



**Universidade de Brasília**

**Faculdade de Tecnologia**

**Departamento de Engenharia Florestal**

**CONTROLE GEOMORFOLÓGICO DE BACIA LEVEMENTE  
DISSECADA NO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO**

Renato Henrique Ferrari

Brasília, 2018

**Universidade de Brasília**  
**Faculdade de Tecnologia**  
**Departamento de Engenharia Florestal**

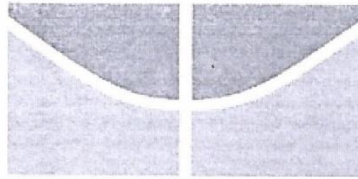
**CONTROLE GEOMORFOLÓGICO DE BACIA LEVEMENTE  
DISSECADA NO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO**

Renato Henrique Ferrari

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado  
ao Departamento de Engenharia Florestal da  
Universidade de Brasília como requisito para  
obtenção do título de Bacharel em Engenharia  
Florestal.

Orientador: Prof. Dr. Vinicius Vasconcelos  
Coorientador: Prof. Dr. José Roberto Rodrigues Pinto


Brasília, 2018




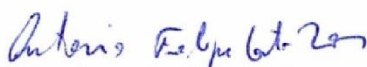
Universidade de Brasília  
Faculdade de Tecnologia  
Departamento de Engenharia Florestal

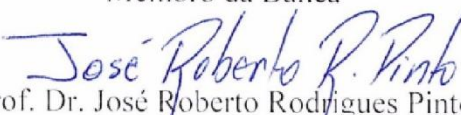
## CONTROLE GEOMORFOLÓGICO DE BACIA LEVEMENTE DISSECADA NO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO

Estudante: Renato Ferrari  
Matrícula: 11/0151780  
Orientador: Prof. Dr. Vinicius Vasconcelos  
Menção: SS

  
Prof. Dr. Vinicius Vasconcelos  
Universidade de Brasília – UnB  
Departamento de Ecologia  
Orientador

  
Prof. Dr. Éder de Souza Martins  
Embrapa -Cerrados  
Membro da Banca

  
Prof. Dr. Antonio Felipe Couto Junior  
Universidade de Brasília – FUB/UnB  
Membro da Banca

  
Prof. Dr. José Roberto Rodrigues Pinto  
Universidade de Brasília – EFL/UnB  
Membro da Banca

## **Dedicatória**

Dedico este trabalho à minha mãe, Mariá, e ao meu padrasto, Zé, que, diante de todos os muros e barreiras, sempre deram um jeito de construir pontes para a conclusão do meu objetivo.

## **Agradecimentos**

Sou grato, por terem me apoiado de uma forma ou de outra na realização deste trabalho e na minha trajetória acadêmica da graduação:

Eternamente à minha mãe, por resistir e persistir nas incontáveis dificuldades que passou criando-me sozinha, e por ter confiado em mim – mesmo que fosse loucura e sem saber ao certo como me manteria em outra cidade – quando pedi mais uma vez sua mão.

Eternamente ao meu padrasto, ou melhor, meu pai, que me inspira com sua garra, alegria, honestidade e humildade e que me encanta com sua sabedoria simples e de poucas palavras – me fazendo pensar e refletir por muito tempo – e, mesmo sem ter a obrigação, depois de um tempo passou a contribuir, junto à minha mãe, no meu custeio em Brasília.

Ao meu orientador, Vinicius, pela disponibilização de seu tempo, pela sua paciência e por sua enorme contribuição no meu desenvolvimento acadêmico, onde pude aprender sobre uma área do conhecimento nova e muito mais ainda com sua perspicácia.

Ao meu coorientador, Zé Roberto, pelas suas fundamentais contribuições no desenvolvimento deste trabalho e pelo seu exemplo profissional, de coerência e de importância no departamento, sendo um dos meus mentores nos estudos do Cerrado.

À minha orientadora, Gabriela, que me abriu as portas de um ambiente de pesquisa profissional de alto nível, onde pude expandir minha visão científica, e ainda pude me inspirar em seu exemplo entusiasmado e contagiante de viver fora da zona de conforto.

À sensacional equipe do Laboratório de Solos e Vegetação, por toda contribuição metodológica e teórica no meu desenvolvimento e pelo seu exemplo cooperativo – onde todos crescem e alcançam mais longe – que inspira e se torna uma insígnia do grupo.

Aos membros desta banca, que disponibilizaram de seus preciosos tempos para revisar este trabalho e apontar novos caminhos que poderiam ser explorados.

À toda população brasileira, que pelo seu trabalho e geração de riquezas criaram as universidades públicas e as mantêm funcionando, e à toda comunidade acadêmica, em especial os trabalhadores da limpeza, da segurança e do RU, que trabalham arduamente para o funcionamento da UnB mas não possuem as mesmas chances que outras pessoas para poder ingressar em uma universidade pública de qualidade.

À vida, por me propiciar dias fantásticos em que pude viver.

## **Reflexão**

*Nostra patria è il mondo intero,  
nostra legge è la libertà*

Pietro Gori

# Sumário

Lista de Figuras .....	viii
Índice de Tabelas .....	x
Resumo .....	xi
<b>1. Introdução</b> .....	12
<b>2. Objetivo</b> .....	14
<b>2.1. Objetivos Específicos</b> .....	14
<b>3. Revisão Bibliográfica</b> .....	14
<b>3.1. Elementos da Paisagem</b> .....	14
<b>3.2. O Relevo como Integrador</b> .....	15
<b>3.3. Aplainamento em Relevos Tropicais</b> .....	15
<b>3.4. Mineralogia e Suscetibilidade Magnética como Expressão do Processo Geomorfológico</b> .....	16
<b>4. Material e Métodos</b> .....	18
<b>4.1. Área de Estudo</b> .....	18
<b>4.2. Delineamento Amostral</b> .....	19
<b>4.3. Mineralogia dos Solos</b> .....	20
<b>4.4. Suscetibilidade Magnética, Ferro Ditionito e Ferro Oxalato</b> .....	20
<b>5. Resultados</b> .....	21
<b>5.1. Teores de Gibbsita, Caulinita e razão entre ambos</b> .....	21
<b>5.2. Cor, susceptibilidade magnética e teores dos minerais de ferro</b> .....	22
<b>6. Discussão</b> .....	27
<b>7. Conclusão</b> .....	32
<b>8. Referências Bibliográficas</b> .....	32

## Lista de Figuras

- Figura 1 - Localização da Bacia do Rio Jardim no Distrito Federal sob o mapa digital de elevação e em imagem do LandSat-8. Datum: D\_WGS\_1984. Imagem de satélite do LandSat-8 retirado do INPE, assim como o mapa digital de elevação. .... 18
- Figura 2 - Mapa de Padrões de Terreno (A) com região do delineamento ampliada (B) da Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal, com as topossequências definidas. As sequências de bolas verdes possuem padrão de canais (C1 e C2) e as de quadrado verde-água possuem de rampas (R1 e R2). Datum: D\_WGS\_1984. Imagem do LandSat-8 retirada do INPE. .... 19
- Figura 3 - Relação entre a Razão Gibbsita e Caulinita ( $RGK = Gb/(Gb + K)$ ) e a altitude (m), divididos entre canais e rampas na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal.  $R^2$  de todos os pontos: 0,44..... 22
- Figura 4 - Relação entre a Razão de ferro oxalato sobre ferro ditionito ( $Fe_o/Fe_d$ ) e a altitude (m) divididos em canais e rampas na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal.  $R^2$  entre todos os pontos de 0,17..... 25
- Figura 5 - Relação da Razão entre Hematita e Goethita ( $RHG = Hm/(Hm + Gt)$ ) e a Susceptibilidade Magnética (SM), com a separação dos solos em hematíticos, com RHG maior que 0,5, e solos goethíticos, de RHG menor que 0,5 na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal. A unidade da SM se encontra em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ . .... 25
- Figura 6 - Relação do ferro ditionito ( $Fe_d$ ) com a Susceptibilidade Magnética (SM), Figura A, e com a Razão entre Caulinita e Gibbsita ( $RKG = K/(Gb + K)$ ), Figura B, encontrados na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal. Os valores de  $R^2$  acima das lineares são das rampas, e abaixo, dos canais. O  $R^2$  entre todos os pontos em A foi de 0,68, enquanto que em B de 0,14. O  $Fe_d$  está na unidade g/Kg e a SM em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ . .... 26
- Figura 7 – Relação dos valores de ferro oxalato ( $Fe_o$ ) com a Susceptibilidade Magnética (SM), na Figura A, e com a Razão entre Caulinita e Gibbsita ( $RKG = K/(Gb + K)$ ) na Figura B, encontrados na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal. Os valores de  $R^2$  acima das lineares são de rampas,



enquanto que abaixo, de canais.  $R^2$  para todos os pontos em A, 0,76, e para B menor que 0,01. O  $Fe_o$  está na unidade g/Kg e a SM em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ . ..... 26

Figura 8 – Relação da razão entre ferro oxalato e ferro ditionito ( $Fe_o/Fe_d$ ) e da razão entre caulinita e gibbsita ( $RKG = K/(Gb + K)$ ) encontrados na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal. O  $R^2$  apenas entre os canais foi de 0,16 e apenas entre as rampas de 0,42, sendo a correlação para todos os pontos de 0,50. .... 27

## Índice de Tabelas

Tabela 1 - Teores de Gibbsita (Gb) e Caulinita (K) para os solos da Bacia do Rio Jardim. A relação entre Gb e K (RGK) é calculada pela divisão da Gb sobre a soma de Gb e K, assim como para RKG, sendo o resultado de K sobre a soma de Gb e K. A altitude se encontra em metros (m). ID – Identificação do ponto. Profundidade alcançada em R1.1 foi de 40 – 60 cm. .... 21

Tabela 2 - Cor, razão entre hematita e goethita (RHG) e os teores de susceptibilidade magnética (SM), ferro ditionito ( $Fe_d$ ) e ferro oxalato ( $Fe_o$ ), além da razão destes dois últimos ( $Fe_o/Fe_d$ ), para os solos amostrados na Bacia do Rio Jardim. As unidades para  $Fe_d$  e  $Fe_o$  se encontram em g/Kg e para a SM, em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ . A RHG consiste na proporção de hematita sobre a soma de hematita e goethita. A altitude se encontra em metros. Pos. Paisagem – Posição na Paisagem; e ID – Identificação do ponto. Profundidade para R1.1 de 40 – 60 cm. .... 24

Tabela 3 - Síntese sobre os valores de Susceptibilidade Magnética (SM) e da razão entre ferro oxalato e ferro ditionito ( $Fe_o/Fe_d$ ) encontrados para diferentes tipos de solos, com base neste estudo e de referencial da literatura. A unidade da SM se encontra em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ . \*Os valores de  $Fe_o/Fe_d$  foram selecionados nos horizontes mais profundos deste estudo. .... 30

## Resumo

Um dos principais resultados do processo de formação das paisagens é o solo, que pode ser estudado considerando sua composição mineralógica e sua posição ao longo do relevo. Neste sentido, proporções de minerais secundários dos solos podem auxiliar na compreensão da dinâmica evolutiva da paisagem diante dos diferentes fatores erosivos e de deposição. Com isso, o objetivo deste estudo foi analisar o controle geomorfológico dos padrões do relevo sobre a mineralogia dos solos em uma bacia levemente dissecada no Planalto Central Brasileiro. A área de estudo está localizada na Bacia do Rio Jardim (BJ), Distrito Federal. Quatro topossequências de solos foram selecionadas na bacia a partir de seus padrões de terreno, de canais em altitudes superiores, e de rampas em altitudes inferiores. Em cada ponto foram coletadas amostras de solos até a profundidade 60 – 80 cm quando o solo permitia. Em campo, foram determinadas as cores dos solos para estimar a razão entre hematita e goethita (RHG). Em laboratório, as amostras foram secas e peneiradas em malha de 2 mm. Os teores de gibbsita e caulinita foram determinados com uso do Analisador Termogravimétrico. Os teores de ferro ainda foram determinados por extração de ferro ditionito ( $Fe_d$ ) e ferro oxalato ( $Fe_o$ ) e avaliados pela susceptibilidade magnética (SM). As topossequências de canais apresentaram solos mais gibbsíticos e goethíticos em relação às rampas caulíníticas, que obtiveram solos hematíticos e os maiores valores de SM. Os valores da razão  $Fe_o/Fe_d$  tiveram amplitude de 0,17 a 0,58, sendo que os canais tenderam a ter os menores valores e as rampas os maiores. Os resultados da BJ nos mostraram que os canais parcialmente dissecados contaram com maiores proporções de gibbsita indicando a presença da Superfície de Aplainamento Sul-Americana, sendo a dinâmica dos minerais de ferro maior influenciada por este padrão de relevo local. As rampas apresentaram maiores concentrações de caulinita, sendo parte do ciclo de aplainamento das Superfícies Velhas, com solos mais estáveis e hematíticos.

**Palavras-chave:** padrões de terreno, óxidos de ferro, razão gibbsita-caulinita, evolução geomorfológica.

## 1. Introdução

Ao longo da história geológica da Terra, os fatores de formação da paisagem propiciaram a evolução de distintos cenários estabelecidos a partir das diferentes intensidades que cada fator possuiu de influência na sua formação (Costa, et al., 2015; Skorupa et al., 2017). Essas modificações físico-químicas do relevo passam pelos processos de erosão, sedimentação, soerguimento, vulcanismo (Ramalho et al., 2013), somado às influências das intempéries, da pedogênese e ainda dos seres biológicos (Santos et al., 2017). Assim, as diferentes feições da paisagem podem ser atribuídas ao longo tempo geológico da Terra e aos processos geomorfológicos moduladores do relevo.

O controle geomorfológico das forças de influência nos padrões de terreno geram diferenciações nas paisagens que se refletem pelas transformações minerais e estruturais do solo (Martinez et al., 2018; Rosolen et al., 2017). A partir deste contínuo processo, se encontram relações entre a posição de um ponto na paisagem com o tipo de solo formado (Vasconcelos et al., 2013), ou com a composição mineral dos solos (Reatto et al., 2008; Silva et al., 2015), ou ainda com o tipo de estrutura fisionômica da vegetação (Couto Junior et al., 2010). Portanto, se percebe que o relevo é um dos fatores determinantes do tipo de solo, e conseqüentemente da mineralogia e do porte da vegetação.

A evolução geomorfológica a depender dos fatores de formação do solo (Jenny, 1941) expressa ambientes mais susceptíveis à erosão física ou ao intemperismo químico. Esse gradiente de estabilidade em relação ao tempo fez com que áreas de uma mesma paisagem tivessem diferentes graus de pedogênese e conseqüentemente diferenciações entre minerais do solo dada a posição no relevo (Modenesi-Gauttieri et al., 2011). Nas investigações sobre a relação solo-paisagem em regiões tropicais os pedoindicadores mais comuns para avaliar a evolução geomorfológica são os teores de caulinita, gibbsita, goethita e hematita (Resende, et al, 1987).

As proporções de gibbsita e caulinita podem variar diante de sua localização na paisagem (Oliveira et al., 2013). Relevos estáveis e muito intemperizados tendem a ter maiores concentrações de gibbsita em relação a ambientes formados posteriormente que poderão apresentar maiores concentrações caulínicas (Reatto et al., 2008). Contudo, afloramentos rochosos podem influenciar nos valores de caulinita (Varajão, et al., 2001) ou de gibbsita (Modenesi-Gauttieri et al., 2011), o que levaria a interpretações errôneas sobre os resultados, sendo mais adequado utilizar a razão entre gibbsita e caulinita para

indicar o quão antigo é o ambiente em regiões estáveis, evoluídas e de solos muito intemperizados.

A razão entre hematita e goethita e consequente cor dos solos pode ser explicada pela influência do nível do lençol freático ao longo do relevo (Macedo e Bryant, 1987). Ambientes úmidos podem desestabilizar e reduzir minerais de ferro, induzindo a migração ou precipitação em outras formas de minerais que favoreçam colorações mais amarelas ao solo (Kämpf e Dick, 1984). Em casos de ambientes oxidantes, com baixa umidade e alta temperatura, é favorecida a formação da hematita a partir de outros minerais, que dá coloração avermelhada ao solo (Kämpf e Schwertmann, 1983). Assim, a cor pode ser um indicativo geral do tipo de ambiente oxirredutor em que o solo está submetido.

As análises de diferentes ambientes sobre os minerais de ferro ainda podem ser explicadas pela susceptibilidade magnética (SM) e pela razão do ferro mal cristalizado sobre o óxido de ferro cristalino ( $Fe_o/Fe_d$ ). A SM quantifica a expressão magnética dos minerais do solo, sendo que, dentre estes, os minerais de ferro podem ter fortemente esta característica (Souza Junior et al., 2010). Já a razão  $Fe_o/Fe_d$  pode indicar a influência de regimes redutores ou oxidantes na formas minerais do ferro (Vasconcelos et al., 2013), onde ambientes saturados contam com elevadas razões (Schwertmann e Kämpf, 1983), enquanto que em ambientes bem drenados razões baixíssimas, como tende a ocorrer em Latossolos (Kämpf, et al., 1988).

Levando em conta as variações mineralógicas locais e regionais e diante do peso que cada fator genético da paisagem possui sobre a formação da mesma, sequências de solos são propostas buscando entender o controle geomorfológico atuante. Desta forma destacam-se os estudos de topossequências (Reatto et al., 2008), com influências do relevo, de hidrossequência (Macedo e Bryant, 1987), com forte influência do regime hídrico, de litossequência (Motta et al., 2002), com o material de origem fortemente influenciando a paisagem e de climossequência (Kämpf e Schwertmann, 1983), com o clima tendo papel predominante. Assim, diante dos variados tipos de controle geomorfológico atuante nas paisagens, que refletem as diferenças mineralógicas dos solos ao longo de um relevo, se torna necessário conhecer os efeitos dos processos de dissecação e deposição para compreender a evolução da paisagem

## **2. Objetivo**

Descrever o controle geomorfológico dos padrões do relevo avaliando os processos de dissecação e de deposição a partir de características mineralógicas dos solos em uma bacia levemente dissecada no Brasil Central.

### **2.1. Objetivos Específicos**

- Caracterizar a mineralogia e a susceptibilidade magnética dos solos em diferentes posições na paisagem
- Compreender a dinâmica do ferro e da proporção entre gibbsita e caulinita e como o controle geomorfológica dos padrões de terreno atua sobre elas.

## **3. Revisão Bibliográfica**

### **3.1. Elementos da Paisagem**

A dinâmica na relação entre as esferas terrestres, a biosfera, hidrosfera, litosfera e atmosfera (Martins et al., 2017), tem como principal produto os elementos da paisagem (EP). Estas interações originaram distintos arranjos de cenários na superfície terrestre (Costa et al., 2014), onde a expressão dos EP podem fornecer evidências evolutivas e, com isso, ainda auxiliar na gestão socioambiental. Assim, de acordo com a perspectiva ou o tipo de análise, os elementos de estudo da paisagem podem variar, sendo eles aspectos naturais ou também aspectos da ação antrópica (Moussa e Mahmoud, 2017).

O solo, ou a pedosfera, é um dos principais elementos componentes das paisagens sendo um resultado das interações dos compartimentos terrestres (Martins et al., 2017). Sobre seu substrato se instala outro importante elemento, a vegetação (Couto Junior et al., 2010; Paz-Kagan et al., 2018), que em alguns casos configuram sua estrutura a partir do tipo de solo. A composição mineralógica dos solos também é outro elemento, sendo uma expressão destes (Macedo e Bryant, 1987; Reatto et al., 2008) em relação às intensidades de cada processo de interação das esferas terrestres. Porém, verifica-se que estes elementos citados estão incluídos em outro elemento em escala maior, o relevo, que é determinante na expressão dos mesmos ao longo da paisagem.

### **3.2. O Relevo como Integrador**

As expressões do solo sob as características mineralógicas possuem fiel representação dos efeitos de interação dos fatores de formação. Regiões de clima temperado podem ter uma menor atuação do intemperismo e conseqüentemente apresentarem maiores proporções de minerais primários em seus solos (Pulice et al., 2013) levando a crer na maior atuação de outros fatores. Em contrapartida, solos tropicais que não foram atingidos pelas glaciações não formaram geleiras a ponto de erodir o rególito laterítico (Frakes, 1979), e assim tiveram maior peso do intenso intemperismo em sua formação, alcançando evolução compatível com os processos de alitização e monossilização (Reatto et al., 2008). Dessa forma, a história paleoclimática em conjunto com os tipos de rochas e com a estrutura geológica alteram a superfície da terra, ao mesmo tempo que o relevo marca nos modelados a evolução da interação dessas variáveis, podendo ser compreendidas pela mineralogia dos solos. Portanto, pode-se observar a mineralogia dos solos como a expressão do funcionamento do relevo, este que atua de forma estrutural, propiciando maior ou menor aptidão para o desenvolvimento pedogenético, à depender do gradiente de estabilidade e do intemperismo que poderá fazer o solo expressar diferenciações mineralógicas ao longo da paisagem.

### **3.3. Aplainamento em Relevos Tropicais**

Diante do variado controle geomorfológico atuante nas paisagens globais, foi possível ser criado diferentes cenários advindos das distintas intensidades e interações dos fatores genéticos dos compartimentos das paisagens (Cassetti, 2005). A partir desse mosaico de fatores, autores vem sugerindo modelos de evolução geomorfológica para a região do Planalto Central Brasileiro, com os ciclos erosivos de aplainamento importantes para o entendimento da dinâmica do relevo. Neste sentido, King (1956) propõe ciclos de aplainamento para esta região, onde o recuo das escarpas de ambientes antigos promoveram tanto chapadas residuais, quanto novos níveis de base aflorados pela dissecação, determinando assim uma paisagem com diferentes estágios de evolução.

A evolução da paisagem gerada pelos ciclos de aplainamento no Planalto Central Brasileiro resultaram em duas principais superfícies a partir de uma planície denudada soerguida (Braun, 1970). O ciclo Sul-Americano de erosão iniciado no Terciário inferior deu origem a Superfície Sul-Americana (SA). Após o Terciário superior as dissecações promoveram entalhamentos profundos na superfície SA gerando um novo ciclo de

aplainamento nas depressões, denominado ciclo da Superfícies Velhas (SV). O processo de dissecação que atuou no terciário continua ativo durante todo o Quaternário, provocando novos recuos das vertentes dos remanescentes de SA e o surgimento de novos níveis de base (Braun, 1970). Porém, além da dissecação se torna necessário considerar outro processo para compreensão da dinâmica das paisagens no planalto brasileiro.

Apesar do intemperismo físico dos pediplanos ser o fator predominante no aplainamento das superfícies para King (1956) e Braun (1970), o intemperismo químico nas regiões tropicais foi levado em conta em outros modelos de evolução geomorfológica (Vitte, 2001). Büdel (1982), considerando as históricas variações climáticas, sustentou que além da atuação física da erosão superficial, o intemperismo químico, na região entre a rocha e o material acima, seria outro importante fator modulador das paisagens em períodos úmidos e quentes, gerando os chamados etchplanos. Esses períodos promoviam uma denudação pelo rebaixamento inicial do relevo dependendo da intensidade da alteração química do manto de intemperismo gerando com isso diferentes tipos de etchplanos ou estágios de etchplanificação (Thomas, 1994). Assim, as coberturas pedológicas desenvolvidas na paisagem podem variar ou se diferenciar dependendo o grau de estabilidade do relevo, intemperismo e denudação do etchplano.

O Latossolo é um dos principais tipos de solo das superfícies de aplainamento SA e SV (Reatto et al., 2008). Sua formação se dá pelo intenso intemperismo que promove a retirada parcial ou completa do silício do material de origem, podendo-o fazer alcançar centenas de metros de profundidade. A infiltração de água pouco saturada com sílica ao solo provoca a dissolução e perda dos silicatos à medida que ocorre a percolação, acarretando em um enriquecimento de minerais secundários ao meio (Buol e Eswaran, 1999). Este processo somado aos vários eventos climáticos históricos atuantes fizeram com que os Latossolos passassem por variadas condições de transformações de minerais em sua formação (Ker, 1998) e conseqüentemente apresentassem uma mineralogia rica em óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio.

#### **3.4. Mineralogia e Suscetibilidade Magnética como Expressão do Processo Geomorfológico**

Uma das características de diferenciação entre os tipos de Latossolos é a cor, regida pelas proporções dos minerais de ferro no solo, que podem se diferenciar tanto ao longo da paisagem, quanto ao longo de um perfil (Macedo e Bryant, 1987). Os oxi-hidróxidos



de ferro foram resultados do intenso intemperismo do solo podendo destacar os minerais secundários hematita (Hm) e goethita (Gt), responsáveis por reger os tons de vermelho e amarelo que o solo assume. Assim, ambientes quentes e mais secos favorecem a formação de Hm (Kämpf e Schwertmann, 1983), enquanto que ambientes quentes e úmidos favorecem a Gt (Kämpf e Dick, 1984). Contudo, ainda vale ressaltar a influência da geologia (Cassetti, 2005) e da rede de drenagem local (Macedo e Bryant, 1987) como variáveis que condicionam a coloração dos solos.

Outra característica dos Latossolos é a presença dos minerais secundários de alumínio precipitados em outras formas após a dissolução e carregamento do silício do material de origem (Buol e Eswaran, 1999; Ker, 1998). A caulinita (K) é um dos resultados do intemperismo nos solos, onde o contato da água com o material de origem provoca lixiviação parcial da sílica por hidrólise, ou por monossilatização, formando então este mineral (Lacerda et al., 2001). Caso a hidrólise e lixiviação da sílica no material de intemperismo seja total, por alitização, o alumínio remanescente pode adotar a forma de oxi-mineral de gibbsita (Gb), possuindo como condições necessárias para esse processo drenagem livre e solução com pouca concentração de sílica (Ker, 1998), podendo ser formado a partir de K ou não. Em contrapartida deste processo, ambos esses minerais podem ser providos ao solo diretamente da rocha ou do material alterado (Modenesi-Gauttieri et al., 2011; Varajão et al., 2001). É importante salientar que dada a estabilidade que proporcionou o intenso intemperismo e a formação de Latossolos nas superfícies SA e SV, a superfície mais antiga tende a ter concentrações mais gibbsíticas (Reatto et al., 2008) pela maior exposição ao intemperismo em relação à superfície SV.

Apesar da estabilidade das superfícies de aplainamento residuais do Planalto Central Brasileiro que propiciaram intemperismo suficiente para a formação de minerais secundários, alterações de intensificação das redes de drenagem ou de deposição podem fazer com que solos em regiões já consolidadas sejam submetidos à novos regimes de saturação. Latossolos vermelho e vermelho-amarelo, de mesmas proporções de gibbsita e caulinita, pertencentes à superfície SA foram estudados e verificou-se que possivelmente a coloração vermelha do solo vermelho-amarelo foi sendo perdida por uma nova imposição do lençol freático ao solo (Macedo e Bryant, 1987). Da mesma forma, Vasconcelos et al. (2013) encontraram Latossolos que poderiam estar se transformando em outros solos após deposição coluvial. Assim, se torna necessário o estudo de diferentes

feições da paisagem para se entender os efeitos erosivos e depositantes na expressão da dinâmica dos minerais do solo ao longo da estrutura do relevo.

## 4. Material e Métodos

### 4.1. Área de Estudo

A área de estudo se encontra na Bacia do Rio Preto, localizada a leste do Distrito Federal. Esta bacia está inserida na região do Planalto Retocado Bambuí-Canastra (Vasconcelos, 2016), contendo majoritariamente rochas do Grupo Bambuí (Pimentel et al., 2001). Foi escolhida a Bacia do Rio Jardim (Figura 1) para a amostragem de solos. Essa área de estudo foi selecionada por ser uma porção planáltica que conta com uma denudação e dissecação progressiva em diferentes estágios, apresentando um relevo suave com rampas preservadas. A geologia da região é composta por metargilitos, metassiltitos e metassiltitos argilosos (Reatto et al., 2000).

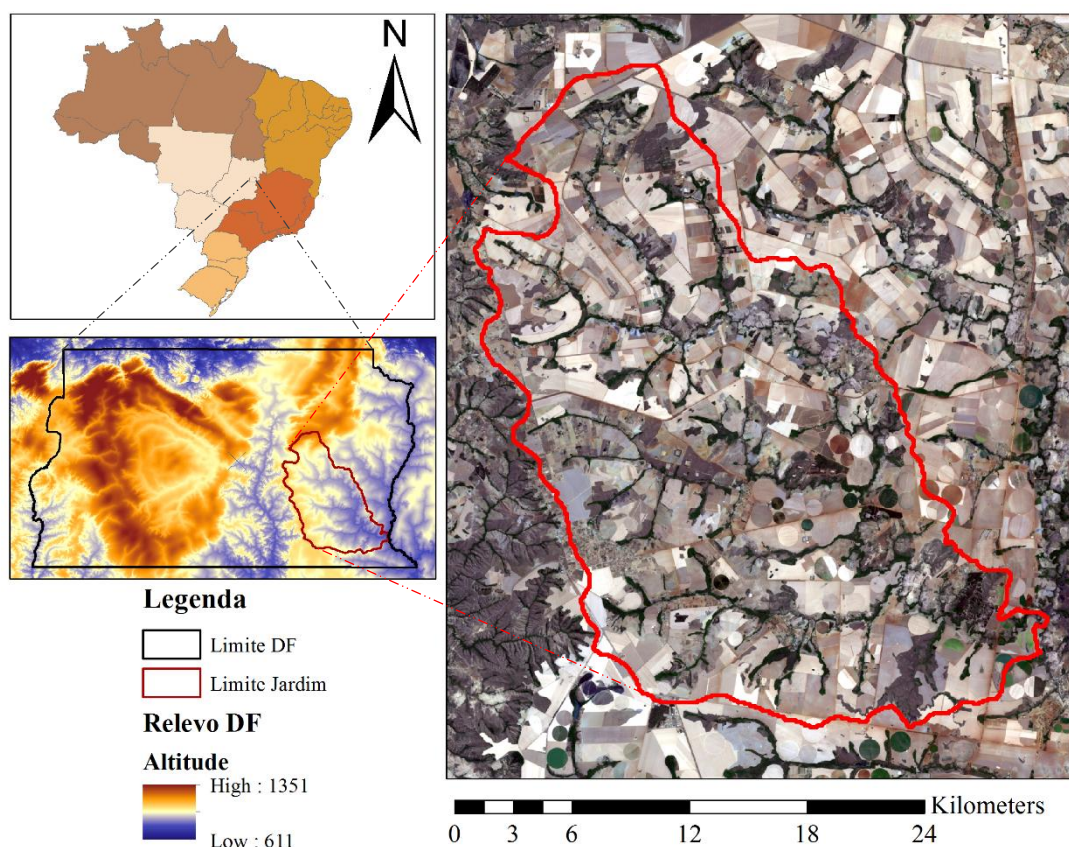


Figura 1 - Localização da Bacia do Rio Jardim no Distrito Federal sob o mapa digital de elevação e em imagem do LandSat-8. Datum: D\_WGS\_1984. Imagem de satélite do LandSat-8 retirado do INPE, assim como o mapa digital de elevação.

Os interflúvios da área de estudo são formados por Latossolos Vermelho-Amarelos gibbsíticos e nas vertentes abaixo do interflúvio ocorrem Latossolos Vermelhos caulíníticos (Reatto et al., 2000). O clima da região é de duas estações bem definidas, seca e chuvosa, possuindo, segundo a classificação de Köppen-Geiger, o tipo Aw, com precipitação média anual de 1500 mm e temperatura média anual variando entre 22 e 23°C (Cardoso et al., 2014). A ocupação da Bacia se dá predominantemente por atividade agrícola, com fragmentos de fitofisionomias de Cerrado Sentido Restrito e de formações florestais do Cerrado, como a Mata de Galeria.

#### 4.2. Delineamento Amostral

Quatro topossequências de solos foram determinadas na bacia a partir das formas observadas em campo e do mapa de padrões de terreno (Vasconcelos, 2016) como estão apresentados na Figura 2. A escolha destas topossequências levou em conta o padrão de dissecação nas sequências superiores em altitude de canais, Canal 1 e 2, e o padrão de deposição das sequências de rampas inferiores em altitude, Rampa 1 e 2, respectivamente da esquerda para a direita (Figura 2).

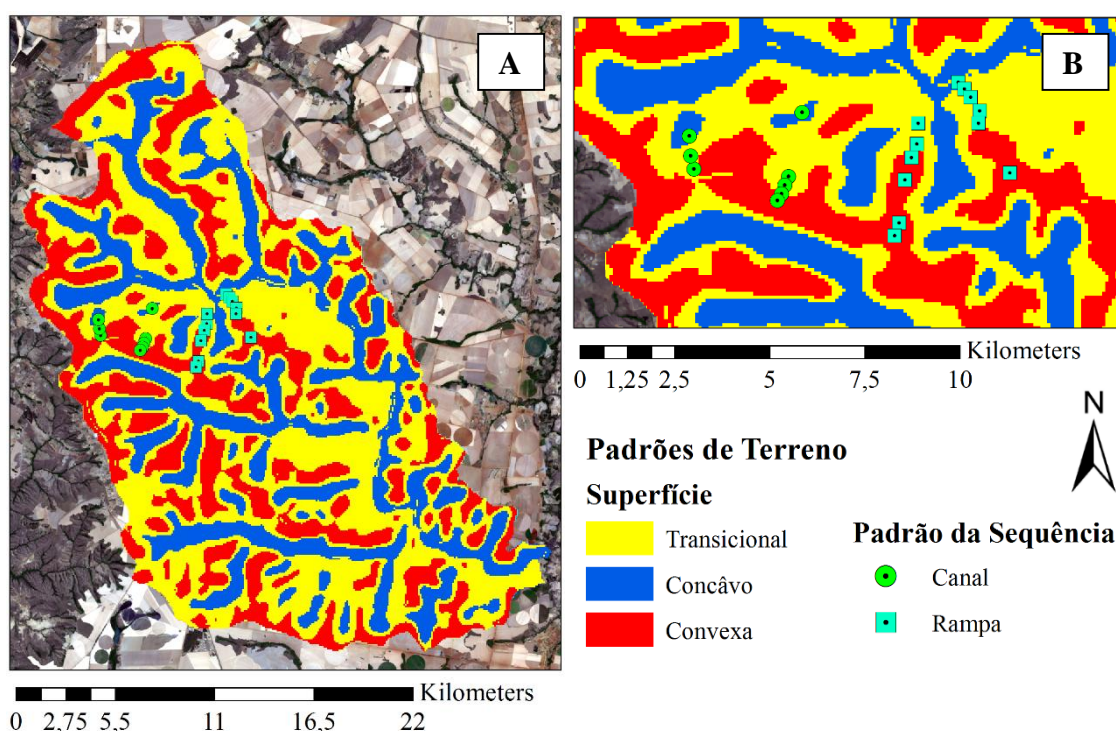


Figura 2 - Mapa de Padrões de Terreno (A) com região do delineamento ampliada (B) da Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal, com as topossequências definidas. As sequências de bolinhas verdes possuem padrão de canais (C1 e C2) e as de quadrado verde-água possuem de rampas (R1 e R2). Datum: D\_WGS\_1984. Imagem do LandSat-8 retirada do INPE.

As coletas de solos foram realizadas com trado holandês na profundidade de 60 – 80 cm, que possui menor influência da matéria orgânica em relação às camadas superiores (Tao et al., 2018). Ainda em campo, a cor de cada amostra de solo foi analisada utilizando a caderneta de Munsell (1975). Em laboratório as amostras foram secas ao ar e peneiradas em malha de 2 mm para análises posteriores.

### **4.3. Mineralogia dos Solos**

Para as determinações de caulinita e gibbsita foi utilizado o Analisador Termogravimétrico. Amostras de solo foram pesadas em células de alumina que foram postas em atmosfera de nitrogênio na amplitude de temperatura 0 a 1000°C, em uma taxa de aquecimento de 10°C por minuto (Martins e Torres, 2017). Este procedimento foi realizado no Laboratório de Física e Mineralogia de Solos da Embrapa Cerrados.

A razão de hematita sobre a soma de hematita e goethita (RHG) foi estimada a partir dos dados de cor pela caderneta de Munsell (Martins, 2000) utilizando a seguinte fórmula:

$$RHG = \frac{(FV - 3,50)}{8,33}$$

onde FV, o fator vermelho, é calculado pela fórmula a seguir:

$$FV = Mi + \frac{C}{V}$$

no qual C é a croma e V o valor da cor do solo encontrada pela caderneta de Munsell, sendo atribuído à Mi valores complementares de M, a matiz, para os solos que apresentem matiz YR, ou vermelho-amarelo.

### **4.4. Susceptibilidade Magnética, Ferro Ditionito e Ferro Oxalato**

A susceptibilidade magnética (SM) foi mensurada com uso do equipamento MS2 *Magnetic Susceptibility System* da Bartington, onde pesou-se 10 gramas de solo em tubos Falcon de 50 mL para posterior leitura (Marques et al., 2014; Vasconcelos et al., 2013). O teor de ferro mal cristalizado ( $Fe_o$ ) foi determinado por extração com oxalato ácido de amônio (Camargo et al., 1986) e o de óxido de ferro cristalino ( $Fe_d$ ) por extração com ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra, 1958), ambos realizados no Laboratório de Solos da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Campus Jaboticabal.

## 5. Resultados

### 5.1. Teores de Gibbsita, Caulinita e razão entre ambos

Os solos amostrados nas topossequências superiores em altitude, as de canais, apresentaram caráter mais gibbsítico, com uma amplitude da razão entre gibbsita e caulinita (RGK) de 0,43 a 0,62, enquanto que as topossequências inferiores de rampas, mais próximas ao centro da bacia, mostraram maior caráter caulínítico, com amplitude de RGK entre 0,08 a 0,50 (Tabela 1). No ponto R1.1 não foi possível alcançar a profundidade de coleta de 60-80 cm pela resistência à retirada do material, sendo então coletado o nível mais profundo alcançado, em 40-60 cm.

*Tabela 1 - Teores de Gibbsita (Gb) e Caulinita (K) para os solos da Bacia do Rio Jardim. A relação entre Gb e K (RGK) é calculada pela divisão da Gb sobre a soma de Gb e K, assim como para RKG, sendo o resultado de K sobre a soma de Gb e K. A altitude se encontra em metros (m). ID – Identificação do ponto. Profundidade alcançada em R1.1 foi de 40 – 60 cm.*

	Posição na Paisagem	ID	Altitude	Gb%	K%	Gb + K%	RKG	RGK
<b>Canal 1</b>	Cabeceira	C1.1	1042	42,19	26,09	68,29	0,38	0,62
	Cabeceira	C1.2	1032	43,61	29,60	73,21	0,40	0,60
	Canal	C1.3	1010	28,04	36,99	65,03	0,57	0,43
<b>Canal 2</b>	Topo	C2.1	1028	35,07	21,82	56,90	0,38	0,62
	Cabeceira	C2.2	1026	43,19	34,73	77,92	0,45	0,55
	Cabeceira	C2.3	1021	38,42	42,09	80,51	0,52	0,48
	Erosão/Deposição	C2.4	1014	42,31	39,76	82,08	0,48	0,52
	Deposição	C2.5	963	28,40	31,47	59,87	0,53	0,47
<b>Rampa 1</b>	Topo	R1.1	1021	20,56	20,92	41,48	0,50	0,50
	Topo	R1.2	1016	22,93	24,83	47,76	0,52	0,48
	Rampa	R1.3	985	20,39	37,47	57,86	0,65	0,35
	Rampa	R1.4	961	31,57	39,22	70,79	0,55	0,45
	Rampa	R1.5	946	31,25	24,32	66,03	0,53	0,47
	Rampa	R1.6	926	28,17	41,15	69,32	0,59	0,41
<b>Rampa 2</b>	Topo	R2.1	991	14,67	30,29	44,97	0,67	0,33
	Topo	R2.2	941	15,63	30,67	46,30	0,66	0,34
	Rampa	R2.3	930	24,11	38,25	62,36	0,61	0,39
	Rampa	R2.4	915	35,33	37,23	72,56	0,51	0,49
	Rampa	R2.5	913	25,58	37,23	62,81	0,59	0,41
	Rampa	R2.6	907	1,86	21,41	23,27	0,92	0,08

É observado que os maiores valores de RGK ficaram nas porções superiores em altitude, os pontos de canais, enquanto que os menores valores se encontraram nas rampas, com uma região de transição entre os dois padrões de terreno ao longo da paisagem (Figura 3).

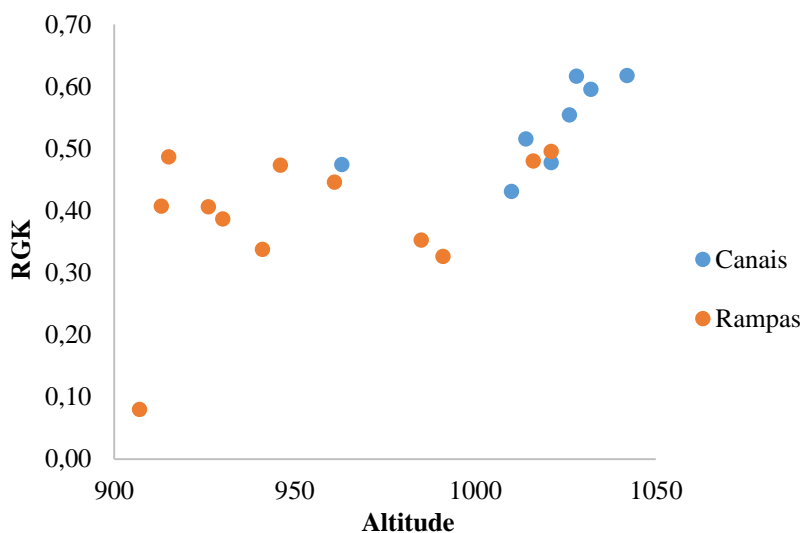


Figura 3 - Relação entre a Razão Gibbsita e Caulinita ( $RGK = Gb/(Gb + K)$ ) e a altitude (m), divididos entre canais e rampas na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal.  $R^2$  de todos os pontos: 0,44.

## 5.2. Cor, susceptibilidade magnética e teores dos minerais de ferro

As cores dos solos encontradas entre todos os pontos para a Bacia do Rio Jardim variaram entre as matizes de 2,5YR à 10YR (Tabela 2). As topossequências de canais apresentaram cores de vermelho-amarelo à amarelo (5YR a 10YR), com exceção de dois pontos, um de topo e outro de cabeceira, ambos no Canal 2. Já a maior parte dos pontos os solos da Rampa 1 apresentaram cor vermelha (2,5YR) enquanto que na Rampa 2, os solos variaram entre 2,5YR, vermelho, e 5YR, vermelho-amarelo, com um ponto de 10YR.

As topossequências de canais tiveram a maior parte dos valores da razão entre hematita e goethita (RHG) menores que 0,5, indicando a presença mais significativa da goethita, sendo os pontos C2.1, de topo, e o C2.2, na cabeceira, apresentando valores compatíveis com a maior concentração de hematita, 0,72 e 0,66, respectivamente. Em contrapartida, os solos da Rampa 1 tenderam a ser mais hematíticos, com a maior parte dos pontos com valores de RHG maiores que 0,5, com exceção do ponto de topo R1.1,

único com a cor mais amarelada desta topossequência, de 5YR. Porém, na Rampa 2, topossequência mais próxima do centro da bacia, apenas os pontos R2.1, de topo, e R2.3, de rampa, tiveram a RHG maior que 0,5, enquanto que esta razão para os outros pontos foi menor que 0,5, indicando um caráter mais goethítico para estes solos (Tabela 2).

Os valores de susceptibilidade magnética (SM) dos solos amostrados apresentaram grandes variações tanto entre quanto dentro das topossequências (Tabela 2). Os maiores valores encontrados de SM ficaram nos mesmos pontos amostrais de solos que tiveram sua cor mais avermelhada, de 2,5YR, com exceção do ponto de cabeceira C1.1 de cor 5YR, mais amarelada que a cor anterior, que teve valor de SM maior que dois pontos de cor 2,5YR. Os solos amostrados de cores, 5YR, 7,5YR e 10YR tiveram amplitude dos valores de SM de 0 a 285, enquanto que os solos de cor 2,5YR tiveram seus valores de SM entre 200 e 1267. Os valores de SM dos dois solos amostrados de cor mais amarela, a 10YR, foram os mais baixos, 0 e 9.

Para a razão de ferro oxalato e ditionito ( $Fe_o/Fe_d$ ), os solos amostrados para as topossequências de canais tiveram média de 0,028 apresentando uma amplitude de valores de 0,017 a 0,041, porém este último apenas em um ponto isolado, sendo o segundo maior valor de 0,33. Já a  $Fe_o/Fe_d$  para as topossequências de rampas variou de 0,023 a 0,058, com média de 0,038 entre todos os pontos estudados desta forma de relevo (Tabela 2).



Tabela 2 - Cor, razão entre hematita e goethita (RHG) e os teores de susceptibilidade magnética (SM), ferro ditionito ( $Fe_d$ ) e ferro oxalato ( $Fe_o$ ), além da razão destes dois últimos ( $Fe_o/Fe_d$ ), para os solos amostrados na Bacia do Rio Jardim. As unidades para  $Fe_d$  e  $Fe_o$  se encontram em g/Kg e para a SM, em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ . A RHG consiste na proporção de hematita sobre a soma de hematita e goethita. A altitude se encontra em metros. Pos. Paisagem – Posição na Paisagem; e ID – Identificação do ponto. Profundidade para R1.1 de 40 – 60 cm.

	Pos. Paisagem	ID	Altitude	Cor	RHG	SM	$Fe_d$	$Fe_o$	$Fe_o/Fe_d$
<b>Canal 1</b>	Cabeceira	C1.1	1042	5YR 5/8	0,372	285	48,33	0,94	0,019
	Cabeceira	C1.2	1032	5YR 4/6	0,360	152	53,72	1,75	0,033
	Canal	C1.3	1010	10YR 8/3	0,000	9	11,69	0,49	0,042
<b>Canal 2</b>	Topo	C2.1	1028	2,5YR 4/8	0,720	273	78,03	1,84	0,024
	Cabeceira	C2.2	1026	2,5YR 4/6	0,660	356	60,79	1,57	0,026
	Cabeceira	C2.3	1021	7,5YR 4/6	0,060	160	41,75	1,12	0,027
	Erosão/Deposição	C2.4	1014	5YR 4/6	0,360	80	33,72	1,12	0,033
	Deposição	C2.5	963	7,5YR 4/8	0,120	21	39,35	0,67	0,017
<b>Rampa 1</b>	Topo	R1.1	1021	5YR 4/6	0,360	167	55,04	1,93	0,035
	Topo	R1.2	1016	2,5YR 4/8	0,720	1267	97,07	4,00	0,041
	Rampa	R1.3	985	2,5YR 3/6	0,720	433	69,05	2,83	0,041
	Rampa	R1.4	961	2,5YR 3/6	0,720	957	81,15	3,01	0,037
	Rampa	R1.5	946	2,5YR 3/6	0,720	374	70,25	2,20	0,031
	Rampa	R1.6	926	2,5YR 3/6	0,720	628	74,44	3,37	0,045
<b>Rampa 2</b>	Topo	R2.1	991	2,5YR 4/8	0,720	200	45,70	1,57	0,034
	Topo	R2.2	941	5YR 5/8	0,372	174	43,90	1,21	0,028
	Rampa	R2.3	930	2,5YR 3/6	0,720	403	67,61	3,01	0,045
	Rampa	R2.4	915	5YR 5/8	0,372	65	52,17	1,21	0,023
	Rampa	R2.5	913	5YR 5/8	0,372	68	39,95	1,66	0,042
	Rampa	R2.6	907	10YR5/1	0,000	0	11,87	0,69	0,058

Os dados de  $Fe_o/Fe_d$  relacionados com a altitude não mostraram grandes variações entre os padrões de canais ou rampas, mantendo uma considerável amplitude de valores ocupando uma mesma região (Figura 4).



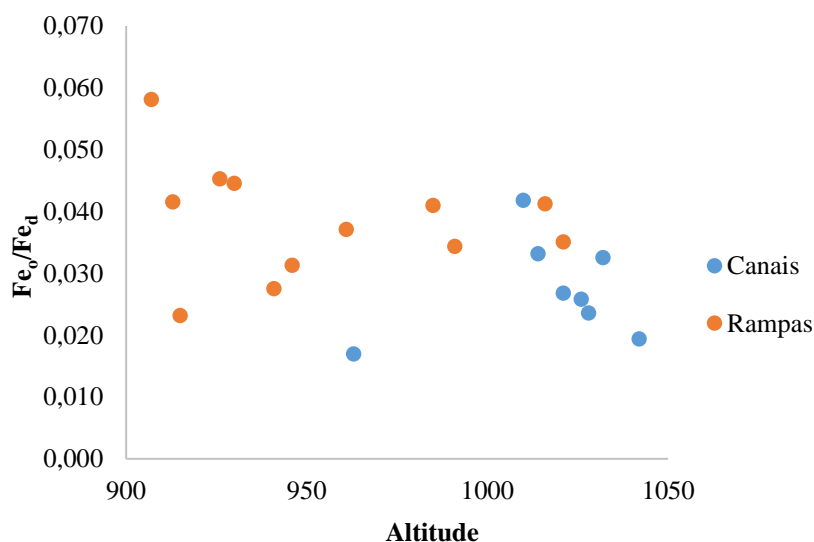


Figura 4 - Relação entre a Razão de ferro oxalato sobre ferro ditionito ( $Fe_o/Fe_d$ ) e a altitude (m) divididos em canais e rampas na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal.  $R^2$  entre todos os pontos de 0,17.

Pode ser observado também que os solos hematíticos ( $RHG > 0,5$ ), separados entre todos os pontos amostrados nas toposequências e independente do padrão de terreno, apresentaram os maiores valores de SM, enquanto que os solos goethíticos ( $RHG < 0,5$ ) apresentaram os menores valores (Figura 5).

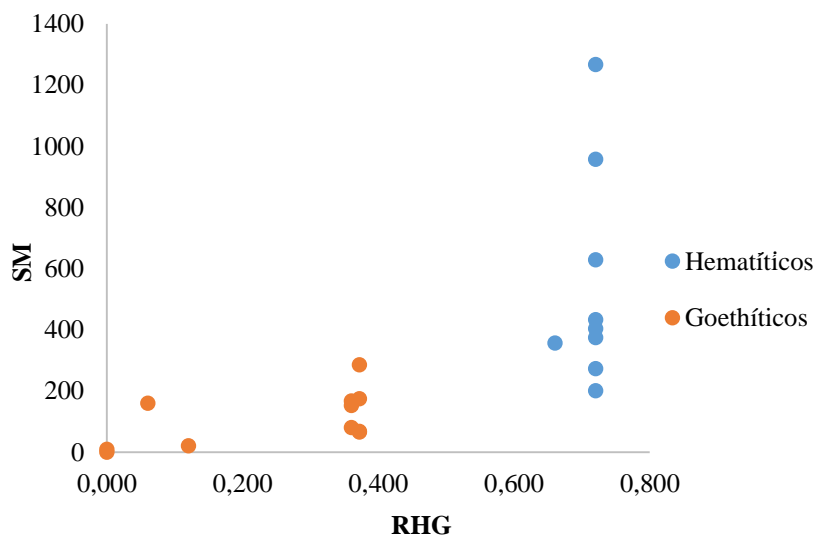


Figura 5 - Relação da Razão entre Hematita e Goethita ( $RHG = Hm/(Hm + Gt)$ ) e a Susceptibilidade Magnética (SM), com a separação dos solos em hematíticos, com RHG maior que 0,5, e solos goethíticos, de RHG menor que 0,5 na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal. A unidade da SM se encontra em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ .

Os valores de  $Fe_d$  relacionados com a SM apresentaram correlações maiores que 0,61, e com a RKG maiores que 0,51, em relação às toposequências individuais separadas em canais e rampas (Figura 6). O  $R^2$  entre todos os pontos de  $Fe_d$  com a SM foi de 0,68, e com a RKG, de 0,14.

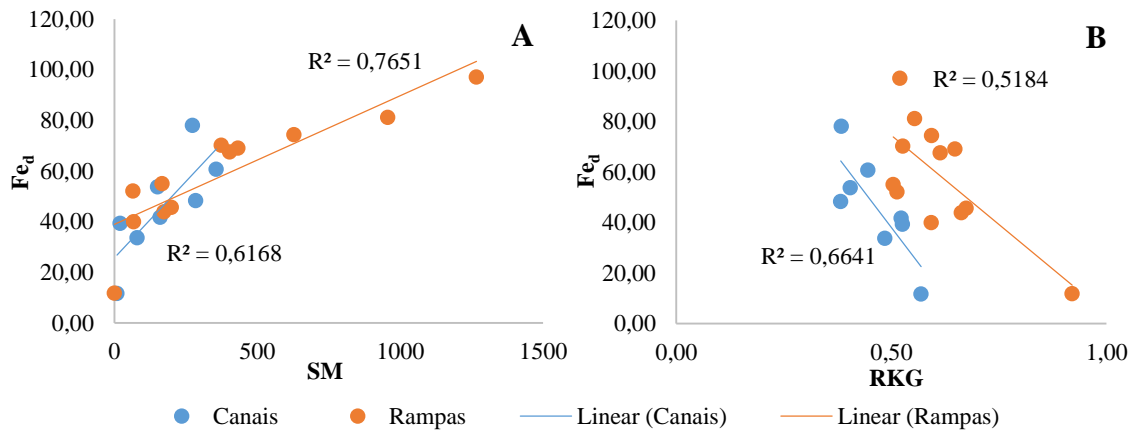


Figura 6 - Relação do ferro ditionito ( $Fe_d$ ) com a Susceptibilidade Magnética (SM), Figura A, e com a Razão entre Caulinita e Gibbsita ( $RKG = K/(Gb + K)$ ), Figura B, encontrados na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal. Os valores de  $R^2$  acima das lineares são das rampas, e abaixo, dos canais. O  $R^2$  entre todos os pontos em A foi de 0,68, enquanto que em B de 0,14. O  $Fe_d$  está na unidade g/Kg e a SM em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ .

Já os dados de  $Fe_o$  apresentaram correlações maiores que 0,44 em relação a SM e maiores que 0,24 relacionados com a RKG, entre os canais e as rampas. O  $R^2$  entre todos os pontos de  $Fe_o$  com a SM foi de 0,76, e com a RKG menor que 0,01 (Figura 7).

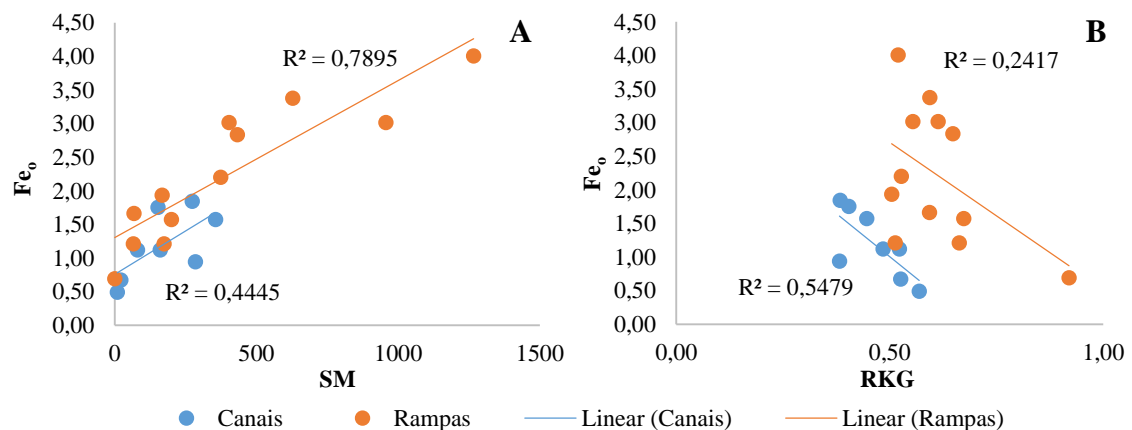


Figura 7 – Relação dos valores de ferro oxalato ( $Fe_o$ ) com a Susceptibilidade Magnética (SM), na Figura A, e com a Razão entre Caulinita e Gibbsita ( $RKG = K/(Gb + K)$ ) na Figura B, encontrados na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal. Os valores de  $R^2$  acima das lineares são de rampas, enquanto que abaixo, de canais.  $R^2$  para todos os pontos em A, 0,76, e para B menor que 0,01. O  $Fe_o$  está na unidade g/Kg e a SM em  $10^{-6}m^3.Kg^{-1}$ .

As toposequências de canais, que apresentaram valores mais gibbsíticos, tiveram a tendência de possuir os menores valores da razão de  $Fe_o/Fe_d$ , enquanto que as toposequências de rampas, de concentrações mais caulíníficas, apresentaram os maiores valores desta razão (Figura 8). O  $R^2$  entre a RKG e a razão de  $Fe_o/Fe_d$  para os canais foi de 0,16 e para as rampas de 0,42 e entre todos os pontos de 0,50.

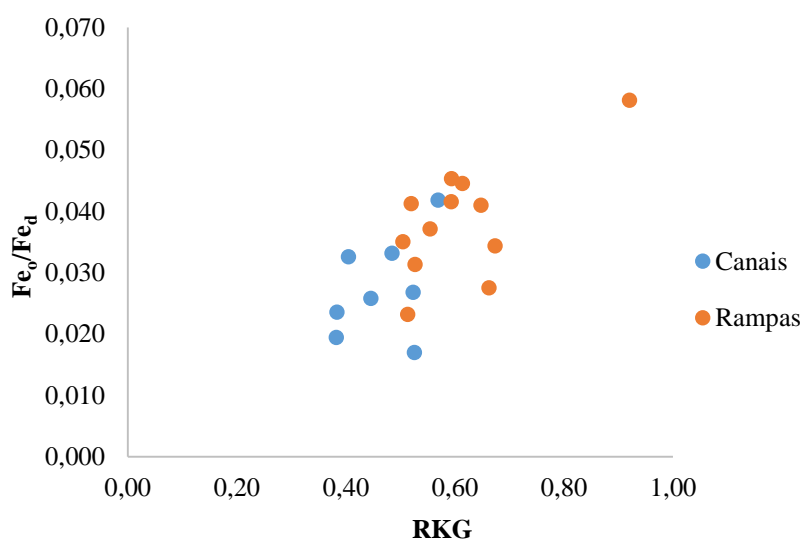


Figura 8 – Relação da razão entre ferro oxalato e ferro ditonito ( $Fe_o/Fe_d$ ) e da razão entre caulinita e gibbsita ( $RKG = K/(Gb + K)$ ) encontrados na Bacia do Rio Jardim, Distrito Federal. O  $R^2$  apenas entre os canais foi de 0,16 e apenas entre as rampas de 0,42, sendo a correlação para todos os pontos de 0,50.

## 6. Discussão

Os valores encontrados para a razão entre gibbsita e caulinita (RKG) mostraram que as porções da paisagem mais residuais e antigas da bacia apresentaram os maiores valores de gibbsita, enquanto que as partes mais recentes, se mostraram mais caulíníficas. Este mesmo padrão, de mais antigo no topo e mais recente nas partes mais baixas, foi observado por Reatto et al. (2008), onde os autores relacionam essa distinção mineralógica junto aos ciclos de aplainamento, com os solos da Superfície Sul-Americana (SA) apresentando maiores concentrações gibbsíticas em relação aos solos da Superfície Velhas (SV). Com isso, se percebe que, sem considerar os processos erosivos ou depositantes recentes da Bacia do Rio Jardim (BJ), houve uma estabilidade desta porção planáltica que pôde preservá-la tornando possível formar a gibbsita, sendo apresentado

também uma variação local nos teores de alumínio decorrentes do gradiente de estabilidade do relevo e de condições hidrológicas da bacia.

A maior estabilidade das regiões antigas do relevo permite que os processos de intemperismo e pedogênese permaneçam sistematizados nos centros das chapadas e dos interflúvios. Desta forma, quanto mais antiga é a superfície, maior será a pedogênese, e conseqüentemente mais propícias são as condições para a formação da gibbsita (Vitte, 2001). A partir da dissecação lateral o processo erosivo se desenvolve, podendo formar canais ou rampas. No caso das rampas, a deposição permite um novo processo pedogenético decorrente da estabilidade do relevo, com maior proporção de caulinita. Assim, o atual padrão de dissecação da BJ, evidenciou os remanescentes da superfície SA e da SV com mineralogia adequada a cada processo de aplainamento. Essa análise apesar de manter o mesmo padrão que Reatto et al. (2008), de mais gibbsíticos em SA, apresenta a distinção do processo de aplainamento na escala de bacia, onde os autores trabalharam em uma topossequência pelo menos 30 vezes maior, de mais 300 Km, sendo então possível inferir um padrão fractal na expressão do funcionamento mineralógico do solo.

Apesar de os padrões erosivos ou depositantes de tempos mais recentes da Bacia do Rio Jardim não mostrarem influência sobre a dinâmica do alumínio, o efeito para a dinâmica dos minerais de ferro se mostra diferente. A instabilidade do ferro em ambientes redutores, favorece a lixiviação dos minerais ferruginosos, o que pode ocasionar em perdas na quantidade dos minerais deste tipo e conseqüentemente variar a coloração dos solos (Macedo e Bryant, 1987). Com isso, a dissecação constante dos canais favorece um contato maior com o lençol freático, um ambiente redutor, que atua na remoção e na precipitação dos minerais de ferro, sendo refletido nos baixos valores de susceptibilidade magnética (SM), ferro ditionito ( $Fe_d$ ) e ferro oxalato ( $Fe_o$ ) encontrados nos canais em relação a rampa mais preservada. A rampa mais próxima ao centro da bacia teve valores de SM próximos dos canais, podendo ser explicado pelas menores altitudes dos pontos o que sugere proximidade ao lençol freático. Os remanescentes de ferro que não foram lixiviados em ambiente úmido podem precipitar em sua forma mais estável, de goethita (Kämpf e Dick, 1984), o que explicaria a coloração amarela dos ambientes estudados mais propícios à redutores, observados pelos baixos teores de ferro nestas topossequências. No ambiente mais preservado, foi observado colorações vermelhas e teores de ferro maiores o que se sugere um ambiente oxidante para formação da hematita. Assim, se verifica mais uma concordância com o trabalho de Reatto et al. (2008), em que

a cor dos solos, ao longo das topossequências no relevo, variou de vermelho a vermelho-amarelo independente do padrão mineralógico do alumínio. Com isso, torna-se possível inferir que os gradientes de estabilidade e de intemperismo locais e regionais do relevo e as condições de drenagem locais, em escalas de tempos maiores, são determinantes na dinâmica de caulinita e gibbsita enquanto que a escala local do relevo e seus padrões de dissecação ou de deposição recentes em porções planálticas e de escalas de tempo menores, possuem maior peso na dinâmica dos minerais de ferro na paisagem.

As relações dos minerais de ferro com diferentes regimes oxirredutores impostos ao solo, derivados dos padrões do relevo e de sua consequente alteração na rede de drenagem, também são verificadas em outros estudos de escalas locais no Planalto Central. Macedo e Bryant (1987) verificaram solos vermelho e vermelho-amarelo de uma mesma hidrossequência com mesmas proporções entre gibbsita e caulinita, onde se relacionaria a mesma idade, constatando a influencia dos processos de saturação do solo, a partir da oscilação do lençol freático, à mineralogia dos oxi-hidroxidos de ferro do solo. Desta forma é plausível imaginar que as formas do relevo que propiciam erosões ou deposições, de aproximação ou distanciamento a ambientes oxidantes ou redutores, podem influenciar de maneira diferente a dinâmica de alumínio (gibbsita e caulinita) e ferro (hematita e goethita), ressaltando a estabilidade, o intemperismo e a pedogênese ainda mais antigos, necessários para síntese destes minerais secundários. Ou seja, a dissecação na bacia do Jardim promove a chegada do nível do relevo a um ambiente mais influenciado por redução com resposta mineralógica do ferro e alumínio diferentes, dada a estabilidade necessária ao longo do tempo para formação destes minerais secundários.

O resultado dos solos da BJ, goethíticos nas superfícies antigas e hematíticos nas partes mais novas, pode ser explicado pela denudação nesta região, onde os interflúvios planálticos da BJ foram sendo erodidos e adquirindo novas feições, como um Planalto Retocado ou como um Etchplano Parcialmente Denudado (Vasconcelos, 2016). Assim, pode-se dizer que as partes superiores da bacia já estão sendo afetadas pelas forças dissecantes dos canais, aproximando estes níveis junto ao lençol freático, ambiente de instabilidade dos minerais de ferro, e então favorecendo a precipitação da goethita e a consequente coloração amarela nestes locais. Já a rampa mais elevada, ainda preservada do ponto de vista erosivo por ter seu padrão de terreno convexo, apresentou os maiores valores de SM e solos avermelhados, possuindo portanto, pouca ou nenhuma influência de um ambiente redutor. Apesar deste processo recente de dissecação influenciar a

dinâmica dos minerais de ferro, algumas características do ambiente de estudo ainda remetem a porções planálticas antigas e evoluídas.

As razões encontradas de  $Fe_o/Fe_d$  não apresentaram grandes diferenciações entre rampas e canais, onde todos os dados ficaram próximos ou menores que 0,05, o que indica boas condições de drenagem dos solos (Kämpf et al., 1988). Estes resultados são esperados para porções planálticas de solos evoluídos como a da Bacia do Rio Jardim, contudo pode-se notar que os dois solos possivelmente mais influenciados por ambientes propensos à redutores, que possuem as menores SM's, apresentaram o primeiro e o terceiro dado mais elevado da razão  $Fe_o/Fe_d$ , o que poderia estar mostrando interferência nas características de oxirredução do ambiente. Vasconcelos et al. (2013) encontraram valores maiores de  $Fe_o/Fe_d$  do que deste estudo (Tabela 3) para Latossolos gibbsíticos em topossequência na Serra da Canastra, Minas Gerais, o que poderia estar ligado à mudanças no ambiente de oxirredução do solo. Outros tipos de solos, como Cambissolo, também podem apresentar valores de  $Fe_o/Fe_d$  próximos a 0,05 em menor ou semelhante profundidade a deste estudo (Campos et al., 2012).

*Tabela 3 - Síntese sobre os valores de Susceptibilidade Magnética (SM) e da razão entre ferro oxalato e ferro ditionito ( $Fe_o/Fe_d$ ) encontrados para diferentes tipos de solos, com base neste estudo e de referencial da literatura. A unidade da SM se encontra em  $10^6 m^3.Kg^{-1}$ . \*Os valores de  $Fe_o/Fe_d$  foram selecionados nos horizontes mais profundos deste estudo.*

SM	$Fe_o/Fe_d$	Tipo de Solo	Referência
200 - 1267	0,024 – 0,045	Latossolo Vermelho	Presente Estudo
9 - 285	0,017 – 0,042	Latossolo Vermelho-Amarelo	Presente Estudo
0	0,058	Plintossolo	Presente Estudo
26 - 77	0,17 – 0,47	Latossolo Vermelho	Vasconcelos et al. (2013)
33 - 131	0,14 – 0,52	Cambissolo	Vasconcelos et al. (2013)
7 - 9	0,42 – 0,49	Gleissolo	Vasconcelos et al. (2013)
-	0,01 – 0,08	Cambissolo	Campos et al. (2012) *
-	0,04	Gleissolo	Campos et al. (2012) *
-	0,03	Argissolo	Campos et al. (2012) *
-	0,03 – 0,27	Cambissolo	Kämpf e Dick (1984)

As razões de  $Fe_o/Fe_d$  indicam que a porção planáltica da BJ ainda resguarda características de ambientes antigos apesar do recente processo de dissecação da bacia. A rampa mais preservada mostrou que, além de possuir caráter caulínico, obteve altos teores de ferro em sua composição, e mesmo pela possibilidade de possuir os maiores

valores de ferro cristalino, os teores de ferro oxalato possivelmente também teriam suas quantidades elevadas, resultando assim na pouca diferenciação entre rampas e canais sobre a razão de  $Fe_o/Fe_d$ . Porém, os teores da razão tenderam a ser menores nos canais gibbsíticos que mesmo pela dissecação e lixiviação dos minerais de ferro, ainda se manteve a proporção de  $Fe_o/Fe_d$ , o que indica condições de boa drenagem, típico de solos evoluídos. Com isso, as expressões dos canais antigos impostos à ciclos erosivos recentes na BJ demonstram que apesar da lixiviação e consequente alteração na dinâmica do ferro nos canais, parte de características planálticas são mantidas, neste caso representadas pelas razões  $Fe_o/Fe_d$ , podendo ser em caráter temporário ou de transição ou ainda dependente da intensidade dos fatores que moldam a paisagem.

Apesar de a BJ ainda manter características de ambientes antigos perante ao recente processo erosivo imposto à bacia, a influência deste processo sobre o relevo expressa diferentes respostas mineralógicas dos solos. Em relação ao alumínio, os processos erosivos nos canais e depositantes nas rampas não mostraram influência no padrão gibbsítico-caulinítico do relevo, representando as partes antigas da bacia mais gibbsíticas e as mais novas, caulíníticas. Em contrapartida, este atual estágio de dissecação da BJ mostrou influência diferente na dinâmica dos minerais de ferro, onde a dissecação e consequente aproximação da superfície dos canais à regimes de diferente saturação dos solos favoreceu colorações amarelas, mesmo que em regiões gibbsíticas, enquanto que nas rampas a preservação de ambiente oxidante permitiu acumulação do ferro independente do padrão alumínico, que nesse caso se mostrou caulínítico. Deste modo, sugere-se que o tempo de dinâmica e estabilidade dos minerais de ferro são mais recentes, enquanto que para a dinâmica dos minerais de alumínio, os processos de dissecação ainda não foram suficientes para erodir a superfície com característica gibbsítica. Ou seja, o relevo propicia a estrutura, e o clima o intemperismo, que permitem a ocorrência de uma dinâmica do alumínio em um longo tempo enquanto que a dinâmica do ferro varia de acordo com variações locais dos processos erosivos e depositantes em tempos mais recentes. E assim pode-se também sugerir que a expressão do solo sob as concentrações de caulinita e gibbsita está mais ligada aos gradientes de estabilidade do relevo e ao seu grau de intemperismo em diferentes escalas, locais e regionais, e em tempos mais longos, enquanto que a expressão do solo sob as proporções dos minerais de ferro está mais relacionada aos regimes oxirreduzidores dos solos regidos pelos padrões de dissecação e de deposição do relevo em escalas locais e de tempos mais curtos.

## 7. Conclusão

A dissecação recente dos canais da Bacia do Rio Jardim não mostrou influenciar as concentrações de gibbsita e caulinita ao longo da paisagem, onde as regiões mais antigas se mostraram mais gibbsíticas, enquanto que as partes mais recentes da bacia se mostraram mais caulínicas. Em contrapartida, os minerais de ferro se mostraram fortemente afetados pelo regime de erosão ou de deposição imposto pelos padrões de terreno, onde a dissecação dos canais das partes antigas propiciou um ambiente de saturação do solo afetado pela lixiviação do ferro, enquanto que a rampa caulínica mais preservada pela erosão representa uma antiga superfície ou depósito da região que apresentou as maiores concentrações das formas do ferro entre as topossequências, sugerindo-se ambiente oxidante.

A dinâmica dos minerais de alumínio se mostrou mais relacionada ao gradiente de estabilidade do relevo, às condições de drenagem e ao grau de intemperismo dos solos, em escalas tanto locais quanto regionais, enquanto que a dinâmica dos minerais de ferro se mostrou mais regida pelos padrões locais do relevo, de dissecação e de deposição, que determinam o tipo de ambiente oxirredutor nos solos e conseqüentemente as concentrações dos minerais de ferro, dada a estabilidade estrutural necessária do relevo para a formação destes minerais secundários de ferro e alumínio no Planalto Central Brasileiro. Estes padrões de dissecação ou deposição recentes no relevo local da Bacia do Rio Jardim, que determinam as proporções do ferro na paisagem, não demonstram influenciar na dinâmica dos minerais de alumínio, pelo menos em um menor espaço de tempo, podendo-se sugerir dinâmicas de diferentes estabilidades destes tipos de minerais.

Apesar do grau de dissecação da bacia estar influenciando na dinâmica dos minerais de ferro na paisagem, a presença dos minerais secundários e do alto teor de ferro cristalino em relação ao ferro mal cristalizado indicam que a Bacia do Rio Jardim ainda resguarda características de porção planáltica com alto grau de intemperismo e evolução.

## 8. Referências Bibliográficas

Braun, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1970.



- Büdel, J. Climatic geomorphology. **Princeton: Princeton University Press**, p. 443, 1982.
- Buol, S. W.; Eswaran, H. Oxisols. **Advances in Agronomy**, v. 68, p. 151–195, 1999.
- Camargo, O. A. et al. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do IAC. **Campinas: Instituto Agrônômico (Boletim técnico, 106)**, p. 77, 1986.
- Campos, M. C. C. et al. Soil-relief relationships in a grassland / forest transition in the region of. **Acta Amazônia**, v. 42, n. 3, p. 387–398, 2012.
- Cardoso, M. R. D. et al. Classificação Climática de Köppen-Geiger para o Estado de Goiás e o Distrito Federal. **Acta Geografia**, v. 8, n. 16, p. 40-55, 2014.
- Casseti, V. Geomorfologia. [s.l.] <funape.org.br/geomorfologia/>, **Funape/UFG**, 2005.
- Costa, P. Y. D. et al. Old landscapes, pre-weathered materials, and pedogenesis in tropical Africa: How can the time factor of soil formation be assessed in these regions? **Quaternary International**, v. 376, p. 47–74, 30 jul. 2015.
- Couto Junior, A. F. et al. Integração de parâmetros morfométricos e imagem Aster para a delimitação das fitofisionomias da Serra da Canastra, Parque Nacional da Serra da Canastra, MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 1, p. 57–68, 2010.
- Frakes, L. A. Climate throughout Geological Times. **Elsevier**, p. 310, 1979.
- Jenny, H. Factors of Soil Formation. **Soil Science**, 1941.
- Kämpf, N.; Schwertmann, U. Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**, v. 29, n. 1, p. 27–39, 1983.
- Kämpf, N.; Dick, D. P. Óxidos de ferro em Cambissolos Brunos no Rio Grande do Sul e

- Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 8, n. 2, p. 183–188, 1984.
- Kämpf, N. et al. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In: International Soil Classification Workshop: Classification and utilization of Oxisols. **Proceedings**. 1988
- Ker, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, v. 5, n. 1, p. 17–40, 1998.
- King, L. C. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira De Geografia**, v. 2, p. 1–147, 1956.
- Lacerda, M. P. C. et al. Transformações mineralógicas ao longo de perfis de alteração pedogenética na região de Lavras (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo** v. 25, n. 4, 2001.
- Macedo, J.; Bryant, R. B. Morphology, Mineralogy, and Genesis of a Hydrosequence of Oxisols in Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 51, n. 3, p. 690, 1987.
- Marques, J. et al. Magnetic susceptibility and diffuse reflectance spectroscopy to characterize the spatial variability of soil properties in a brazilian haplustalf. **Geoderma**, v. 219–220, p. 63–71, 2014.
- Martinez, P. et al. Geomorphological control on podzolisation – An example from a tropical barrier island. **Geomorphology**, v. 309, p. 86–97, 2018.
- Martins, E. S. Método Integrado de Caracterização Mineralógica de Solos Profundamente Intemperizados. **Comunicado Técnico - Embrapa Cerrados**, n. 37, p. 1-5, 2000.
- Martins, E. S.; Torres, M. G. Manual de métodos de análise de solo. 3ª Edição. **Boletim Técnico - Embrapa**, 2017.
- Martins, E. S. et al. Zoneamento agrogeológico como ferramenta para o manejo regional da fertilidade de solos agrícolas tropicais. **Congresso Brasileiro de Rochagem**, v. III, p.

12, 2017.

Mehra, O. P. Iron Oxide Removal from Soils and Clays by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, 1958.

Modenesi-Gauttieri, M. C. et al. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. **Catena**, v. 85, n. 3, p. 221–230, 2011.

Motta, P. E. F. et al. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuaria Brasileira**, v. 37, n. 6, p. 869–878, 2002.

Moussa, R. R.; Mahmoud, A. H. A. Energy-scape elements: An approach on integrating landscape elements with renewable energy devices. **Journal of Cleaner Production**, v. 153, p. 114–130, 2017.

Munsell, A. H. Munsell soil color charts. **Munsell Color Company**, 1975.

Oliveira, F. S. et al. Mineralogical, micromorphological and geochemical evolution of the facies from the bauxite deposit of Barro Alto, Central Brazil. **Catena**, v. 105, p. 29–39, 2013.

Paz-Kagan, T. et al. Landscape-scale variation in canopy water content of giant sequoias during drought. **Forest Ecology and Management**, v. 419–420, n. August 2017, p. 291–304, 2018.

Pimentel, M. M. et al. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the neoproterozoic Brasília belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 2001.

Pulice, I. et al. Control of climate and local topography on dynamic evolution of badland from southern Italy (Calabria). **Catena**, v. 109, p. 83–95, 2013.

- Ramalho, R. S. et al. Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. **Earth-Science Reviews**, v. 127, p. 140–170, 2013.
- Reatto, A. et al. Levantamento semidetalhado dos solos da bacia Rio Jardim-DF escala 1:50.000. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**, 2000.
- Reatto, A. et al. Variation of the kaolinite and gibbsite content at regional and local scale in Latosols of the Brazilian Central Plateau. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 340, n. 11, p. 741–748, 1 nov. 2008.
- Resende, M. et al. Mineralogia da argila de Latossolos estimada por alocação a partir do teor total de óxidos do ataque sulfúrico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 1987.
- Rosolen, V. et al. Evolution of iron crust and clayey Ferralsol in deeply weathered sandstones of Marília Formation (Western Minas Gerais State, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, p. 421–430, 2017.
- Santos, J. C. B. et al. Gneiss saprolite weathering and soil genesis along an east-west regolith sequence (NE Brazil). **Catena**, v. 150, p. 279–290, 2017.
- Silva, L. F. et al. Soil Variability in Different Landscape Positions in the Porto Alegre Botanical Garden, Southern Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 39, n. 5, p. 477–487, 2015.
- Skorupa, A. L. A. et al. Similar Soils but Different Soil-Forming Factors: Converging Evolution of Inceptisols in Brazil. **Pedosphere**, v. 27, n. 4, p. 747–757, 2017.
- Souza Junior, I. G et al. Mineralogia e susceptibilidade magnética dos óxidos de ferro do horizonte B de solos do Estado do Paraná. **Ciência Rural**, v. 40, n. 3, p. 513–519, 2010.
- Tao, J. et al. Vertical distribution of ammonia-oxidizing microorganisms across a soil

profile of the Chinese Loess Plateau and their responses to nitrogen inputs. **Science of the Total Environment**, v. 635, p. 240–248, 2018.

Tardy, Y.; Roquin, C. **Geochemistry and evolution of lateritic landscapes**. [s.l.] Elsevier B.V. v. 2, 1992.

Thomas, M. F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. **John Wiley & Sons, Chichester**, p. 460, 1994.

Varajão, A. F. D. C. et al. The relationships between kaolinite crystal properties and the origin of materials for a brazilian kaolin deposit. **Clays and Clay Minerals**, v. 49, n. 1, p. 44–59, 2001.

Vasconcelos, V. et al. Modelo de evolução pedogeomorfológica da Serra da Canastra, MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 197–212, 2013.

Vasconcelos, V. Classificação e Fragmentação das Formas de Terreno na análise do Relevo Tropical. **Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade de Brasília**, p. 127, 2016.

Vitte, A. C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Terra Livre**, n. 16, p. 11–24, 2001.