meio do software *Avenza Inc.* e calibrada a coordenada com uso de ciclocomputador *Etrex 30x Garmin GPS 2.2* com precisão de aproximadamente 1m.

3.5. ANÁLISES MINERALÓGICAS E QUÍMICAS:

De posse das amostras coletadas foi possível fazer descrições macroscópicas e individualizar grupos para análise de detalhe. Estas, por sua vez, foram pulverizadas em moinho e encaminhadas para o preparado de lâminas delgadas para leituras de difração de raio-x em amostra total com varredura de 5°/min operando com tubo de cobre (*RIGAKU*).

Parte da alíquota moída foi submetida a leitura com *ASD FieldSpec® 4 Standard-Res Spectroradiometer* com varredura de 350 nm a 2500 nm para construção da biblioteca espectral local e a outra parte foi encaminhada ao laboratório para quantificação química e suporte dos dados espectrais.

3.6. CONSTRUÇÃO DO MAPA PREDITIVO LOCAL:

A partir da cena *Hyperion* foi aplicado o processamento de dados hiperespectrais. O primeiro passo foi baixar a extensão do *Hyperion* no *ENVI (Hyperion Tools)* para os processamentos. Assim como a cena OLI, a cena *Hyperion* foi adquirida no portal da USGS. Dos poucos recobrimentos disponíveis, foi escolhido um sobre o centro da cena OLI, onde ocorrem variados tipos de crosta e relevo dissecado. Das 242 bandas disponíveis para o sensor foram extraídas as que não continham informação (escuras) ou ditas não radiometricamente calibradas (1-7; 58-78; 120-132; 165-182; 185-187; 221-224; 225-242).

No processamento de dados hiperespectrais é comum a busca das feições espectrais de absorção dos alvos a serem investigados e a sua comparação com espectros conhecidos, que passam a ser chamados de *endmembers*, termo que é atribuído às referências que serão investigadas na cena. Neste caso: hematita, goethita e caulinita. O conjunto de *endmembers* (quantidade de espectros) pode ser considerado uma biblioteca espectral. Elas podem ser construídas tanto com medidas de espectrorradiômetro de campo quando extraídas por processamento ou aferidas em laboratório.

Devido à alta correlação espectral das centenas de bandas do sensor *Hyperion* é necessário reduzir a dimensão dos dados aplicando o algoritmo de rotação *Minimum Noise Fraction* ou MNF. O MNF é um procedimento baseado na análise de componentes principais e, além de reduzir a dimensionalidade dos dados, permite a remoção do ruído e a redução de demanda computacional. Foram calculadas duas MNFs, tais quais: (i) Fe (MNF no VIS entre

400 nm a 1000 nm); e (ii) Al-OH (MNF no SWIR entre 2000 nm 2250 nm). Neste procedimento o objetivo é trabalhar com os intervalos que contenha a feição de absorção dos alvos (hematita, goethita e caulinita) para extração de seus respectivos pixels puros. Portanto, com o produto de cada MNF foi aplicado o algoritmo de pixel puro (*PPI index*) e extraído por meio da ferramenta nD Visualizer os pixels puros para classificação SAM (*Spectral Angle Mapper*).

O SAM se baseia conforme (Kruse et al., 1993; Kruse, 1998) em um conjunto de espectros extraídos em cada banda (N) de uma imagem (1xN) e convertido em vetores (1xR) e permitem analogia com assinaturas espectrais devido a possibilidade de fazer o mesmo com esse tipo de dado (1xR), convertendo-o em vetor (R). Desta forma, os *endmembers* e os *pixels* da imagem são aproximados conforme o a maior semelhança entre um vetor e o outro (em radianos). Os resultados de interesse envolvem os menores valores o que representa uma maior semelhança entre esses dois espectros.

3.7. VALIDAÇÃO:

A validação do índice de acerto ou acurácia foi feita a partir da escolha de amostras (checagem de campo) distribuídas sobre a classificação que representam coberturas e perfis distintos por meio da análise da imagem em cor real (R4G3B2) e checagem por interpretação visual e espectral. Com o produto binário de cada classe mapeável (alta favorabilidade, baixa favorabilidade, rocha/saprolito/solo e vegetação) em ambiente SIG, foi recortado o número de pontos pertencentes à classe sob análise e comparados com os observados em campo (verdade terrestre). Desta forma foi possível construir uma matriz de correlação utilizada para base de cálculo dos índices de concordância (Exatidão global, Kappa e Tau). (Hellden et al., 1980; Klecka, 1980)

A exatidão global é um dos índices de concordância mais utilizados (Levada, 2010; Hellden e Stern, 1980) e pode apresentar maiores valores devido ao fato de considerar apenas a diagonal principal, ignorando a ocorrência de concordância casual entre as classes (Brittes, 1996) representada pela equação $PO = \sum_{i=1}^M \frac{n_{ii}}{N}$. Onde M é o número de categorias informacionais presentes na matriz de erros; n_{ii} refere-se aos elementos da diagonal principal, ou seja, elementos classificados corretamente; e N o número total de amostras. Sendo assim, seu cálculo não é o suficiente, faz-se necessário a utilização de índices que levam em conta a

matriz por completo, como os coeficientes de concordância Tau (Klecka, 1980) e Kappa (Cohen, 1960).

O índice Kappa pode ser obtido por meio da equação $K = \frac{P0-PC}{1-PC}$, onde $P0$ é a exatidão global (proporção de unidades que concordam); e PC é a proporção de unidades que concordam por casualidade, representada pela equação $PC = \sum_{i=1}^M \frac{ni+n+i}{N^2}$. M é o número de classes; $ni+$ é o total de elementos classificados para uma categoria i ; $n+i$ é o total de elementos de referência amostrados para uma categoria i ; e N o número total de amostras.

O resultado da estatística Kappa normalmente é comparado aos intervalos propostos por Landis e Koch (1977), (i) $k < 0$ (Péssimo); (ii) k entre 0 e 0,2 (ruim); (iii) k entre 0,2 e 0,4 (razoável); (iv) k entre 0,4 e 0,6 (bom); (v) k 0,6 a 0,8 (muito bom); e (vi) k entre 0,8 a 1,0 (excelente). Embora essa determinação tenha sido desenvolvida para análises clínicas, é possível fazer inferências sobre mapeamentos temáticos que envolvam sensoriamento remoto (Prado, 2009).

O coeficiente de concordância Tau (t) (Klecka, 1980), ao contrário do coeficiente Kappa, baseia-se na probabilidade a priori, permitindo, assim, a obtenção do valor da concordância esperada (Pr), mesmo antes de efetuar a checagem dos resultados da simulação de mapeamento. Isso fornece uma clara indicação de como a classificação se comporta quando comparada com a atribuição casual dos pixels às categorias ou classes (Bernades et al., 2006).

O coeficiente de concordância Tau pode ser determinado pela equação $t = \frac{P0-PR}{1-PR}$. t é o coeficiente Tau; $P0$ é a exatidão global (proporção de unidades que concordam); PR equivale a $1/M$, onde M é o número de classes. De acordo com Brites et al. (1996), Tau é um ajuste do percentual de concordância pelo número de categorias, e à medida que esse número aumenta, Tau se aproxima da percentagem do índice de exatidão global. Diferente do índice Kappa ele indica a percentagem de elementos (pixels) a mais que foi classificada corretamente em relação ao que seria esperado apenas pela sorte (Levada, 2010).

4. ARTIGO

Identificação remota de crostas lateríticas no centro-oeste do Brasil

Marcus Vinicius Souza¹, Adriana Maria Coimbra Horbe², Gustavo Macedo de Mello Baptista²

¹Programa de pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Campus Universitário Darcy Ribeiro, 70910-900 Brasília, DF, Brasil.

marcusv.geologia@gmail.com;

²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Campus Universitário Darcy Ribeiro, 70910-900 Brasília, DF, Brasil.

RESUMO: Este trabalho utiliza dados orbitais dos sensores *OLI* e *Hyperion* e dados altimétricos de *SRTM* somados a espectrorradiometria e espectroscopia de imageamento aplicada à uma cena hiperespectral para identificar domínios com probabilidade de ocorrência de crostas lateríticas e seus produtos de dismantelamento no centro-oeste do Brasil. Razões de banda e álgebra de mapas aplicadas a cena *Landsat 8 OLI*, geraram o modelo digital preditivo. A uma cena *Hyperion* foi aplicado processamento de dados hiperespectrais para identificar caulinita, hematita e goethita no material regolítico e determinar sua variabilidade mineralógica. Os dados foram validados por trabalho de campo, análise por difratometria de raio x, extração de assinaturas espectroradiométricas e índices estatísticos de análise de concordância (exatidão global (P_0), $Kappa$ (k) e Tau (t)) com índices de acerto de 69,58%, 58,30 e 44,40%, respectivamente). A identificação de crostas lateríticas com base em modelos matemáticos aplicados a dados orbitais multiespectrais, hiperespectrais, altimétricos e geoquímicos é uma nova ferramenta que contribuirá significativamente para o mapeamento geológico e para o entendimento relacionado à assinatura espectral dos diferentes produtos do intemperismo.

Palavras-chave: Regolito; Crostas Lateríticas; Sensoriamento Remoto; Intemperismo; Brasil.

INTRODUÇÃO:

O termo regolito refere-se a todo material da camada superficial da terra que inclui os horizontes dos perfis de alteração, sedimentos e solos formados por intemperismo, erosão, transporte e deposição (Anand e Pain, 2002). Desse total, 1/3 é produto do intemperismo tropical com formação de crostas lateríticas ferruginosas, aluminosas (bauxita), manganésíferas, fosfáticas e titaníferas de importância econômica (Costa, 1997; Tardy e Roquim, 1998; Gonzáles-Álvarez et al., 2016). Por se desenvolverem em condições tropicais e serem resistentes a erosão, são importantes nos estudos paleoambientais e geomorfológicos (Carrino et al., 2011; Arhim et al., 2015; Fereydooni et al., 2017; Boisseu et al., 2018; Bishop et al., 2018; van der Meer et al., 2018).

A espectrorradiometria na faixa espectral do visível (*VIS*), infravermelho próximo (*NIR*), infravermelho de ondas curtas (*SWIR*) e termal (*TIR*) permite determinar as características de absorção dos metais de transição (Fe, Al, Mn, Cu, Ni, Cr etc.) e prever os minerais que os contém (Burns, 1993; Clark e Roush, 1984; Abrams, 1977, Clark, 1999; Crósta e Moore, 2007; Hecker et al., 2019). Ao utilizar essa faixa espectral no sensoriamento remoto é possível mapear o regolito, identificar o grau de intemperismo e as características da superfície (Ben Dor et al., 2009; Bellinaso et al., 2010; Demattê et al., 2014; Demattê et al., 2015).

Com base no exposto, o objetivo deste trabalho foi utilizar dados orbitais multiespectrais e hiperespectrais no mapeamento do regolito, com ênfase na identificação de crostas lateríticas na região do Distrito Federal. As crostas lateríticas formadas em climas tropicais concentraram goethita e hematita que têm bom contraste espectral no *VIS* e no *NIR* em 435 nm, 480 nm, 650 nm, 917 nm e 445 nm, 530 nm, 650 nm, 885 nm, respectivamente (Hunt e Salisbury, 1970; Hunt et al., 1971; Hunt, 1980). A caulinita, também abundante nas crostas lateríticas, tem feições harmônicas de alongamento de ligação em 1400 nm e curvaturas de ligação Al-OH em 2200 nm, aproximadamente, o que permite sua identificação (Hlavay et al., 1977). A precisão e o conteúdo de informações obtidos na análise de imagens espectrais na geração dos mapas digitais aplicados às geociências são validados por dados estatísticos multivariados, informações de campo e análises geoquímicas (Gong, 1990; Ma e Redmond, 1995; Lv et. al., 2013).

GEOLOGIA REGIONAL:

Na área de estudo ocorrem pelitos, arcóseos e carbonatos (Grupo Bambuí, Neoproterozoico) na parte leste e quartzitos, metassiltitos, ardósias, metaritimitos e carbonatos intercalados com pelitos (Grupo Paranoá, Mesoproterozoico) no oeste. Filitos e folhelhos (Grupo Canastra, Mesoproterozoico) ocorrem no centro sul (Dardene, 1978; Pimentel e Fuck, 1992; Fonseca et al., 1995; Guimarães, 1997; Campos, 2013; Pimentel, 2016). A partir dessas rochas houve desenvolvimento de extensa cobertura laterítica completando o regolito (Martins, 2000; Martins et al., 2004) (Fig.12).

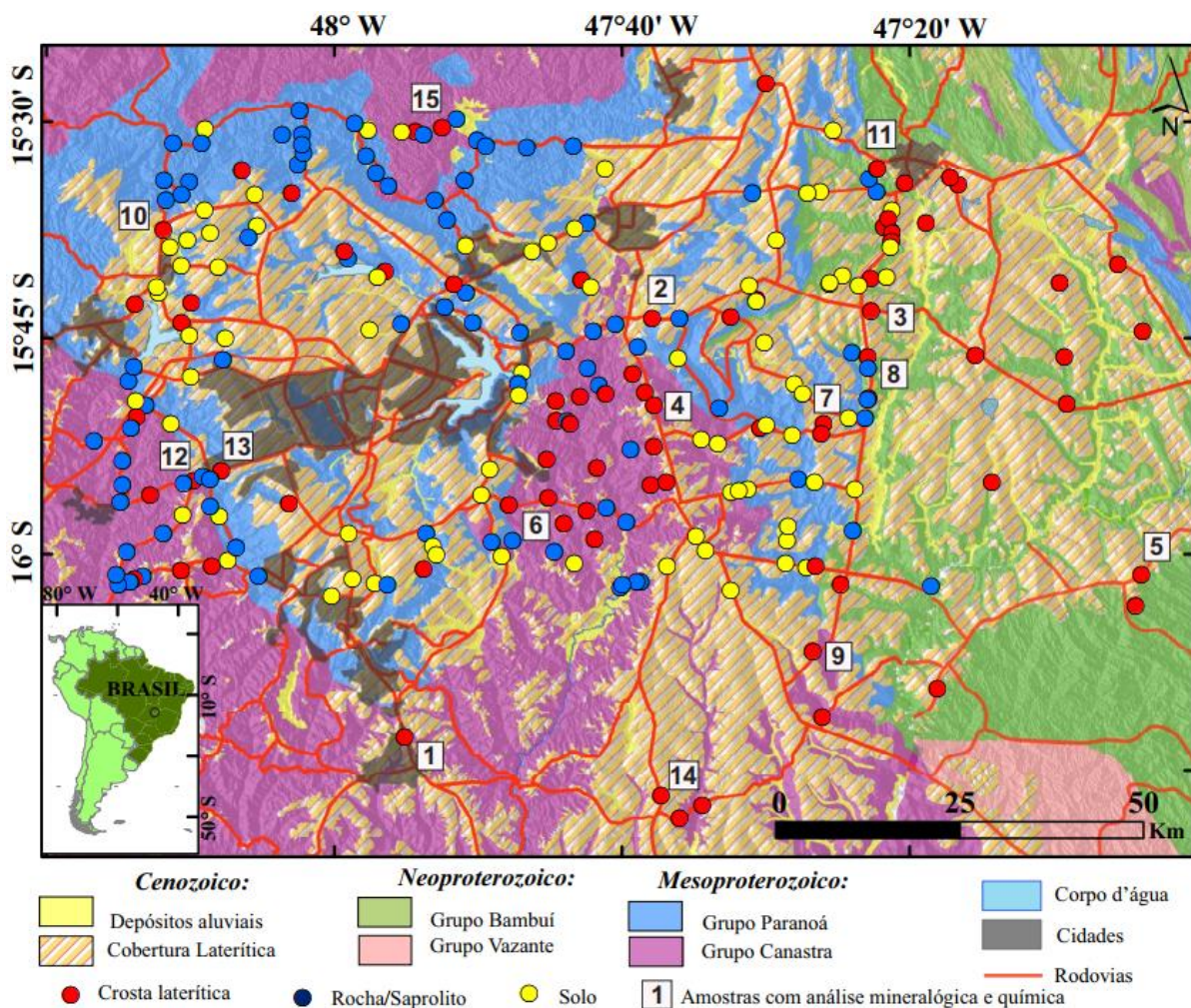


Figura 12: Mapa geológico simplificado. Seção A-B ver figura 17. Modificado de Lacerda Filho et al (1999).

O regolito da região é marcado por cinco grandes domínios geomorfológicos denominados no item 2.2 que foram aglutinados em 3 principais (Fig. 13): (i) platôs suavemente ondulados com altitudes de 1200 m a 1000 m no centro-leste da área ; (ii) relevo ondulado dissecado com altitudes de 700 m a 900 m no centro da região; e (iii) escarpas marcadas por relevo fortemente onduladas com altitudes de 700 m a 1200 m que representa a transição entre os domínios (i) e (ii) (Martins et al., 2004).

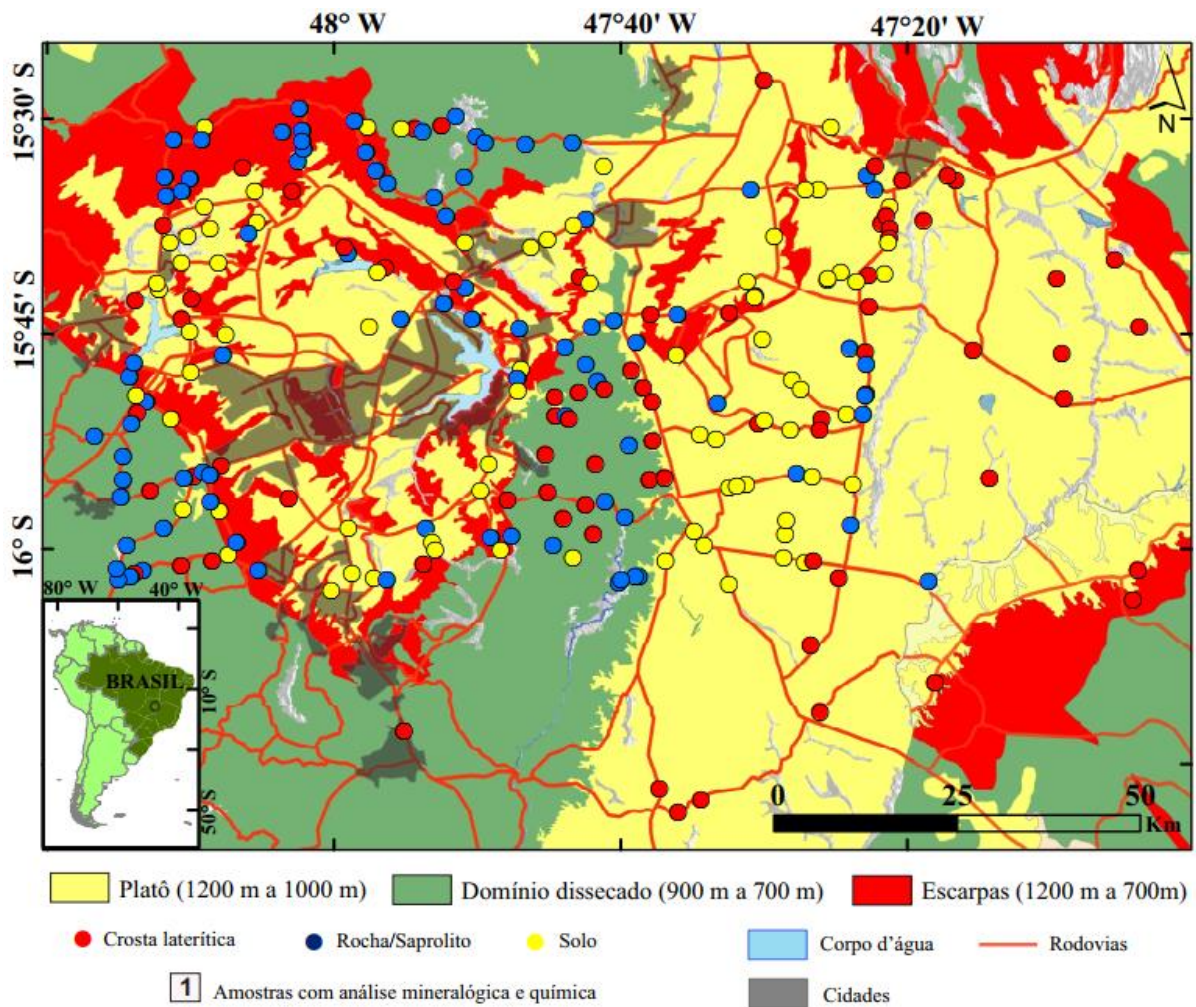


Figura 13: Mapa geomorfológico simplificado. Modificado de Martins e Baptista (1999); Lacerda et al (1999); Latubresse e Carvalho (2006).

No domínio (i) é onde há maior variedade das rochas (grupos Paranoá, Bambuí ou Canastra) e predomínio de latossolos com afloramentos de crostas lateríticas nas porções mais dissecadas, e cambissolos na quebra abrupta do relevo. No domínio (ii) ocorrem filitos e folhelhos (Grupo Canastra), geralmente sobrepostos por cambissolos e em (iii) afloram quartzitos, metassiltitos, ardósias, metaritimitos e carbonatos intercalados com pelitos,

filitos, folhelhos, arcóseos e carbonatos (grupos Bambuí, Paranoá e Canastra) recobertos por latossolo ou cambissolo ao longo das escarpas (Ab'Saber, 1977; EMBRAPA, 1978; CODEPLAN, 1984; Lacerda Filho et al, 1999; Martins, 2000). Além desses solos, distribuídos por 85% da área total, ocorrem neossolos quartzarenico no centro sul e em parte do norte da região estudada, solos líticos no sudeste e gleissolos em regiões de drenagem (Fig. 14).

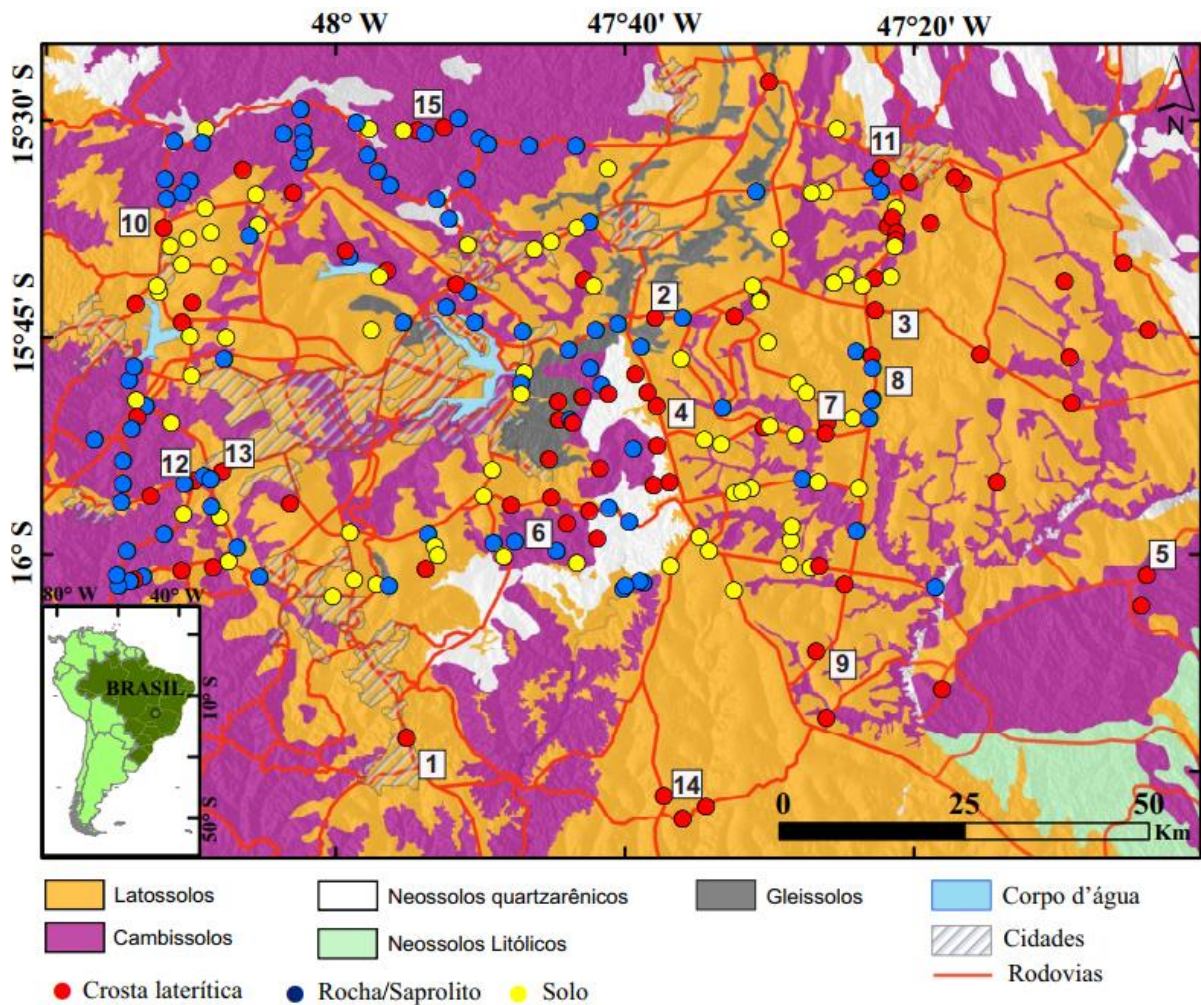


Figura 14: Mapa pedológico simplificado. Modificado de EMBRAPA (1978); Lacerda et al (1999); Latubresse e Carvalho (2006).

A vegetação é do tipo cerrado (savana) composta de áreas abertas em meio a gramíneas e arbustos, com árvores baixas e recobre 90% da área (Pinto, 1994). O clima é de savana tropical com estação chuvosa (outubro a abril) e inverno seco (maio a setembro). A precipitação varia entre 1500 e 2000 mm anuais EMBRAPA (1978) e a temperatura oscila entre 19° a 22° C, características de um regime térmico médio do tipo tropical.

MATERIAL E MÉTODOS:

Foram descritos 240 locais do regolito e em 84 foram identificadas crostas lateríticas. Destas crostas, foram selecionadas 15 conforme sua distribuição espacial, domínio geomorfológico, tipo de rocha parental e tipo de perfil, para estudo de detalhe da composição mineral, química e assinatura espectrorradiométrica (Tabela 6). Os minerais foram identificados por difração de raio x, (*RIGAKU IV* equipado com cubo de Cu) e a extração das assinaturas espectrorradiométricas (*FieldSpec* varredura de 350 nm a 2500 nm) foram realizados na Universidade de Brasília (UnB). A análise química quantificou os elementos maiores por ICP-AES (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅) por fusão com LiBO₂ e posterior digestão com água régia e perda ao fogo por aquecimento à 500° C na *ALS Corplab*.

A identificação dos minerais foi feita em relação ao banco de dados *Jade* e quantificada por cálculos estequiométricos e com base na composição química (Peixoto e Horbe, 2008) das amostras (Tab. 3) As assinaturas espectrorradiométricas foram comparadas as da biblioteca da *USGS (United States Geological Survey)* e do *JPL/NASA (Jet Propulsion Laboratory/National Aeronautics and Space Administration)*. Da biblioteca da *USGS* também foi retirada a assinatura da vegetação. Cada uma das assinaturas espectrorradiométrica foi utilizada para a classificação e comparação na escolha do *endmember* do pixel e da amostra.

Tabela 3: Procedimento para quantificação dos minerais presentes nas crostas lateríticas.

Minerais	Composição Centesimal
Caulinita (C) Al ₂ O ₃ (SiO ₂) ₂ .2H ₂ O	$C = \text{SiO}_2 \text{ total} \times 100 / \text{SiO}_2 \text{ (CC)}$; $\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (C)} = C \times \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (CC)} / 100$; $C = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ total} \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (CC)}$ C; $\text{SiO}_2 \text{ (C)} = \text{SiO}_2 \text{ (CC)} C \times C / 100$.
Goethita (Gth) - FeOOH Hematita (Hmt) - Fe ₂ O ₃	Gth + Hmt = Fe ₂ O ₃ total.
Muscovita (M) - KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂	$M/I = \text{K}_2\text{O total} \times 100 / \text{K}_2\text{O (CC)}$ (M); $\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (M)} = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (CC)} M \times M / 100$; $\text{SiO}_2 \text{ (M)} = \text{SiO}_2 \text{ (CC)} M \times M / 100$.
Quartzo (Q) - SiO ₂	Q = SiO ₂ total - SiO ₂ estimado para o Q/100.

(CC) – Composição Centesimal

O processamento dos dados multiespectrais e hiperespectrais e a confecção dos mapas foi realizado com os softwares *ENVI 5.5* e *ArcGIS 10.6*. A cena multiespectral de nível 1C *level 1* do *Landsat 8 OLI* “LC082210712017082501T1” (*path221/row71*) obtida na estação seca (28 de Agosto de 2018) e sem cobertura de nuvens está disponível em <https://earthexplorer.usgs.gov>, Ela foi corrigida atmosféricamente pelo método *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* (FLAASH) com base no metadado da cena e aplicado o modelo atmosférico “Tropical” e aerossol “Rural” e processada segundo o fluxograma da Fig. 15. Com as bandas 2, 4, 5, 6 e 7 do sensor OLI conforme o procedimento de Ducart (2016), foram geradas quatro classes de mapeamento: (i) argila; (ii) ferro; (iii) alto ferro e (iv) vegetação.

As argilas se caracterizam por uma forte absorção de 2,2-2,3 μm na banda 7 e inclui minerais portadores de hidroxila (por exemplo minerais de argila e micas). A razão de banda 6/7 é comumente utilizada para mapear argilas, porém essa relação também pode destacar a vegetação (Knepper, 1989). Neste estudo a razão normalizada entre as bandas 5 e 4 é utilizada para identificar a vegetação por ser mais eficiente no conteúdo abundante de clorofila devido ao alto contraste no *VIS* para o *NIR* (Pozzoni, 2002).

A razão de banda 4/2 foi utilizada para identificar áreas com maior probabilidade de ocorrência de material desmantelado. Já a razão $(4+6)/5$ usada para predizer a ocorrência de crostas lateríticas. Valores altos de relação de banda $(4+6)/5$ são úteis para detectar a absorção de campo cristalino de óxido de ferro férrico na banda 5 (Rockwell, 2013). A classe argila corresponde a áreas com domínio da caulinita (solo, rocha, saprólito), a classe ferro corresponde as áreas com fragmentos, concreções e nódulos de crostas lateríticas ou com moderada favorabilidade de conter crostas, classe alto ferro corresponde as áreas com domínio de crostas lateríticas, preferencialmente em lajedos e fragmentos métricos e (iv) vegetação.

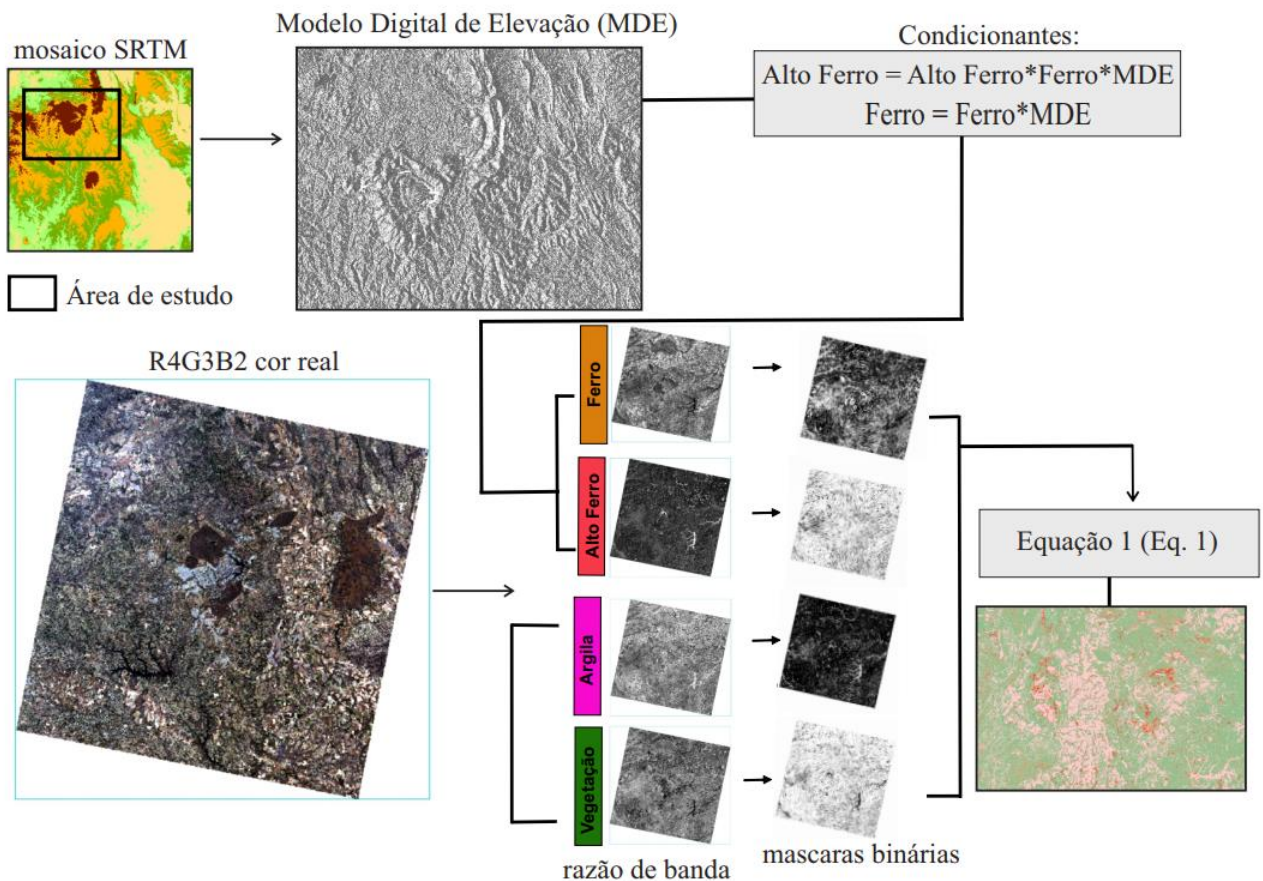


Figura 15: Fluxograma do processamento multiespectral realizado

Com os *rasters* da razão de bandas (Tabela 4) foi aplicado o *index overlay method* (IOM) e criados máscaras binárias. Esse método utiliza os valores de *pixel* de cada classe mapeada e os converte em valores 1 ou 0, onde 1 corresponde ao valor de *pixel* corresponde à ocorrência daquela classe e 0 a ausência. Os *rasters* de cada classe foram ponderados por peso conforme análise prévia e somados aos demais (equação 1).

Tabela 4: Razões de banda para identificação de alvos (Ducart *et al.*, 2016) e seus respectivos valores de corte para construção da máscara binária.

<i>Classe/cor</i>	<i>Alvo</i>	<i>Razão de banda OLI</i>	<i>Valor de corte</i>
NDVI (verde)	Vegetação	$(5-4)/(5+4)$	0,53
Ferro (laranja)	Desmantelado	$4/2$	0,73
Alto Ferro (vermelho)	Crosta	$(4+6)/5$	1,24
Clay (Branco)	Rocha/Saprolito/Solo	$(6/7)/(5/4)$	0,71

$$\Sigma = 1 * NDVI + 10 * Argila + 100 * Ferro + 1000 * Alto Ferro \quad (\text{equação 1})$$

A definição dos limiares de cada classe foi feita com base na média obtida em pontos previamente visitados e plotados na imagem em cor real *Red* (640-690 nm) *Green* (530-590 nm) *Blue* (450-510 nm) para comparação com a verdade de superfície e assim estipular um valor de corte para melhor adequação entre o que o sensor determina como uma das classes mapeadas e a verdade de campo. Desta forma, é possível descartar as áreas com menor favorabilidade de conter a classe sob análise utilizando a interface "*build raster mask*" do *software ENVI*.

Para a construção do modelo digital de elevação (MDE) foram mosaicadas as cenas SRTM (SRTM1S16W049V3, SRTM1S16W048V3, SRTM1S17W048V3 e SRTM1S17W049V3) e posteriormente recortada a região de estudo (Fig. 15). Além disso, foi criada uma máscara no MDE entre as cotas 880 m a 1150 m, já considerado um intervalo de confiança de 10 m para cima e para baixo devido a influência da vegetação na geração do MDE, que é o intervalo onde ocorrem as crostas lateríticas segundo os dados de campo, para ser utilizada como condicionante no processamento das classes ferro e alto ferro. O resultado obtido pela álgebra de mapas é mostrado na tabela 5 e na figura 21.

Tabela 5: Valores de classificação gerados pela equação 1.

Classe	Valores do raster	Qtd. de pixel
Sem classe	0	91
Vegetação	1; 11; 1101; 1111	8.330.434
Argila	10; 110; 111	8.624.791
Baixa favorabilidade de conterem crostas lateríticas	100 ;101; 1100; 1110; 1101	1.729.363
Alta favorabilidade de conterem crostas lateríticas	1000; 1110; 1011	518.448
Total	16	19.203.127

Para validação do mapa preditivo de ocorrência de crostas lateríticas (classes ferro e alto ferro), foram construídas máscaras binárias no formato *shape* com o produto das razões de banda das quatro classes de mapeamento (argila, ferro, alto ferro e vegetação). Isso permitiu construir a matriz de confusão (Tabela 6) e obter os índices de exatidão global, kappa e tau (Hellden et al., 1980; Klecka, 1980; Moreira, 2001; Lobão et al., 2005). Para maior refinamento do mapeamento das crostas lateríticas e definição da variabilidade mineralógica utilizou-se a cena hiperespectral *Hyperion* EO1H2210712014215110K5_1R

(*path221/row71*) disponível na plataforma da *USGS explorer* e convertidas em HDF no software *ENVI* (Fig. 16).

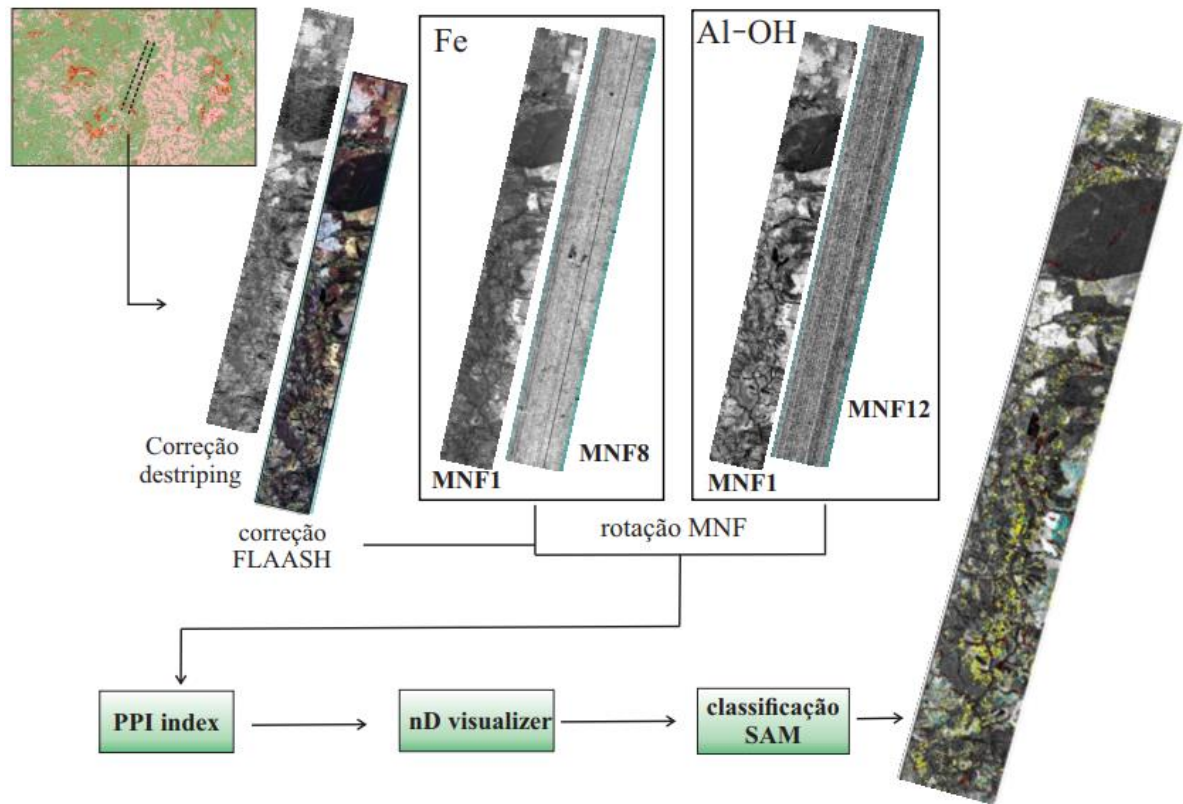


Figura 16: Fluxograma do processamento hiperespectral realizado

Das 242 bandas que o sensor tem disponível, foram removidas as radiometricamente não calibradas devido à ausência de informação (1-7; 58-78; 120-132; 165-182; 185-187; 221-224; 225-242). Nas 164 bandas restantes, foi feita correção atmosférica (*FLAASH*) e radiométrica (*destriping*). As bandas de absorção da goethita e hematita no *NIR* e da caulinita no *SWIR* foram utilizadas para rotação *MNF* (*minimum noise fraction*) onde há informação até a MNF 7 (*NIR*) e MNF 11 (*SWIR*). Posteriormente, no *ENVI* foi aplicado o algoritmo de pixel puro (*PPI index*) (Ahmad e Fatima, 2012) usando 10.000 interações e fator de limite de 2.5. Os *pixels* puros identificados foram exportados com a ferramenta *nD visualizer* para classificação *Spectral Angle Mapper* (*SAM*).

O *SAM* que é um classificador espectral que identifica a similaridade entre espectros de referência de bibliotecas espectrais ou extraídos na própria imagem para comparação entre ajustes de vetoriais. Ângulos pequenos indicam bom ajuste entre os vetores. O procedimento gera dois tipos de imagem *SAM* e *rule image*. A imagem *SAM* é o resultado

da classificação para cada espectro de referência (*endmembers*). Foram escolhidas as cores amarelo para goethita, vermelho para hematita e azul para caulinita (Carrino et. al., 2011; Carvalho Jr. et. al., 2011; Menezes et. al., 2012).

As leituras espectrorradiométricas reamostradas para o sensor *OLI* e removido o contínuo espectral (*continuum removal*) para realce das feições espectrais e foram comparadas as assinaturas extraídas das amostras de campo e da biblioteca espectral da *USGS* e da *JPL* (Fig. 23).

RESULTADOS E DISCUSSÕES:

Características estruturais, texturais, mineralógicas e químicas das crostas lateríticas

Os perfis lateríticos desenvolvidos a partir dos arenitos, siltitos, filitos e xistos (Grupo Bambuí e Paranoá Canastra) são formados da base para o topo por rocha-mãe, saprolito, horizonte mosqueado, crosta laterítica, crosta dismantelada e solo que afloram segundo o grau de dissecação (Fig. 17). As crostas lateríticas que são o foco deste estudo, estendem-se ao longo dos platôs e colinas, na forma de blocos e/ou lajedos (Fig. 18A), mas afloram preferencialmente na quebra do relevo e em cortes de estrada entre as cotas 880 m e 1150 m. São colunares com texturas maciça (Fig. 18B), vermiforme, pisolítica (Fig. 18C), pisolítica-oolítica, são amarelo-avermelhadas a rosa-avermelhadas e têm até 3 m de espessura (Fig. 18D). Elas estão cobertas por latossolo (Fig. 18E) com até 3 m de espessura no centro dos platôs e com menos de 1 m nas bordas destes, principalmente onde ocorrem arenitos e siltitos do Grupo Paranoá. Na quebra do relevo (Fig. 18F) e em relevos suaves a moderadamente ondulados entre 900 m a 1200 m (Fig. 18G), há predomínio de crostas lateríticas com textura vermiforme e pisolítica-oolítica, e nos relevos suaves a convexos entre 1000 m a 1150 m (Fig. 18H) a textura é maciça. Há marcas de raízes preenchidas por fragmentos de crosta e matriz argilosa com filme milimétrico goethítico marrom (Fig. 18B). Em regiões abaixo de 1000 m, há fragmentos de crosta laterítica e de rochas avermelhadas (filitos e folhelhos do Grupo Canastra) (Fig. 18I) capeados por cambissolos com média de 0,7 m de espessura. O horizonte mosqueado presente no leste da área é bem desenvolvido com espessuras de até 15 m (Fig. 18J), nas porções argilosas coesas e avermelhadas há formação de oolitos de caulinita envolvidos por filme de goethita.

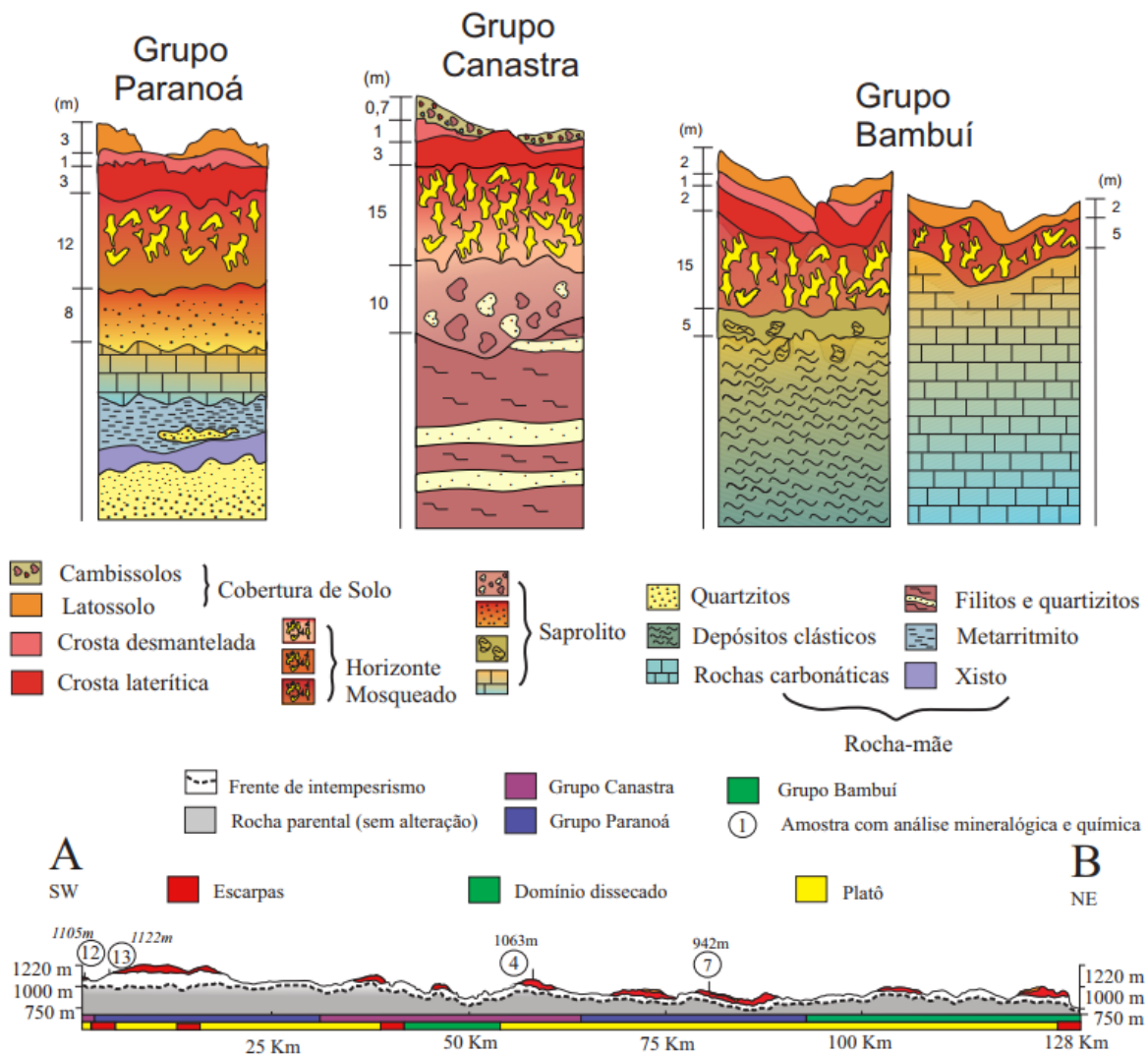


Figura 17: Principais perfis lateríticos da região estudada segundo o tipo de rocha mãe. Na seção A-B (ver figura 12) disposição das unidades geológicas segundo o domínio geomorfológico.

As crostas são formadas por caulinita, hematita, goethita, quartzo, muscovita e anatásio/rutilo (Fig. 19). Nas crostas pisolíticas (amostras 1, 2, 6, 13 e 15) há proporcionalmente mais goethita do que hematita (Fig. 18C), tendo um aspecto mais amarelado no perfil, enquanto nas maciças (amostras 3, 5, 7, 8, 9, 11 e 14) há predomínio de hematita e uma coloração avermelhada (Fig 18K). Esporadicamente, ocorre muscovita nas crostas lateríticas 2, 3, 4, 9 e 12 desenvolvidas a partir das rochas do Grupo Canastra e quartzo leitosos a hialinos com até 5 cm de diâmetro (Fig. 18L) nas 2, 6, 9, 12 e 13 desenvolvidas a partir das rochas dos grupos Paranoá e Bambuí.

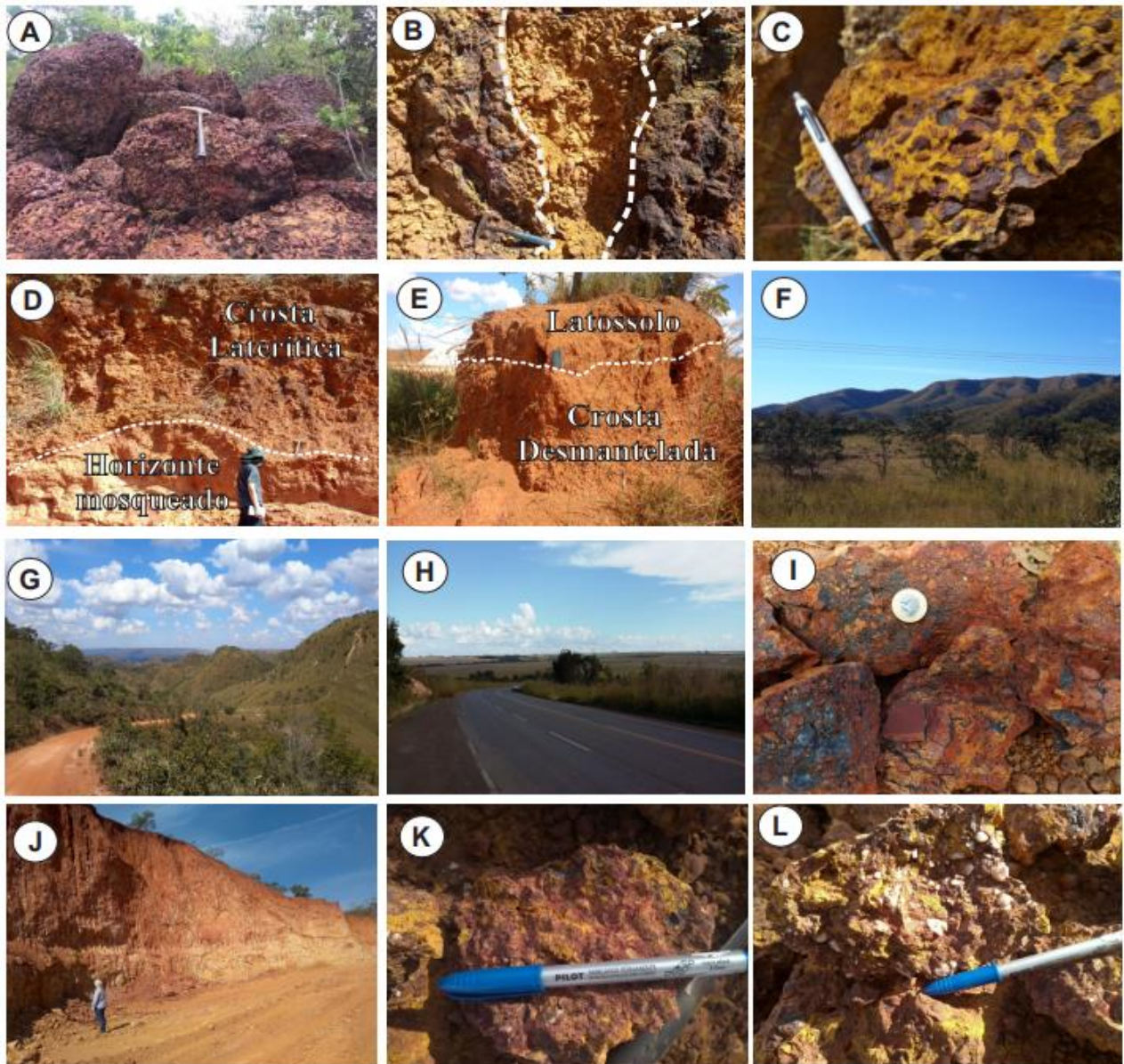


Figura 18: Aspectos macroscópicos das crostas lateríticas e suas relações com o relevo: (A) Blocos de crostas lateríticas pisolíticas do Grupo Bambuí; (B) Estrutura colunar das crostas lateríticas do Grupo Canastra preenchidas por material dismantelado; (C) Crostas pisolíticas do Grupo Canastra; (D) Perfil laterítico do Grupo Canastra; (E) Perfil laterítico do Grupo Paranoá; (F) Relevo fortemente ondulado representando as superfícies de escarpamento; (G) Relevo suavemente ondulado representando as superfícies de dissecações; (H) Relevo suave a plano representando as superfícies de platô; (I) Crosta laterítica com fragmentos de filitos do Grupo Canastra; (J) Horizonte mosqueado do Grupo Bambuí; (K) Crostas maciças do Grupo Paranoá; e (L) Crosta pisolíticas com grãos de quartzos centimétricos.

Os conteúdos de SiO₂ que refletem a mineralogia das crostas, variam entre 16,30% e 28,90%, Al₂O₃ entre 15,50% e 23,40%, Fe₂O₃ entre 33,50% e 54,50%, PF 9,82% e 13,60% e TiO₂ 0,54% e 1,53% (Tabela 6). As crostas desenvolvidas nos filitos e xistos tendem a ser mais aluminosas, enquanto as desenvolvidas nos pelitos contêm mais quartzo. A composição química indica que as crostas desenvolvidas sob o grupo Canastra e Paranoá têm moderado a forte estágio de lateritização e podem ser classificadas como crosta laterítica enquanto as crostas do Grupo Bambuí são Crostas lateríticas cauliniticas com menor grau de lateritização (Fig 19B)

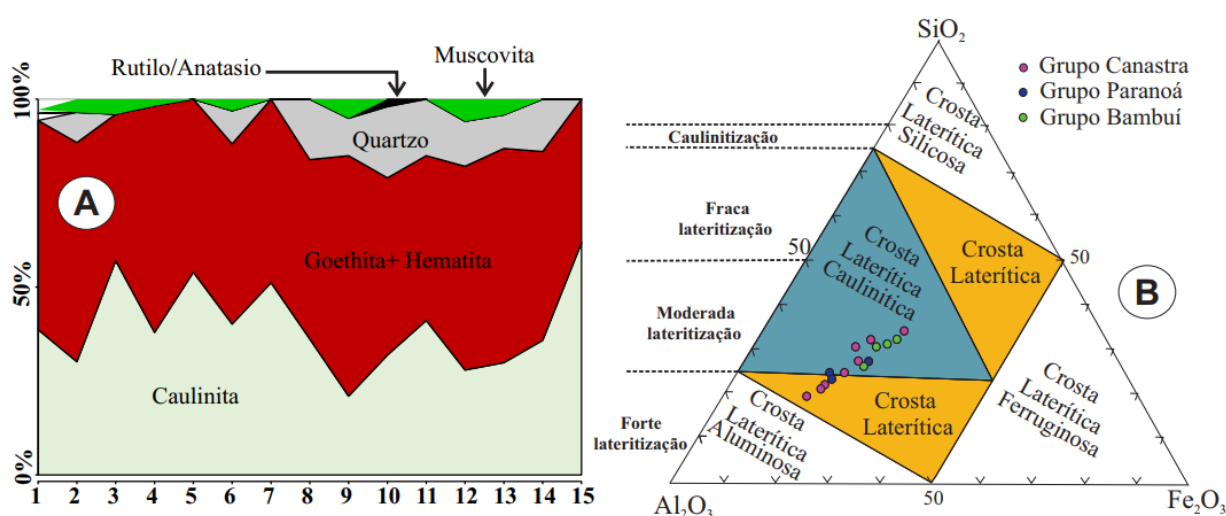


Figura 19: (A) Composição centesimal das crostas selecionadas para detalhe (ver tabela 6); (B) Relação SiO₂ - Al₂O₃ - Fe₂O₃ das crostas lateríticas e grau de lateritização conforme (Schellmann, 1983; Bourman e Ollier, 2002).

Tabela 6: Composição química dos elementos maiores e LOI nas crostas lateríticas.

Nº	Textura	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
1	Pisolítica	18,5	15,6	50,4	0,03	0,01	0,01	0,20	0,84	0,11	13,00	98,65
2	Pisolítica	20,7	15,5	51,8	0,07	0,01	0,02	0,37	0,83	0,11	9,82	99,29
3	Maciça	26,9	23,1	33,6	0,06	<0,01	<0,01	0,35	1,53	0,06	13,6	99,26
4	Vermiforme	17,9	15,5	52,4	0,03	<0,01	<0,01	0,18	0,75	0,10	12,00	98,84
5	Maciça	26,0	20,0	40,4	0,01	0,01	<0,01	0,09	1,10	0,06	11,10	98,83
6	Pisolítica	25,8	17,0	42,0	0,06	0,04	0,03	0,32	1,02	0,06	12,65	99,02
7	Maciça	22,4	20,1	41,4	0,06	<0,01	<0,01	0,28	0,85	0,11	13,5	98,75
8	Maciça	23,0	20,5	40,4	0,10	0,01	0,03	0,40	0,98	0,07	13,4	99,12
9	Maciça	16,3	13,9	54,5	0,07	<0,01	0,02	0,51	0,54	0,11	12,30	98,29
1	Vermiforme	27,2	18,7	42,3	0,02	<0,01	<0,01	0,13	1,11	0,05	10,80	100,38
11	Maciça	26,4	21,8	38,6	0,03	<0,01	<0,01	0,14	1,32	0,10	11,05	99,54
12	Vermiforme	20,9	17,7	47,6	0,09	<0,01	0,05	0,61	0,74	0,08	12,50	100,28
13	Pisolítica	19,9	16,1	49,9	0,12	<0,01	0,01	0,43	0,96	0,06	11,35	98,83
14	Maciça	23,2	18,6	43,8	0,02	<0,01	0,02	0,31	0,97	0,10	12,20	99,22
15	Pisolítica	28,9	23,4	33,4	0,06	<0,01	<0,01	0,20	1,07	0,03	12,15	99,25

Características espectrais das crostas lateríticas

A assinatura espectral das crostas lateríticas extraída em laboratório (Figura 20) indicam bandas de absorção entre 480 nm e 917 nm correspondentes a ligação Fe-O e, portanto, refletem a hematita e goethita. Os duetos entre 2160 nm e 2265 nm correspondem a caulinita e gibbsita. As bandas de absorção em 1400 nm e 1900 nm correspondem ao radical OH e a molécula H₂O, respectivamente, da goethita, caulinita e gibbsita (Hunt e Salisbury, 1970; Hunt et al., 1971).

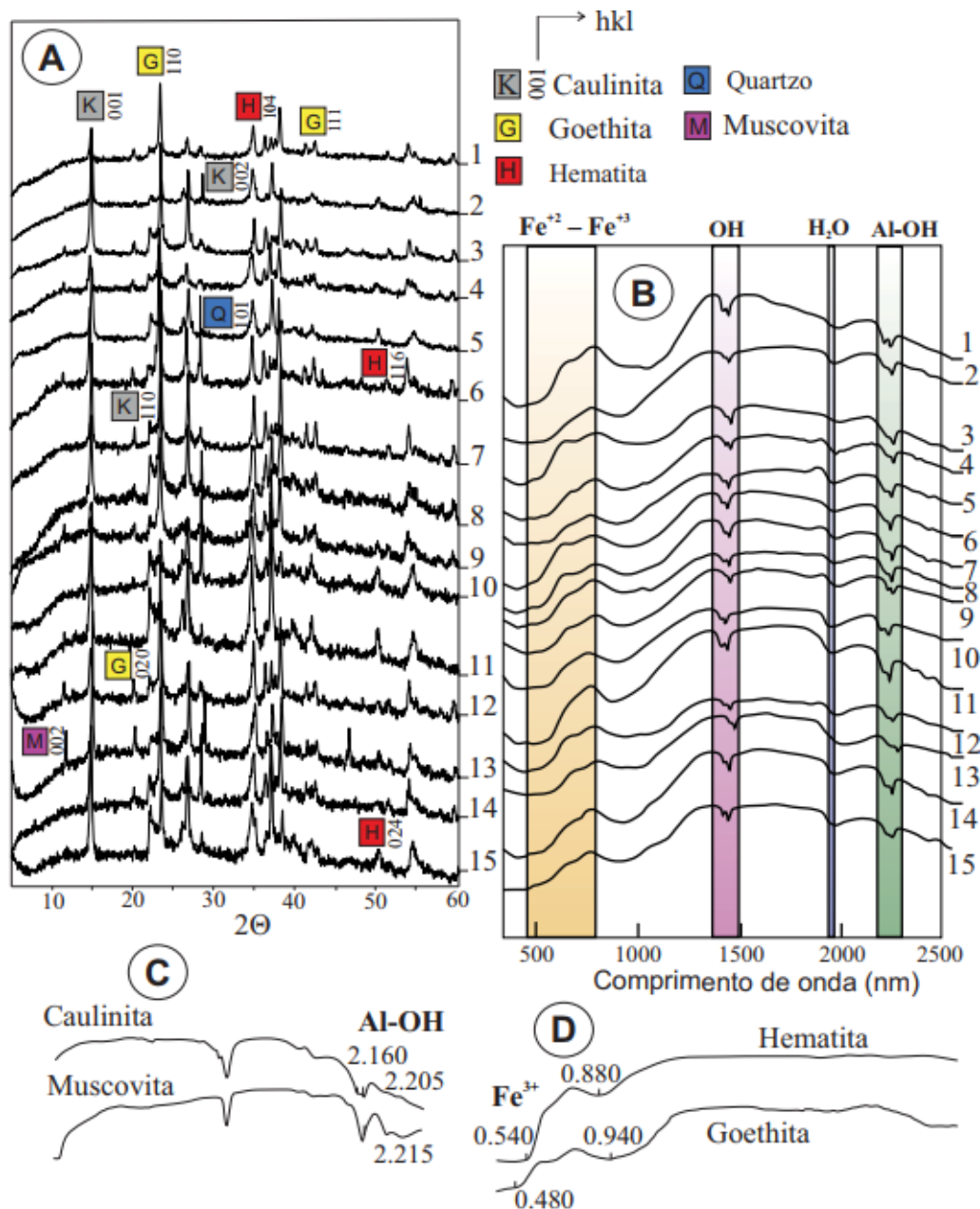


Figura 20: (A) Difractogramas; (B) Biblioteca espectral construída a partir das amostras selecionadas (ver tabela 6); (C) Assinatura espectral da caulinita e muscovita; e (D) Assinatura espectral da goethita e da hematita.

Mapa preditivo multiespectral

No mapa multiespectral preditivo para crostas lateríticas baseado nas razões de bandas e que resultaram nas quatro classes de mapeamento geradas: argila (solo, rocha, saprólito), ferro (fragmentos, concreções e nódulos de crostas lateríticas ou com moderada favorabilidade de conter crostas), alto ferro (domínio de crostas lateríticas, preferencialmente em lajedos e fragmentos métricos) e vegetação (Tabela 2 e 3) houve concordância com os dados de campo (Fig. 23).

Nos pixels vermelhos e laranjas correspondentes à baixa e alta favorabilidade de conter afloramentos de crosta laterítica e seus produtos de desmantelamento a concordância com os dados de campo foi de 85% nos 84 pontos de controle (Kappa de 58,30% e Tau de 44,40%, tabela 6) o que é considerada moderada conforme Landis e Koch (1977) e Ma e Redmond (1995). Assim, dos aproximadamente 17283 Km² mapeados, 11,71% correspondentes a 2023 Km² têm pixels com moderada a alta probabilidade de conter crostas. (Tabela 8).

Dos 95 pontos indicados como contendo crosta, 84 foram confirmados em campo, sendo 4 confundidos com rocha/saprolito/solo e 11 com a vegetação (Tabela 7). Para rocha/saprolito com pixels em branco, dos 53 pontos de controle, 31 foram confirmados como tal, 3 foram indicados como crosta, 16 como material desmantelado e 3 como vegetação (pixels verdes). Um total de 36 pontos de vegetação, 23 foram indicadas no campo como vegetação, 5 como crostas lateríticas, 6 como saprolito/rocha e 2 como solo e/ou material desmantelado.

Tabela 7: Matriz de confusão. Número de amostras por classe utilizados para cálculo da exatidão global, índice kappa e índice tau. As colunas representam o número de pontos classificados na imagem enquanto os valores nas linhas os observados em campo.

		Interpretação de Imagens				Soma
		Classificação (pontos)	Crosta	Rocha/Saprolito/Solo	Des.	
Verdade terrestre	Crosta	71	3	5	5	84
	Crosta/Desmantelado	9	16	42	2	67
	Rocha/Saprolito/Solo	4	31	2	6	43
	Vegetação	11	3	7	23	44
	Soma	95	53	56	36	240

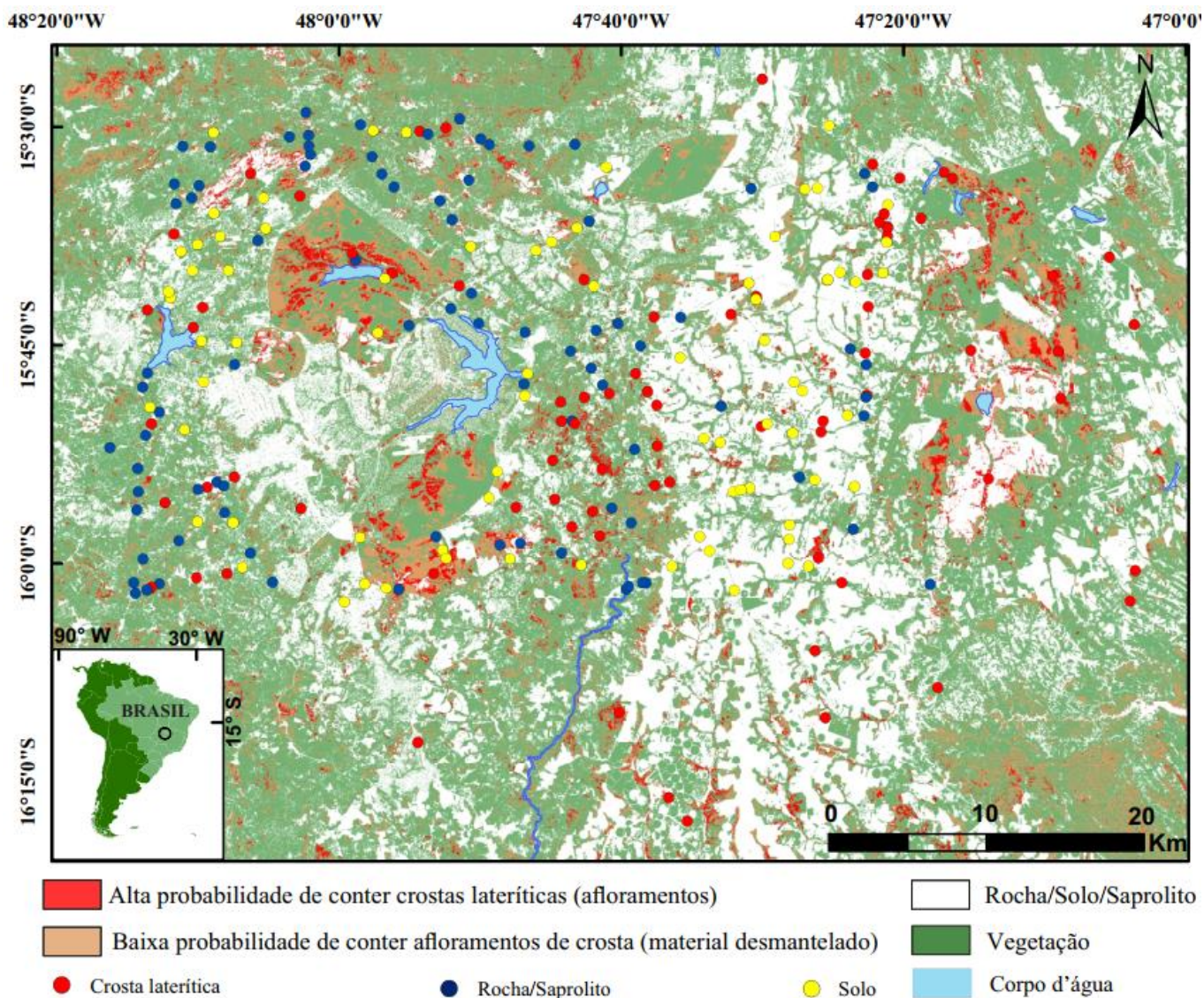


Figura 21: (A) Difratogramas; (B) Biblioteca espectral construída a partir das amostras selecionadas (ver tabela 6); (C) Assinatura espectral da caulinita e muscovita; e (D) Assinatura espectral da goethita e da hematita.

Tabela 8: Quantificação dos pixels classificados na cena *OLI*

Nº	Classe	Km ²	%
0	Sem classificação	0	<1
1	Baixa favorabilidade (dismantelado)	1556	9,01
2	Rocha/Saprolito/Solo	7762	44,91
3	Vegetação	7497	43,38
4	Alta favorabilidade (afloramentos de crostas lateríticas)	467	2,70
Soma		17283	100

O modelo 3D do mapa multiespectral (ver Fig. 21) mostra as relações das crostas lateríticas com o relevo e a formação da paisagem (Fig. 22).

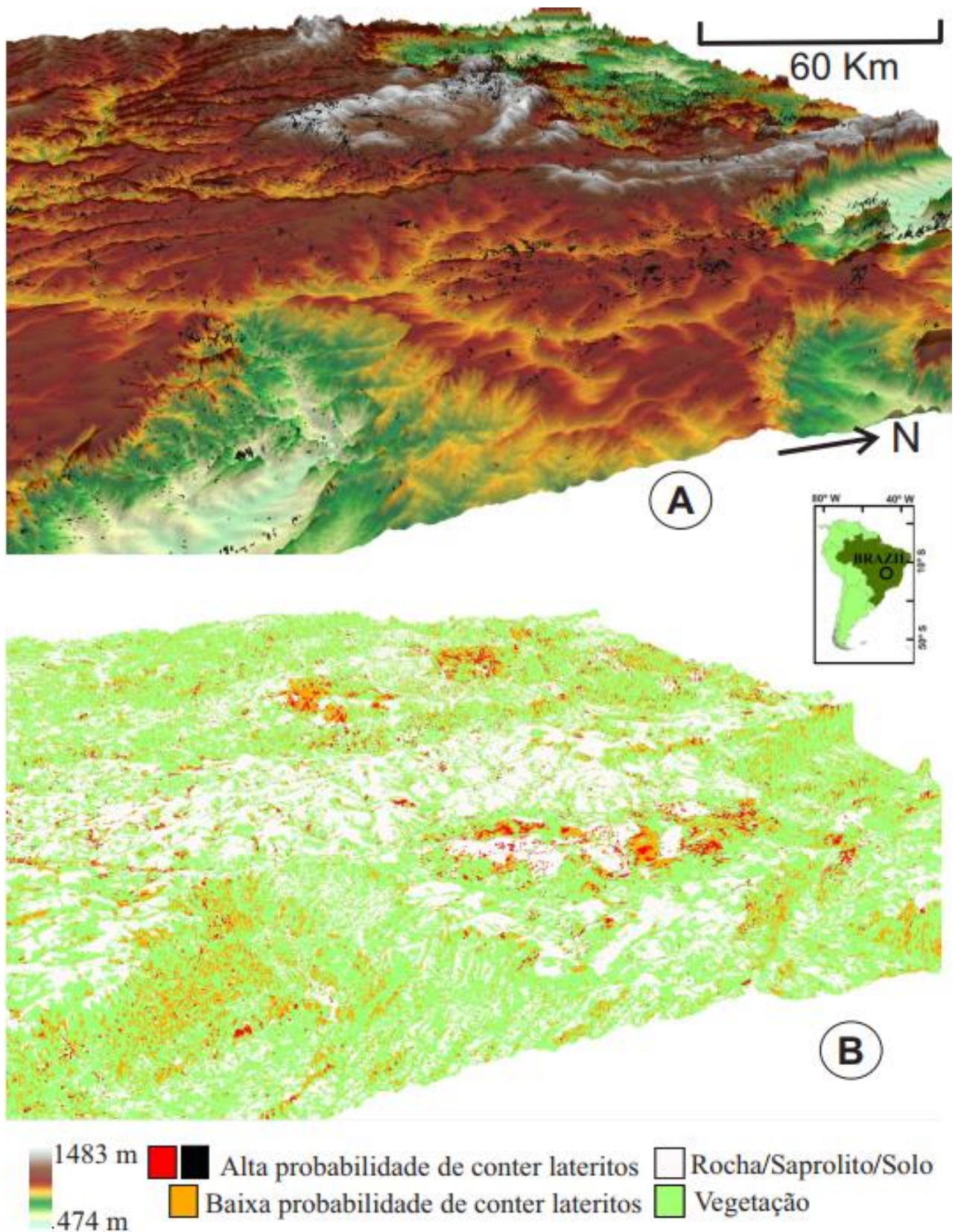


Figura 22: (A) Modelo digital de elevação com sobreposição dos pixels com alta probabilidade (em preto) de conterem afloramentos de crostas lateríticas; (B) Mapa preditivo (ver Fig. 21) em perspectiva 3D.

Processamento hiperespectral

No centro da área de estudo nos locais das amostras 2, 4 e 6 (ver Tabela 6), plotadas sobre cena *Hyperion* (Ver Fig. 23), e onde foi aplicado processamento hiperespectral (ver Fig. 16) para medir a potencialidade do sensor *Hyperion* em avaliar e refinar o mapeamento das crostas lateríticas, mostra que a *rule image* dos pixels correspondentes das amostras submetidos a classificação *SAM* e resultantes do ajuste entre o vetor de referência e o do *endmember*, confirmam a identificação das crostas lateríticas. Na *rule image* da amostra 2 (Fig. 24C) há predominância de hematita como indica o menor erro para esse *endmember* (0,24). Na amostra 4 a proporção de hematita e goethita é similar (0,37 e 0,29, respectivamente), enquanto na amostra 6 há predominância de goethita sobre hematita (0,12 e 0,44, respectivamente). Em todas essas amostras o erro para caulinita é alto (0,82 a 0,91) confirmando a dominância da goethita e hematita nas crostas lateríticas e a aplicação da técnica.

A correlação superior a 0,7 entre as assinaturas hiperespectrais das crostas lateríticas obtidas em laboratório em comparação com os espectros extraídos da cena *OLI* confirmam sua eficiência na discriminação espacial destas rochas (Tab. 9). Os espectros obtidos na cena *Hyperion* também foram comparados aos da cena *OLI* e os da biblioteca espectral criada e a da *USGS* (Fig. 23) com valores de R^2 superiores a 0,8 entre o *pixel OLI* e a assinatura espectrorradiométrica de laboratório reamostradas para o sensor *OLI*.

Tabela 9: Correlação entre os valores de reflectância do pixel da imagem *OLI* com a assinatura espectral de laboratório reamostrados para o *OLI*.

Amostra	R^2 entre o pixel <i>OLI</i> vs Assinatura de laboratório
1	0,73
2	0,94
3	0,71
4	0,91
5	0,81
6	0,89
7	0,74
8	0,82
9	0,81
10	0,91
11	0,93
12	0,87
13	0,85
14	0,86
15	0,90

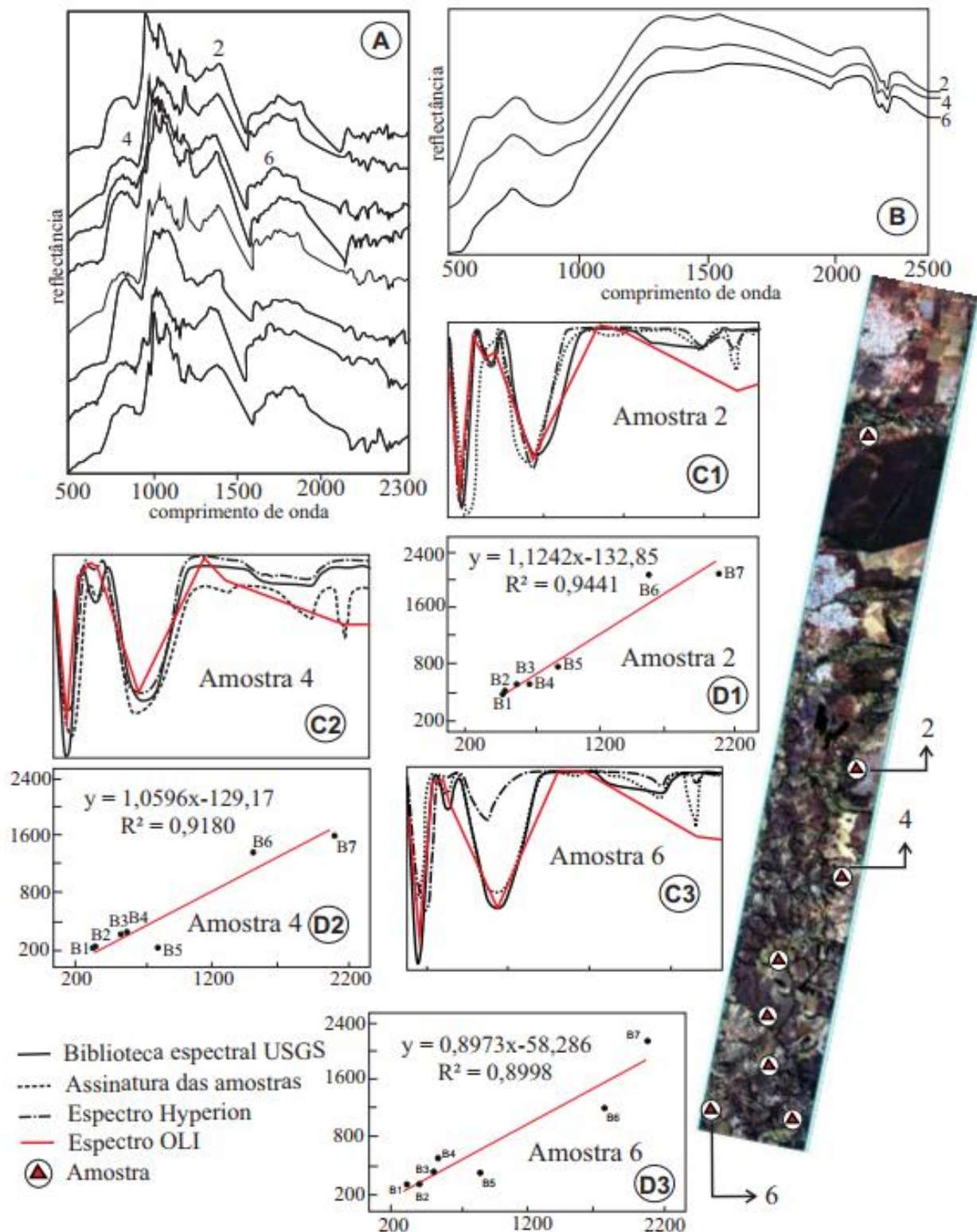


Figura 23: Análise espectral. (A) Espectros dos pontos indicados na imagem em cor real; (B) Assinatura espectral extraída em laboratório; (C) *Endmembers* da biblioteca espectral da *USGS*, da amostra de laboratório, extraída na imagem *Hyperion* e reamostrada para o sensor *OLI* com remoção do contínuo; (D) Correlação entre os valores de reflectância entre os espectros da amostra com as da cena *OLI*.

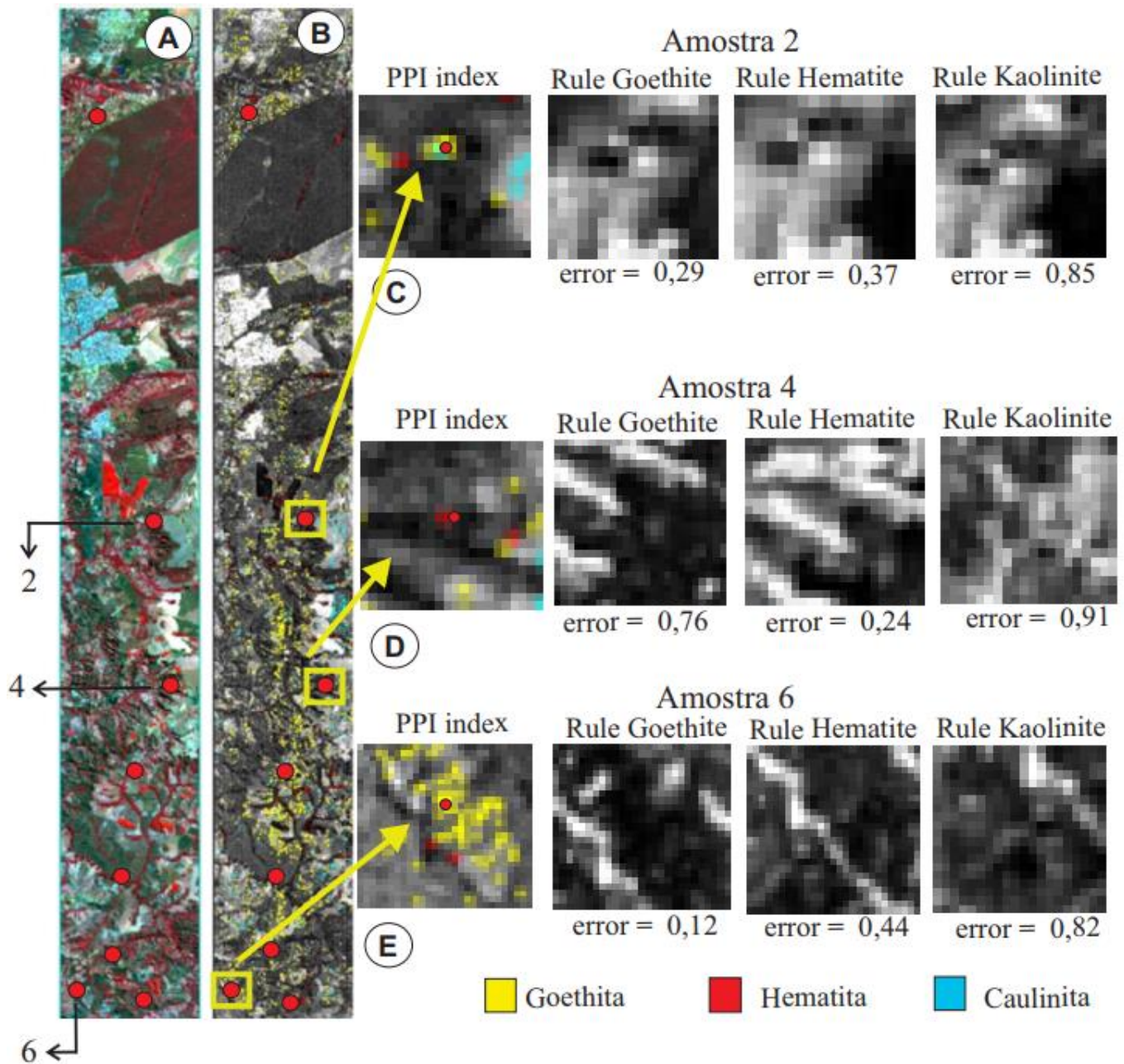


Figura 24: Resultado do processamento hiperespectral. (A) Imagem CIR; (B) Distribuição dos *pixels puros*; (C) *Rules images* referentes ao ponto 2; (D) *Rules images* referentes ao ponto 4; (E) *Rules images* referentes ao ponto 6. O valor de “erro” representa o valor de ajuste entre o ângulo do espectro de referência e o espectro do pixel aferido em radianos.

CONCLUSÃO

A espectrorradiometria aplicada na região do Distrito Federal com suporte de campo, permitiu validar a capacidade dos dados dos sensores *OLI* e *Hyperion* em mapear as características espectrais do regolito e identificar em escala regional (*OLI*) e de detalhe (*Hyperion*) as crostas lateríticas em relação a vegetação, solo e rocha/saprólito. Sua

aplicação em escala regional transforma a técnica num componente tecnológico de baixo custo indispensável para melhorar a compreensão das formações superficiais relacionadas a modelagem da paisagem, no mapeamento geológico básico e sobretudo na exploração mineral. No entanto, recomenda-se que ela seja aplicada inicialmente em área piloto para definir os pesos e os cortes para determinação de alvos. Os resultados alcançados podem ser reproduzidos em qualquer região que tenha características semelhantes, considerando dados e métodos equivalentes.

BIBLIOGRAFIA

- Ab'Saber, A. N. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. *Geomorfologia*, São Paulo, v. 52, p. 17-28, 1977.
- Abrams, M.J., Ashley, R.P., Rowan, L.C., Goetz, A.F.H. and Kahle, A.B., 1977. Mapping of Hydrothermal Alteration Minerals in the Cuprite Mining District, Nevada, Using Aircraft Scanner Images for the Spectral Region 0.46 to 2.36 μm . *Geology*, 5, p. 713–718.
- Ahmad, F., Fatima, Q., 2012. Pixel Purity Index Algorithm and n-Dimensional visualization for ETM+ Image Analysis: A Case of District Vehari. *Global Journal of Human Social Science Arts & Humanities*. v.12. 11p.
- Anand, R.R., Paine, M., 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*. 49, 3–162.
- Arhin, E., Jenkin, G.R.T., Cunningham, D., Nude, P. 2015. Regolith mapping of deeply weathered terrain in savannah regions of the Birimian Lawra Greenstone Belt, Ghana. *J. Geochem. Explor.* 159, 194–207.
- Barbosa, I. O., Lacerda, M. P. C., Blich, M. R., 2009. Relações pedomorfogeológicas nas chapadas elevadas do distrito federal. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*. 33, 1373-1383.
- Bellinaso, H., Dematte, J.A.M., Araujo, S.R., 2010. Spectral library and its use in soil classification. *Braz. J. Soil Sci.* 34, 861e870.
- Ben Dor, E., Chabrillat, S., Dematte, J.A.M., Taylor, G.R., Hill, J., 2009. Using imaging spectroscopy to study soil properties. *Remote Sens. Environ.* 113, 38e55.
- Bishop, J. L., Fairén, A. G., Michalski, J. R., Gago-Duport, L., Baker, L. L., Velbel, M. A. Rampe, E. B., 2018. Surface clay formation during short-term warmer and wetter conditions on a largely cold ancient Mars. *Nature Astronomy*, 2(3), 206–213.
- Bourman, R. P., Ollier, C. D., 2002. A critique of the Schellmann definition and classification of 'laterite'. *Catena*. v.47. 117–131p.

- Burns, R. Mineralogical applications of Crystal field theory. Cambridge: Cambridge University Press, 1993.
- Butt, C.R.M., Lintern, M.J., Angélica, R.R. 2000. Evolution of regoliths and landscape in deeply weathered terrain- implications for geochemical exploration. *Ore Geology Reviews* 16, 167-183.
- Campos, J. E. G., Dardenne, M. A., Martins, M. A. C. F., Freitas, F. H. F., 2013. The Paranoá Group geology at the external portion of the Brasília Belt. *Brazilian Journal of Geology*. 43(3): 461-476.
- Carrino, T.A., Silva, A.M., Botelho, N.F., da Silva, A.A.C., 2011. Discriminação de áreas deespesso regolito do leste do Estado do Amazonas usando estatística multivariada algoritmo hiperespectral e modelagem de dados espaciais. *Rev. Bras. Geofis.* 29 (1),155–172.
- Carvalho Jr., A. O., Guimarães, R. F., Gillespie, A. R. Silva, N., C., Gomes, R. A.T., 2011. A new approach to change vector analysis using distance and similarity measures. *Remote Sensing*. 3, 2473-2493.
- Clark, R. N., & Roush, T. L. (1984). Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 6329–6340.
- Clark, R.N., 1999. Spectroscopy of Rocks and Minerals and Principles of Spectroscopy. Ch1 in: *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing*, A.N. Rencz editor, 3rd edition, vol. 3, John Wiley & Sons, New York.
- CODEPLAN. Companhia de Planejamento do Distrito Federal: Atlas do Distrito Federal. Brasília, DF, 1984.
- Cohen, J. A., 1960. Coefficient of Agreement for Nominal Scales. *Educational and Measurement*. Vol XX, No 1, p. 37-46, 1960.
- Costa, M.L. 1997. Lateritization as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Exploration Mining Geology*. 6, 79-104.
- Crósta, Alvaro P. and Moore, John McM., 1989. Geological mapping using Landsat Thematic Mapper imagery in Almeria Province, south-east Spain', *International Journal of Remote Sensing*, 10: 505 -514.
- Dardenne, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30., 1978, Salvador. *Anais...Salvador: SBG*, 1978. v. 2, p 597-610.
- De Boissieu, F., Sevin, B., Cudahy, T., Mangeas, M., Chevrel, S., Ong, C., Despinoy, M., 2018. Regolith-geology mapping with support vector machine: A case study over weathered Ni-bearing peridotites, New Caledonia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 64, 377–385.
- Demattê J. A.M., 2014. Spectral pedology: a new perspective on evaluation of soils along pedogenetic alterations, *Geoderma*, 217, 190-200.

- Demattê J. A.M., Terra F.S., e Rossel R.A.V., 2015. Spectral libraries for quantitative analyses of tropical Brazilian soils: Comparing vis-NIR and mid-IR reflectance data 81-93, *Geoderma* 255-256.
- Ducart, D. F., Silva, A. M., Toledo, C. L. B., Assis, L. M., 2016. Mapping iron oxides with Landsat-8/OLI and EO-1/Hyperion imagery from the Serra Norte iron deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 46(3): pp. 331-349.
- EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal. Rio de Janeiro, 1978. 455 p. (Embrapa-SNLCS. Boletim Técnico, 53.
- Fereidooni, D., & Khajevand, R. (2018). Utilization of the accelerated weathering test method for evaluating the durability of sedimentary rocks. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*.
- Fonseca, M., Dardenne, M., Uhlein, A., 1995. Faixa Brasília setor setentrional : estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista brasileira de geociências*. 25(4):267-278.
- Gong, P., Yu, L., Li, C., Wang, J., Liang, L., Li, X., ... Zhu, Z., 2016. A new research paradigm for global land cover mapping. *Annals of GIS*, 22(2), 87–102.
- González-Álvarez, I., Boni, M., & Anand, R. R., 2016. Mineral exploration in regolith-dominated terrains: Global considerations and challenges. *Ore Geology Reviews*, 73, 375–379.
- Guimarães E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 270 p.
- Hecker, C., van Ruitenbeek, F. J. A., Bakker, W. H., Fagbohun, B. J., Riley, D., van der Werff, H. M. A., & van der Meer, F. D., 2019). Mapping the wavelength position of mineral features in hyperspectral thermal infrared data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 79, 133–140.
- Hellden, U. e STERN, M., 1980 Evaluation of Landsat Imagery and digital data for monitoring desertification indicators in Tunisia. *Proc. 14th. Int. symposium on Remote Sensing of Environment*, p. 1601-1611.
- Hlavay, H., Jonas, K., Elek., Inczedy, J., 1977. Characterization of the particle size and cristallinity of certain minerals by infrared spectrophotometry and other instrumental methods. I. Investigations on clays minerals. *Clays and Clay minetals*. Boukder, Co, v. 25. p. 451-456.
- Hunt, G. R, Salisbury, J. W., 1970 Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. I. Silicate minerals. *Modern Geology*, Amsterdam. V. 1, p 283-300.
- Hunt, G. R, Salisbury, J. W., Lenhoff, C. J., 1971. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*. Amsterdam. V.2. p195-205.

- Hunt, G. R. Eletromagnetic radiation: the communication link in remote sensing., 1980 In: Remote sensing in geology, edited by B. S. Siiegal and A. R. Gillespie, John Wiley & Sons, Inc., New York, USA. 5-45.
- Iwai, O. K., 2003. Mapeamento do uso do solo urbano do Município de São Bernardo do Campo, através de imagens de satélites. 2003. 127p. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Klecka, W. R., 1980 Discriminant Analysis. SAGE Publications, Inc., Beverly Hills, California, 71 p.
- Knepper Jr. D.H., 1989. Mapping hydrothermal alteration with Landsat Thematic Mapper data. : Lee K. (ed.). Remote sensing in exploration geology - A combined short course and fieldtrip. 28^o International Geological Congress Guidebook T182, p. 13-21.
- Lacerda Filho, J. V., Rezende, A., Silva, A., 1999 (orgs.). Geologia e recursos minerais do estado de Goiás e Distrito Federal. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, escala 1:500000. Serviço Geológico do Brasil (Conv. CPRM/METAGO S.A./UnB).
- Landis, J. R., Koch, G. G., 1977. The Measurement of Observer Agreement for Categorical Data. *Biometrics* 33, 159-174p.
- Latrubesse, E. M., e Carvalho, T. M. de. (orgs.), 2006. Secretaria de indústria comércio – SIEG., 2006. Goiás (Estado) Superintendência de geologia e mineração. Geomorfologia do Estado de Goiás e Distrito Federal.
- Laukamp, C., Salama, W., & González-Álvarez, I., 2016. Proximal and remote spectroscopic characterisation of regolith in the Albany–Fraser Orogen (Western Australia). *Ore Geology Reviews*, 73, 540–554.
- Lobão, J. S. B., França-Rocha, W. de J. S.; Silva, A. de B., 2005. Aplicação dos Índices Kappa e Pabak na validação da classificação automática de imagem de satélite em Feira de Santana – BA. Anais Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto.
- Lv, Z.; Yu, X.; Zhang, Z, Wang, G., 2013. Automatic Remote Sensing Image Classification Method Based on Spectral Angle and Spectral Distance. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) IEEE International* (pp. 3140-3143).
- Ma, Z., Redmond, R. L., 1995. Tau coefficients for accuracy assessment of classification of remote sensing data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Bethesda, 61(4), 453 - 439.
- Martins, E. de S., Reatto, A., Carvalho Jr., O. Guimarães, R., 2004 (orgs.). Evolução Geomorfológica do Distrito Federal. Embrapa Cerrados. 57p.
- Martins, E. S., 2000. Petrografia, mineralogia e geomorfologia de rególitos lateríticos no Distrito Federal. Tese (doutorado em geologia) – Universidade de Brasília, DF.
- Martins, E. S., Baptista, G. M. M., 1999. Compartimentação geomorfológica do Distrito Federal. In: Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do DF. Brasília. SEMATEC: MMA-SRH. Cap 2. 51p.

- Meneses, P. R. de., Almeida, T. de. (org.), 2012. Introdução ao processamento digital de imagens de sensoriamento remoto (CNPq). Editora UnB. 712p.
- Moreira, M. A., 2001. Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação. São José dos Campos: INPE- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 250 p.
- Peixoto, S. F. e Horbe A. M. C., 2008. Bauxitas do nordeste do Amazonas. Revista Brasileira de Geociências, 38:406-422.
- Pimentel, M. M. e Fuck, R. A., 1992. Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Geology*, 20(4):373-379.
- Pimentel, M. M., 2016 The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*. 46(Suppl 1): 67-82.
- Pinto, M. N. (Org.), Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas. 2 ed. Brasília, DF: UnB: SEMATEC, 1994. p. 17-74.
- Ponzoni, F. J., 2002. Sensoriamento Remoto no estudo da vegetação: Diagnosticando a Mata Atlântica. Curso de uso de sensoriamento remoto no estudo do meio ambiente. DRS/INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 27p
- Rockwell, B.W., 2013. Automated mapping of mineral groups and green vegetation from Landsat Thematic Mapper imagery with an example from the San Juan Mountains, Colorado. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3252, pamphlet, 1 map sheet, scale 1:325,000, 25 p.
- Schellmann, W., 1983. A new definition of laterite. Geological Survey of India, Memoirs. Nat. Resour. Dev. 18, 7–21
- Tardy, Y., Roquin, C. 1998. Derive des continents, Paléoclimats et altérations tropicales. Éditions BRGM. Orléans. 473p. 1-33.
- van der Meer, F., Kopačková, V., Koucká, L., van der W., Harald M. A., van Ruitenbeek, F., J.A. Bakker, Wim H., 2017. Wavelength feature mapping as a proxy to mineral chemistry for investigating geologic systems: An example from the Rodalquilar epithermal system. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 64, 237-248.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS:

A difusão da espectrorradiometria nas geociências aponta tendências futuras com o aumento de sensores hiperspectrais orbitais que podem reduzir substancialmente o tempo e o preço da aquisição de dados, e agregar valor ao mapeamento geológico e descobertas de novas ocorrências minerais. No Brasil isso se torna ainda mais importante dado sua extensão territorial e fronteiras de exploração como a Amazônia. O desenvolvimento de pesquisas abrangendo informações de coberturas vegetais e espesso regolito se faz necessário dado seu caráter ambiental e econômico.

No domínio central da Faixa Brasília os perfis lateríticos são completos e truncados e podem variar de 7 m a 30 m e as melhores exposições são observadas nos topos dos platôs e bordas de escarpas. As crostas lateríticas são vermiformes a maciças e por vezes podem ser capeadas por cobertura de solo. A integração de dados espectrorradiométricos suportados por dados geoquímicos e integração com modelos matemáticos mostrou-se eficiente na discriminação de áreas potenciais para conter afloramento de crostas lateríticas. Os valores comparativos entre a reflectância obtida por processamento e a assinatura espectral de laboratório foram superiores a 0,7 (R^2), demonstrando a potencialidade do sensor na discriminação de áreas favoráveis a conter crostas lateríticas (*OLI*) e sua possível integração com recobrimento hiperspectral (*Hyperion*) para detalhamento mineralógico e sua associação com áreas mineralizadas, por exemplo.

Vale salientar que é necessária uma análise prévia da área piloto para testes dos valores de corte e recobrimento de superfície no pré-processamento dos dados (características locais, geomorfologia, altimetria, etc.) o que implica em um detalhado reconhecimento da superfície. Outros modelos pautados em métodos semelhantes evidenciam essa necessidade (Carrino *et al.*, 2011; Iza *et al.*, 2016; Arhin *et al.*, 2015). Apesar da similaridade macroscópica das crostas (mineralogia, estrutura, textura) da região central da área de estudo, onde obteve-se recobrimento hiperspectral, foi possível indicar predominância de goethita como sesquióxido de Fe o que foi confirmado em campo.

Nesta perspectiva, o mapa do regolito tem múltiplas aplicações dentre as quais (i) orientar prospectivamente uma campanha geoquímica (rocha, solo, sedimento de corrente); (ii) auxiliar em mapeamentos hidrogeológicos na determinação de áreas de exposição de solo, rocha, etc.; (iii) Discriminação de áreas para exploração de cascaralho laterítico e outros agregados na construção civil; (iv) No refinamento do mapeamento

geomorfológico, geológico e pedológico; (v) Na agricultura na delimitação de áreas potenciais para não cultivo de culturas, uma vez que, a resistência mecânica das crostas não favorece à atividade agrícola, além do que os latossolos associados geralmente são inférteis o que implica em custos com correção de solo.

6. BIBLIOGRAFIA

6. BIBLIOGRAFIA:

- Ab'Saber, A. N., 1977. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. *Geomorfologia*, São Paulo, v. 52, p. 17-28.
- Aleva, G. J. J.(Compiler), 1994. Laterites—Concepts, Geology, Morphology and Chemistry. International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), Wageningen.
- Allégre, C.J., Dupré, B., Négrel, P., Gaillardet, J., 1996. Sr-Nd-Pb isotopes systematics in Amazon and Congo River systems: Constrains about erosion processes. *Chemical Geology* 131, 93-112.
- Anand, R. R., Butt, C. R. M., 1988. The terminology and classification of the deeply weathered regolith. CSIRO Division of Exploration Geoscience Discussion Paper.
- Anand, R. R., Smith R. E., Innes, J., Churchward, H. M., Perdrix, J. L., Grunsky, E. C., 1989. Laterite types and associated ferruginous materials, Yilgarn Block, WA: terminology, classification and atlas. CSIRO Division of Exploration Geoscience Report60R.
- Anand, R.R., Paine, M., 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*. 49, 3–162.
- Baptista, G. M. M., Corrêa, R. S., Santos, P. F., Madeira Netto, J. S. Meneses, P. R., 2011. Use of Imaging Spectroscopy for Mapping and Quantifying the Weathering Degree of Tropical Soils in Central Brazil.. *Applied and Environmental Soil Science*. C. v. 11. 7p.
- Bardossy, G., Aleva, G.J.J. 1990. Lateritic bauxites. In: *Developments in economic geology*, v.27. Amsterdam, Elsevier. 624p.
- Baugh, W. M., Kruse, F. A., Atkison, Jr. W., 1998. Quantitative geochemical mapping of ammonium minerals in the southern Cedar Mountains, Nevada, using the airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS). *Remote Sensing of Environment* v. 65 292-308
- Beauvais, A., 1999. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricrete in Central Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(23/24): 3939-3957.
- Bedell R., Crósta A.P., Grunsky E. (Eds.), 2009. *Remote Sensing and Spectral Geology*. Littleton, Society of Economic Geologists, 270 p.
- Belcher, J., 1954. O relatório técnico sobre a nova capital: relatório Belcher. Brasília, DF.
- Bigarella, J. J.; Becker, R. D.; Passos, E.; Hermann, M. L. P.; Mendonça, M.; Santos, G. F.; Carvalho, S. M. C.; Coitinho, J. B. L., 1996. *Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais*. Vol. II. Florianópolis, Editora da UFSC.
- Boulangé, B., Carvalho, A., 1997. The bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A. J., Lucas, Y. (Eds.) *Brazilian bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. 55-73.

- Braun, O. P. G., 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p 3-39.
- Büdel, J., 1982. *Climatic geomorphology*. Princeton: Princeton University Press.
- Calagari, A. A., Abdeni, A., 2007. Geochemical investigation on Permo-Triassic bauxite horizon at Kanisheeteh, east of Bukan, west- Azarbaidjan, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 94,1-18 p.
- Carrino, T.A., Silva, A.M., Botelho, N.F., da Silva, A.A.C., 2011. Discriminação de áreas deespesso regolito do leste do Estado do Amazonas usando estatística multivariada algoritmo hiperespectral e modelagem de dados espaciais. *Rev. Bras. Geofis.* 29 (1),155–172.
- Christofoletti, A. 1980 *Geomorfologia*. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher.
- Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M., Swayze G., Vergo N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95(B8):12653-12680.
- Clark, R.N., 1999. *Spectroscopy of Rocks and Minerals and Principles of Spectroscopy*. Ch1 in: *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing*, A.N. Rencz editor, 3rd edition, vol. 3, John Wiley & Sons, New York.
- CODEPLAN. Companhia de Planejamento do Distrito Federal: Atlas do Distrito Federal. Brasília, DF, 1984.
- Colin F, Nahon D, Trescases J. J. e Melfi A. J. 1990. Lateritic weathering of pyroxenites at Niquelandia, Góias, Brazil: the supergene behavior of nickel. *Economic Geology* 85, 1010-1023.
- Correia, V. R. de M., Monteiro, A. M. V., Carvalho, M. de S., Werneck, G. L., 2007. Uma aplicação do sensoriamento remoto para a investigação de endemias urbanas. *Cad. Saúde Pública* vol.23 no.5 Rio de Janeiro.
- Costa, M.L. 1997. Lateritization as major process of ore deposit formation in the Amazon Region. *Exploration Mining Geology* 6, 79-104.
- Costa, M.L., 2008. Introdução ao intemperismo laterítico e à laterização In: Licht, O.A.B.; Mello, C.S.B.; Silva, C.R. *Prospecção geoquímica: Depósitos Minerais Metálicos, Não metálicos, Óleo e Gás* p. 199-244.
- Costa, M.L., Fernandez, O.J.C. Requelme, M.E.R., 2005. Depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: J. Marini, E. T. Queiroz e B.W. Ramos (eds.) *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNPM, FINEP, ADIMB, Brasília, p.227-333.
- Dardenne, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30., 1978, Salvador. *Anais...Salvador: SBG*, 1978. v. 2, p 597-610.
- Dauth C., 1997. Airborne Magnetic, Radiometric and Satellite Imagery for Regolith Mapping in the Yilgarn Craton of Western Australia, *Exploration Geophysics* 199-203.

- Ducart, D. F., Silva, A. M., Toledo, C. L. B., Assis, L. M., 2016. Mapping iron oxides with Landsat-8/OLI and EO-1/Hyperion imagery from the Serra Norte iron deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Braz. Journal of Geology*. vol.46 no.3 São Paulo.
- Eggleton, R. A. (Editor), 2001. *Glossary of Regolith—Surficial Geology, Soils and Landscapes*. CRC LEME Publication, Perth. Australia.
- Eiten, G., 1994. Vegetação do cerrado. In: Pinto, M. N. (Orgs.). *Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas*. 2 ed. Ver. ampl. Brasília, DF: UnB. SEMATEC. 17-74p.
- EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal. Rio de Janeiro, 1978. 455 p. Embrapa-SNLCS. Boletim Técnico, 53.
- Fernandes, R.B.A., Barrón, J., Torrent, M.P.F., 2004. Quantification of iron oxides of Brazilian soils using diffuse reflectance spectroscopy. *Revista Brasileira de Ciências Solo*, v. 28, pp. 245-257.
- Freitas-Silva, F. H., Campos, J. E. G., 1999. Geologia do Distrito Federal In : *Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal*. Brasília : SEMATEC : IEMA. MMA-SRH.
- Freyssinet, Ph., Butt, C.R.M., Morris, R.C. & Piantone, P., 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 681-722.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., Allègre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* 159, 3-30.
- Galvão, L. S., Formaggio, A. R., Tisot, D. A., 2005. Discrimination of sugarcane varieties in Southeastern Brazil with EO-1 Hyperion data. *Remote Sensing of Environment*. v.95 523-534p.
- González-Álvarez, I., Boni, M., Anand, R. R., 2016. Mineral exploration in regolith-dominated terrains: Global considerations and challenges. *Ore Geology Reviews*, 73, 375 – 379p.
- Guimarães E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 270 p.
- Guimarães, E.M. 1978. Gênese e controle dos depósitos de manganês de São João d'Aliança, GO. Mestrado em Geologia, Universidade de Brasília, Brasil.
- Hellden, U. e STERN, M., 1980 Evaluation of Landsat Imagery and digital data for monitoring desertification indicators in Tunisia. *Proc. 14th. Int. symposium on Remote Sensing of Environment*, p. 1601-1611.
- Herrera, I.L.I.E., 2016. Utilização de dados altimétricos, geomorfológicos e gamaespectrométricos para a identificação de crostas lateríticas em uma área da porção norte do estado de Rondônia. 2016. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal de Rondônia. Porto Velho.

- Horbe A.M.C., Costa M.L., 1999. Relações genéticas entre latossolos e crostas lateríticas aluminosas e alumino - ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. 29, 497-504 p.
- Horbe, A.M.C., Costa. M.L. 1999. Geochemical evolution of lateritic Sn, Zr, Th, Nb, Y and REE - bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas - Brazil. *Journal of Geochemical Exploration* 66, 339-351.
- Horbe, A.M.C., Lages, A.S., Moquet, J-S., Santos, R.V., Seyler, P., Cochonneau, G. 2016. Geochemistry of organic-rich river waters in Amazonia: Insights on weathering processes of intertropical cratonic terrain. *Applied Geochemistry* 65, 22-35.
- Hunt, G. R. Eletromagnetic radiation: the communication link in remote sensing., 1980 In: *Remote sensing in geology*, edited by B. S. Siiegal and A. R. Gillespie, John Wiley & Sons, Inc., New York, USA. 5-45.
- Iza, E.R.H.F; Horbe, A.M.C; Silva, A.M., 2016. Boolean and fuzzy methods for identifying lateritic regoliths in the Brazilian Amazon using gamma-ray spectrometric and topographic data. *Geoderma*. V. 269, 27-38.
- King, L. C. A., 1956. Geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p 147-265.
- Klecka, W. R., 1980 *Discriminant Analysis*. SAGE Publications, Inc., Beverly Hills, California, 71 p.
- Köppen, W., 1900: Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. – *Geographische Zeitschrift* 6, 593–611, 657–679.
- Levada, A. L. M., 2010. Combinação de modelos de campos aleatórios markovianos para classificação contextual de imagens multiespectrais. 146p. Tese (Doutorado). Instituto de Física de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- Martins, E. de S., Reatto, A., Carvalho Jr., O. Guimarães, R., 2004 (orgs.). *Evolução Geomorfológica do Distrito Federal*. Embrapa Cerrados. 57p.
- Martins, E. S. 1991. Comportamento mineralógico do ouro em perfis de intemperismo nas regiões de Luziânia – GO e Paracatu –MG. Dissertação de mestrado, IG-UNB.
- Martins, E. S., 2000. Petrografia, mineralogia e geomorfologia de rególitos lateríticos no Distrito Federal. Tese (doutorado em geologia) – Universidade de Brasília, DF.
- Martins, E. S., Baptista, G. M. M., 1999. Compartimentação geomorfológica do Distrito Federal. In: *Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do DF*. Brasília. SEMATEC: MMA-SRH. Cap 2. 51p.
- Meneses, P. R. de., Almeida, T. de. (org.), 2012. *Introdução ao processamento digital de imagens de sensoriamento remoto (CNPq)*. Editora UnB. 712p.
- Meneses, P.R.; Madeira Netto, J.S., 2001. *Sensoriamento Remoto: Reflectância dos Alvos Naturais* (org.). Brasília: Editoras UnB- Embrapa Cerrados. 2001. 262p.

- Merzlyak, M. N., Gitelson, A. A., Chivkunova, O. B., Rakitin, V. Y., 2002. Non-destructive optical detection of pigment changes during leaf senescence and fruit ripening. *Physiologia Plantarum*. v. 106 135-141p.
- Millot, G., 1964. *Geologie Des Argiles*. Masson, Paris.
- Moquet, J-S., Crave, A., Viers, J., Seyler, P., Armijos, E., Bourrel, L., Chavarri, E., Lagane, C., Laraque, A., Casimiro, W.S.L., Pombosa, R., Noriega, L., Vera, A., Guyot, J-L., 2011. Chemical weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Andean and foreland Amazon basins. *Chemical Geology* 287, 1-26.
- Morais, M.C., Paradella R.W., Rennó, C.D., 2002. Mapeamento de Lateritas Mineralizadas em Ferro do Depósito De N1 (Carajás-Pa) Através de Classificação Textural de Imagens de Radar do Sarex 92, *Revista Brasileira de Geociências*. 32, 351- 360 p.
- Moss, R.P., 1965. Slope development and soil morphology in a part of south-west Nigeria. *Journal of Soil Science* 16, 192-209.
- Nahon, D., Tardy, Y., 1992. The ferruginous laterites. In: Butt C. R. M. & Zeegers H. eds. *Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains*, pp. 41–55. *Handbook of Exploration Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam.
- Oliveira, F. S., Varajão, A. F. D. C., Varajão, C. A. C., Boulangé, B., Costa, J.L.G., Vessani, L. A., 2009. Alteração supergênica e morfogênese tropical no complexo máfico-ultramáfico acamadado de Barro Alto, GO. *Geociências*. 28, 255-272p.
- Oliveira, F. S., Varajão, A. F. D. C., Varajão, C. A. C., Boulangé, B., Gomes, N. S., 2011. Bauxitisation of anorthosites from Central Brazil. *Geoderma* 167-168, 319–327p.
- Oliveira, S. D., Trescases, J. J., 1982. Estudo mineralógico e geoquímico da laterita niquelífera de Niquelândia-GO. *Congresso Brasileiro De Geologia*, 32, vol. 3. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Ollier, C. D., Galloway, R. W., 1990. The laterite profile, ferricrete and unconformity. *Catena* 49, 97– 109.
- Paradella W.R., Bignelli P.A., Veneziani P., Pietsch R.W., Toutin T. 1997. Airborne and Spaceborne Synthetic Aperture Radar (SAR) Integration with Landsat TM and gamma ray spectrometry for geological mapping in a tropical environment, the Carajás Mineral Province, Brazil. *International Journal of Remote Sensing* , 18(7):1483-1501.
- Penteado, M. M., 1976. Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos geomorfológicos do planalto de Brasília. *Notícias geomorfológicas, Campinas*. v. 16 39p-53p.
- Penteado, M. M., 1978. *Fundamentos de geomorfologia*. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE. 154p.
- Pimentel, M. M. e Fuck, R. A., 1992. Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Geology*, 20(4):373-379.
- Prado E.M.G., Silva A.M., Ducart D.F., Toledo C.L.B., Assis L.M., 2016. Reflectance spectroradiometry applied to a semi-quantitative analysis of the mineralogy of the N4ws deposit, Carajás Mineral Province, Pará, Brazil. *Ore Geology Reviews* , 78:101-119.

- Santos, W.M. dos., 2011. Mineralogia e Geoquímica da bauxita derivada do anortosito, Barro Alto, Goiás. Dissertação de mestrado, IG-UNB.
- Scafutto, R. D. M. Souza Filho, C. R., Rivard, B., 2016. Characterization of mineral substrates impregnated with crude oils using proximal infrared hyperspectral imaging. *Remote Sensing of Environment*. v. 179 116-130p.
- Scott, K. M., Pain C. F., 2009. *Regolith Science*. CSIRO - Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Austrália). Springer 551p.
- Sherman, D. M., Waite, T. D., 1985. Electronic spectra of Fe³⁺ oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. *American Mineralogist*, Washington, DC, v. 70, p. 1262-1269.
- Souza Filho, C. R., Crósta, A. P., 2003. Geotecnologias aplicadas a geologia. *Revista Brasileira de Geociências*. 33, 1 – 4 p.
- Swayze, G. A., Clark, R. N., Goetz, A. F. H., Livo, K. E., Breit, G. N., Kruse, F. A., Sutley, S. J., Snee, L. W., Lowers, H. A., Post, J. L., Stoffergen, R. E., Ashley, R. P., 2014. Mapping Advanced Argillic Alteration at Cuprite, Nevada, Using Imaging Spectroscopy. *Economic Geology* v.109 (5): 1179-1221p.
- Tardy, Y., Roquin, C. 1998. *Derive des continents, Paléoclimats et altérations tropicales*. Éditions BRGM. Orléans. 473p. 1-33.
- Tematio, P., Songmene S. M., Leumbe O. L., Nouazi, M.M., Yemefack, M., 2015. Mapping bauxite indices using Landsat ETM+ imageries constrained with environmental factors in Fouban área (West Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*. 109, 47- 54 p.
- Thomas, M. F., 1974. *Tropical geomorphology: a study of weathering and landform development in warm climates*. New York: John Wiley & Sons.
- Thompson, A. J. B., Hauff, P. L. and Robitaille, A. J., 1999. Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *SEG Newsletter*, 39, 16-27.
- Trecasses, J. J., 1992. Chemical weathering. In: Butt C. R. M. & Zeegers H. eds. *Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains*, pp. 25–39. *Handbook of Exploration Geochemistry 4*. Elsevier, Amsterdam.
- Uhlein, A., Baptista, M. C., Seer, H. J., Caxito, F. A., Uhlein, G. J., Dardenne, M. A., 2011. a Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (Mg): Sistema deposicional de leque submarino em bacia de ante-país. *Geonomos*. 19 (2), 163-172p.
- Walther, J., 1915. Laterit in West Australien. *Zeitschrift de Deutschens Geologischen Gesellschaft* 49, 113– 140.
- Yang, K., Huntington, J.F., Gemmel, J.B., Scott, J.M., 2011. Variation on composition and abundance of white mica in hydrothermal alteration system in Hellyer, Tasmania, as revealed by infrared reflectance spectroscopy. *Journal Geochemical Exploration*, v. 108, pp. 143-156.

7. ANEXO

PONTOS DE CONTROLE

Nº	Estação	x	y	Classe
1	MV001	-47,9212	-16,2124	CROSTA
2	MV002	-47,3101	-15,6139	CROSTA
3	MV003	-47,3544	-15,6270	CROSTA
4	MV004	-47,3601	-15,6131	CROSTA
5	MV005	-47,6319	-15,7273	CROSTA
6	MV006	-47,6168	-15,9134	CROSTA
7	MV007	-47,3784	-15,7184	CROSTA
8	MV008	-47,0922	-15,6647	CROSTA
9	MV009	-47,6319	-15,8256	CROSTA
10	MV010	-47,0637	-15,7419	CROSTA
11	MV011	-47,0654	-16,0241	CROSTA
12	MV012	-47,0717	-16,0592	CROSTA
13	MV013	-47,7339	-15,9643	CROSTA
14	MV014	-47,6984	-15,9824	CROSTA
15	MV015	-47,5087	-15,8587	CROSTA
16	MV016	-47,4334	-15,8490	CROSTA
17	MV017	-47,3811	-15,8198	CROSTA
18	MV018	-47,4460	-16,1118	CROSTA
19	MV020	-47,4349	-16,1890	CROSTA
20	MV021	-47,3012	-16,1558	CROSTA
21	MV023	-47,5723	-16,2912	CROSTA
22	MV024	-47,6002	-16,3053	CROSTA
23	MV025	-47,9211	-16,2125	CROSTA
24	MV027	-48,1635	-15,9152	CROSTA
25	MV028	-48,1313	-15,9041	CROSTA
26	CP001	-47,6217	-16,2784	CROSTA
27	AH001	-47,9006	-15,5139	CROSTA
28	AH002	-46,1629	-14,4448	CROSTA
29	AH003	-46,2802	-15,0174	CROSTA
30	AH004	-46,5633	-16,0821	CROSTA
31	AH005	-46,6238	-15,3483	CROSTA
32	MV029	-47,3540	-15,6020	DESMANTELADO
33	MV030	-47,3584	-15,6125	VEGETAÇÃO
34	MV031	-47,3543	-15,6271	CROSTA
35	MV032	-47,3538	-15,6374	VEGETAÇÃO
36	MV033	-47,3559	-15,6447	DESMANTELADO
37	MV034	-47,3603	-15,6799	DESMANTELADO
38	MV035	-47,3790	-15,6817	CROSTA
39	MV036	-47,3929	-15,6898	DESMANTELADO
40	MV037	-47,4110	-15,6786	VEGETAÇÃO
41	MV038	-47,4264	-15,6873	VEGETAÇÃO
42	MV039	-47,5106	-15,7052	DESMANTELADO
43	MV040	-47,5112	-15,7084	DESMANTELADO
44	MV043	-47,6746	-15,7344	ROCHA/SAPROLITO
45	MV045	-47,4475	-15,5831	DESMANTELADO
46	MV046	-47,4517	-15,5828	VEGETAÇÃO

47	MV047	-47,3717	-15,5816	ROCHA/SAPROLITO
48	MV048	-47,3392	-15,5717	CROSTA
49	MV049	-47,3806	-15,5656	ROCHA/SAPROLITO
50	MV050	-47,3791	-15,5439	CROSTA
51	MV051	-47,4224	-15,5105	DESMANTELADO
52	MV052	-47,8722	-15,7148	CROSTA
53	MV053	-47,8396	-15,7322	ROCHA/SAPROLITO
54	MV054	-47,7824	-15,7906	VEGETAÇÃO
55	MV055	-47,7866	-15,8023	CROSTA
56	MV056	-47,4081	-16,0248	CROSTA
57	MV057	-47,3088	-16,0377	ROCHA/SAPROLITO
58	MV058	-47,5698	-15,9962	DESMANTELADO
59	MV059	-47,6851	-15,9458	DESMANTELADO
60	MV061	-47,9223	-15,7333	VEGETAÇÃO
61	MV062	-48,0432	-15,5437	ROCHA/SAPROLITO
62	MV063	-48,0356	-15,5359	ROCHA/SAPROLITO
63	MV064	-48,0394	-15,5225	VEGETAÇÃO
64	MV065	-48,0374	-15,5285	ROCHA/SAPROLITO
65	MV066	-48,0603	-15,5156	VEGETAÇÃO
66	MV067	-48,0402	-15,4876	ROCHA/SAPROLITO
67	MV068	-48,1502	-15,5092	DESMANTELADO
68	MV069	-48,1539	-15,5253	ROCHA/SAPROLITO
69	MV070	-48,1865	-15,5243	CROSTA
70	MV071	-48,1968	-15,5676	VEGETAÇÃO
71	MV072	-48,1952	-15,5901	ROCHA/SAPROLITO
72	MV074	-48,0898	-15,6201	DESMANTELADO
73	MV075	-48,0995	-15,6335	DESMANTELADO
74	MV076	-48,0920	-15,5849	DESMANTELADO
75	MV077	-48,0473	-15,5818	CROSTA
76	MV078	-48,1067	-15,5566	CROSTA
77	MV080	-48,1506	-15,6016	DESMANTELADO
78	MV081	-48,1438	-15,6283	DESMANTELADO
79	MV082	-48,1346	-15,6675	VEGETAÇÃO
80	MV083	-47,9592	-15,7412	DESMANTELADO
81	MV084	-47,9497	-15,6794	DESMANTELADO
82	MV085	-47,9842	-15,6575	CROSTA
83	MV086	-48,1681	-15,5699	CROSTA
84	MV087	-48,1768	-15,5838	ROCHA/SAPROLITO
85	MV088	-48,1906	-15,6447	VEGETAÇÃO
86	MV089	-48,1773	-15,6670	DESMANTELADO
87	MV090	-47,8478	-15,6439	VEGETAÇÃO
88	MV091	-47,8694	-15,6132	DESMANTELADO
89	MV092	-47,8489	-15,5677	ROCHA/SAPROLITO
90	MV093	-47,8834	-15,5912	VEGETAÇÃO
91	MV095	-47,9376	-15,5745	ROCHA/SAPROLITO
92	MV096	-47,9514	-15,5596	CROSTA
93	MV097	-47,9630	-15,5394	ROCHA/SAPROLITO
94	MV098	-47,9613	-15,5095	DESMANTELADO

95	MV099	-47,9219	-15,5122	DESMANTELADO
96	MV100	-47,8967	-15,5145	ROCHA/SAPROLITO
97	MV101	-47,8585	-15,4974	ROCHA/SAPROLITO
98	MV102	-47,8343	-15,5208	CROSTA
99	MV103	-47,8241	-15,5275	VEGETAÇÃO
100	MV104	-47,7770	-15,5296	ROCHA/SAPROLITO
101	MV105	-47,7230	-15,5285	DESMANTELADO
102	MV106	-47,6864	-15,5552	DESMANTELADO
103	MV107	-48,1704	-15,6370	DESMANTELADO
104	MV108	-47,7072	-15,6164	ROCHA/SAPROLITO
105	MV109	-47,7521	-15,6398	DESMANTELADO
106	MV110	-47,8474	-15,6974	ROCHA/SAPROLITO
107	MV111	-47,7846	-15,7433	CROSTA
108	MV112	-47,7314	-15,7652	ROCHA/SAPROLITO
109	MV113	-47,7004	-15,7418	VEGETAÇÃO
110	MV114	-47,6484	-15,7605	ROCHA/SAPROLITO
111	MV115	-47,6005	-15,7281	DESMANTELADO
112	MV116	-47,5193	-15,6899	DESMANTELADO
113	MV117	-47,4259	-15,6866	DESMANTELADO
114	MV118	-47,4880	-15,6367	DESMANTELADO
115	MV119	-47,5153	-15,5818	ROCHA/SAPROLITO
116	MV123	-47,7140	-15,6834	CROSTA
117	MV124	-47,7029	-15,6913	DESMANTELADO
118	MV125	-47,7710	-15,6492	VEGETAÇÃO
119	MV126	-47,7217	-15,6242	DESMANTELADO
120	MV127	-47,8177	-15,9863	ROCHA/SAPROLITO
121	MV128	-47,8061	-16,0021	DESMANTELADO
122	MV129	-47,7934	-15,9847	DESMANTELADO
123	MV130	-47,7452	-15,9965	CROSTA
124	MV131	-47,7220	-16,0104	VEGETAÇÃO
125	MV133	-47,7865	-15,8159	DESMANTELADO
126	MV134	-47,7404	-15,8416	CROSTA
127	MV135	-47,7304	-15,8453	ROCHA/SAPROLITO
128	MV136	-47,7261	-15,8482	CROSTA
129	MV137	-47,7156	-15,8186	VEGETAÇÃO
130	MV138	-47,7068	-15,7853	VEGETAÇÃO
131	MV139	-47,6937	-15,8045	ROCHA/SAPROLITO
132	MV140	-47,6859	-15,8145	CROSTA
133	MV141	-47,6546	-15,7919	CROSTA
134	MV142	-47,8199	-15,9021	DESMANTELADO
135	MV143	-47,8298	-15,9319	DESMANTELADO
136	MV144	-47,7982	-15,9435	CROSTA
137	MV145	-47,7521	-15,9346	CROSTA
138	MV146	-47,7541	-15,8900	VEGETAÇÃO
139	MV147	-47,6975	-15,9097	CROSTA
140	MV148	-47,7078	-15,9494	CROSTA
141	MV149	-47,6618	-15,9629	ROCHA/SAPROLITO
142	MV150	-47,6162	-15,9156	CROSTA

143	MV152	-47,6569	-15,8789	ROCHA/SAPROLITO
144	MV153	-47,6298	-15,8750	CROSTA
145	MV154	-47,6314	-15,8267	CROSTA
146	MV155	-47,5407	-15,7256	VEGETAÇÃO
147	MV156	-47,5019	-15,7556	DESMANTELADO
148	MV157	-47,4673	-15,8035	DESMANTELADO
149	MV158	-47,4575	-15,8137	VEGETAÇÃO
150	MV159	-47,4044	-15,8428	DESMANTELADO
151	MV160	-47,3847	-15,8435	ROCHA/SAPROLITO
152	MV161	-47,4002	-15,7666	ROCHA/SAPROLITO
153	MV162	-47,3824	-15,7718	CROSTA
154	MV163	-47,3814	-15,7852	ROCHA/SAPROLITO
155	MV164	-47,3822	-15,8221	VEGETAÇÃO
156	MV165	-47,4357	-15,8614	CROSTA
157	MV166	-47,4696	-15,8624	DESMANTELADO
158	MV167	-47,4997	-15,8515	DESMANTELADO
159	MV168	-47,5538	-15,8307	CROSTA
160	MV169	-47,6018	-15,7744	DESMANTELADO
161	MV170	-47,5748	-15,8671	DESMANTELADO
162	MV171	-47,5557	-15,8721	VEGETAÇÃO
163	MV172	-47,6145	-16,0135	DESMANTELADO
164	MV173	-47,6454	-16,0320	ROCHA/SAPROLITO
165	MV174	-47,6498	-16,0315	ROCHA/SAPROLITO
166	MV175	-47,6688	-16,0391	VEGETAÇÃO
167	MV176	-47,6657	-16,0357	VEGETAÇÃO
168	MV177	-47,5811	-15,9795	DESMANTELADO
169	MV178	-47,5411	-16,0419	VEGETAÇÃO
170	MV179	-47,4770	-16,0112	DESMANTELADO
171	MV180	-47,4753	-15,9839	DESMANTELADO
172	MV181	-47,4527	-16,0150	VEGETAÇÃO
173	MV182	-47,4743	-15,9677	DESMANTELADO
174	MV183	-47,3993	-15,9731	ROCHA/SAPROLITO
175	MV184	-47,3971	-15,9245	DESMANTELADO
176	MV185	-47,4621	-15,9129	ROCHA/SAPROLITO
177	MV186	-47,5405	-15,9286	DESMANTELADO
178	MV187	-47,8935	-15,9759	ROCHA/SAPROLITO
179	MV188	-47,8858	-15,9912	DESMANTELADO
180	MV189	-47,8820	-16,0005	DESMANTELADO
181	MV190	-47,8971	-16,0198	CROSTA
182	MV191	-47,9835	-15,9754	DESMANTELADO
183	MV192	-47,9790	-16,0286	VEGETAÇÃO
184	MV193	-47,9534	-16,0338	DESMANTELADO
185	MV194	-47,9386	-16,0356	ROCHA/SAPROLITO
186	MV195	-48,0035	-16,0488	DESMANTELADO
187	MV196	-48,0879	-16,0250	VEGETAÇÃO
188	MV197	-48,1233	-16,0076	DESMANTELADO
189	MV198	-48,1419	-16,0144	CROSTA
190	MV199	-48,1777	-16,0188	CROSTA

191	MV200	-48,2220	-16,0249	ROCHA/SAPROLITO
192	MV201	-48,2310	-16,0284	CROSTA
193	MV202	-48,2369	-16,0317	ROCHA/SAPROLITO
194	MV203	-48,2506	-16,0356	ROCHA/SAPROLITO
195	MV204	-47,4439	-15,9162	DESMANTELADO
196	MV205	-47,5211	-15,9246	VEGETAÇÃO
197	MV206	-47,5315	-15,9268	DESMANTELADO
198	MV207	-47,4162	-16,0206	CROSTA
199	MV208	-48,1523	-15,9099	ROCHA/SAPROLITO
200	MV209	-48,1756	-15,9546	DESMANTELADO
201	MV210	-48,1981	-15,9761	VEGETAÇÃO
202	MV211	-48,2407	-15,9965	ROCHA/SAPROLITO
203	MV212	-48,2525	-16,0232	VEGETAÇÃO
204	MV213	-48,1136	-15,9915	VEGETAÇÃO
205	MV214	-48,1334	-15,9564	DESMANTELADO
206	MV215	-48,1436	-15,9447	CROSTA
207	MV216	-48,1439	-15,9141	ROCHA/SAPROLITO
208	MV217	-48,1894	-15,8489	DESMANTELADO
209	MV218	-48,2187	-15,8286	ROCHA/SAPROLITO
210	MV219	-48,2286	-15,8415	CROSTA
211	MV220	-48,2353	-15,8549	VEGETAÇÃO
212	MV221	-48,2781	-15,8684	VEGETAÇÃO
213	MV228	-48,2298	-15,8226	DESMANTELADO
214	MV229	-48,1744	-15,9178	VEGETAÇÃO
215	MV230	-48,2137	-15,9321	CROSTA
216	MV231	-48,2473	-15,9398	VEGETAÇÃO
217	MV232	-48,2452	-15,9192	CROSTA
218	MV233	-48,2455	-15,8925	VEGETAÇÃO
219	MV235	-48,2382	-15,7998	VEGETAÇÃO
220	MV236	-48,2322	-15,7836	ROCHA/SAPROLITO
221	MV237	-48,1287	-15,7753	VEGETAÇÃO
222	MV238	-48,1263	-15,7501	DESMANTELADO
223	MV239	-48,2324	-15,7073	CROSTA
224	MV240	-48,2036	-15,6979	DESMANTELADO
225	MV241	-48,1737	-15,7055	CROSTA
226	MV242	-48,1684	-15,7067	CROSTA
227	MV243	-48,1677	-15,7478	DESMANTELADO
228	MV245	-48,2059	-15,6906	DESMANTELADO
229	MV246	-48,1662	-15,7947	DESMANTELADO
230	MV247	-47,9760	-15,5023	CROSTA
231	SB1	-48,1985	-15,6186	CROSTA
232	SB2	-47,2844	-15,5874	CROSTA
233	SB4	-47,2382	-15,9172	CROSTA
234	SB5	-47,2496	-15,7718	CROSTA
235	SB6	-47,2881	-15,5663	CROSTA
236	SB7	-47,1694	-15,8247	CROSTA
237	MV248	-47,8615	-15,6886	VEGETAÇÃO
238	MV249	-47,9007	-15,5139	CROSTA

239	MV250	-47,7437	-15,8235	CROSTA
240	MV251	-47,5005	-15,4563	CROSTA
240	MV252	-48,0530	-15,9411	VEGETAÇÃO
