



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**RAFAEL VÁZQUEZ DOCE**

**“PEDOGÊNESE CRETÁCICA E FORMAÇÃO DE *RED BEDS* NO  
TRIÂNGULO MINEIRO”**

**CAMPINAS**

**2016**

**RAFAEL VÁZQUEZ DOCE**

**“PEDOGÊNESE CRETÁCICA E FORMAÇÃO DE *RED BEDS* NO  
TRIÂNGULO MINEIRO”**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA  
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE EM  
GEOGRAFIA NA ÁREA DE ANÁLISE AMBIENTAL E  
DINÂMICA TERRITORIAL

**ORIENTADOR: PROF. DR. FRANCISCO SERGIO BERNARDES LADEIRA**

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL  
DA TESE DEFENDIDA PELO ALUNO RAFAEL VÁZQUEZ  
DOCE E ORIENTADO PROF. DR. FRANCISCO SERGIO  
BERNARDES LADEIRA**

**CAMPINAS**

**2016**

**Agência(s) de fomento e nº(s) de processo(s):** Não se aplica.

Ficha catalográfica  
Universidade Estadual de Campinas  
Biblioteca do Instituto de Geociências  
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

D657p Doce, Rafael Vázquez, 1988-  
Pedogênese cretática e formação de *red beds* no Triângulo Mineiro /  
Rafael Vázquez Doce. – Campinas, SP : [s.n.], 2016.

Orientador: Francisco Sergio Bernardes Ladeira.  
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de  
Geociências.

1. Paleopedologia. 2. Rochas sedimentares. 3. Solo - Formação. I. Ladeira,  
Francisco Sergio Bernardes, 1965-. II. Universidade Estadual de Campinas.  
Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

**Título em outro idioma:** Cretacic pedogenesis and red beds formation in the Minas Gerais triangle

**Palavras-chave em inglês:**

Paleopedology

Sedimentary rocks

Soil - Formation

**Área de concentração:** Análise Ambiental e Dinâmica Territorial

**Titulação:** Mestre em Geografia

**Banca examinadora:**

Francisco Sergio Bernardes Ladeira [Orientador]

Alfredo Borges de Campos

Pablo Vidal-Torrado

**Data de defesa:** 26-02-2016

**Programa de Pós-Graduação:** Geografia



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA  
ÁREA DE ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL

**AUTOR:** Rafael Vázquez Doce

"Pedogênese cretácica e formação de *Red Beds* no Triângulo Mineiro"

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira

Aprovado em: 26 / 02 / 2016

**EXAMINADORES:**

Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira

Prof. Dr. Alfredo Borges de Campos

Prof. Dr. Pablo Vidal Torrado

***A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora,  
consta no processo de vida acadêmica do aluno.***

Campinas, 26 de fevereiro de 2016.

## **Agradecimento**

Agradeço primeiramente ao Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira pela oportunidade a mim oferecida de realizar este trabalho, assim como pela orientação nas Iniciações Científicas realizadas ao longo da minha graduação.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pelo apoio dado.

Aos meus pais e irmãos por apoiado e respaldado minhas decisões ao longo da vida e pelo apoio durante a realização deste trabalho, principalmente no seu trecho final.

Aos meus amigos Bill, Marçola, Gui e aos demais que passaram pela república Marlon Brando ao longo desses anos, por tornar a casa uma eterna alegria. Daqui levo inúmeras lembranças magníficas.

Aos meus colegas de pós-graduação que, assim como os professores, muito agregaram ao meu conhecimento durante as aulas e principalmente pela sua amizade.

Agradeço também a incansável equipe da Secretaria de Pós-Graduação pela imensa ajuda prestada sempre que solicitado.

Por fim, agradeço a minha namorada Roberta por estar sempre me apoiando, e por estar sempre disposta para conversar sobre as coisas da vida, sejam boas ou ruins.

Obrigado

# **PEDOGÊNESE CRETÁCICA E FORMAÇÃO DE *RED BEDS* NO TRIÂNGULO MINEIRO – RESUMO**

**Dissertação de Mestrado – Rafael Vázquez Doce**

A Formação Marília (Maastrichtiano) ocupa o topo da coluna estratigráfica da Bacia Bauru e vem sendo objeto de consideráveis estudos ao longo das últimas décadas. Esta formação aflora em diferentes estados da porção centro-sul do território nacional e tem como característica a presença de diversos paleossolos intercalados com as rochas sedimentares. Este estudo está centrado principalmente nos paleossolos (e seus materiais parentais) existentes em afloramentos localizados no oeste de Minas Gerais (Triângulo Mineiro), entre os municípios de Campina Verde e Gurinhatã. A sedimentação varia entre eólica e aluvial nos diferentes afloramentos, sendo que praticamente a totalidade destes é de coloração vermelha, o que os caracteriza como *Red beds*. A coloração avermelhada se deve a fina camada de hematita que recobre completamente os grãos das rochas e dos paleossolos, sendo que nos paleossolos os poros são preenchidos por argila iluvial e sedimentada na forma de ferriargilãs, muitas vezes com marcas de dessecação. Estas características evidenciam a presença de água no ambiente e o processo de evapotranspiração que se deu no local. O processo de iluviação da argila formada nos paleossolos é então o responsável por cobrir os grãos dos arenitos com a fina camada de hematita que colore os *Red Beds* da Formação Marília na região.

**Palavras chave: Paleossolo; *Red bed*; Grupo Bauru.**

# **CRETACIC PEDOGENESIS AND RED BEDS FORMATION IN MINAS GERAIS TRIANGLE – ABSTRACT**

**Masters Degree – Rafael Vázquez Doce**

*The Marília Formation (Maastrichtian) occupies the top of the Bauru Basin stratigraphic column and it has been the subject of considerable studies over the past decades. This formation outcrops in different states of the Brazil's south-central portion and its main characteristic is then presence of many interleaved paleosols with sedimentary rocks. This study is about mainly the paleosols (and their parent materials) contained in outcrops located in the west region of Minas Gerais (this region is called "Triângulo Mineiro"), between the cities of Campina Verde and Gurinhatã. Sedimentation ranges from eolic and alluvial in different outcrops, and almost all of them presents red color, which characterizes them as Red beds. The red color is due to the fine hematite layer that covers the rock and paleosol grains, wherein the paleosol pores are filled by iluvial clay and sedimentated as cutans, often with dissection brands. The characteristics show the water presence on the environment and the evapotranspiration process that has occurred on this place. The iluvial process of the clay formed in paleosols is responsible for the covering of the sandstone grains with the fine hematite layer that colors the Red beds of the Marília Formation in that region.*

**Keyword: Paleosol; Red Bed; Bauru Group.**

## Índice de figuras

Figura 1: Mapa de Pontos .....	15
Figura 2: Mapa litoestratigráfico da Bacia Bauru (BATEZELLI, 2015).....	24
Figura 3: Coluna litoestratigráfica da Bacia Bauru (BATEZELLI, 2003). .....	26
Figura 6: Visão Geral do ponto 1.....	40
Figura 7: Revestimento de Manganês, ponto 1.....	40
Figura 8: Rizólitos cortando horizontes do ponto 1. ....	41
Figura 9: Arenito Arroxeadado - Ponto 2 (Escala – Moeda com 27 mm de diâmetro). .	42
Figura 10: Rizólitos com halos de oxirredução - Ponto 4. ....	42
Figura 11: Paleossolo com fantasmas de estratificações e Calcrete - Ponto 5.....	43
Figura 12: Ponto 6.....	44
Figura 13: Limite entre camada eólica (Acima) e camada de canais (Abaixo). .....	45
Figura 14: Esquema do ponto 7. (Modificado de GALHARDO, 2015).....	45
Figura 15: Arenito avermelhado com estratificações cruzadas - Ponto 8.....	46
Figura 16: Rizolito com CaCO <sub>3</sub> – Ponto 9 (moeda de 27mm).....	47
Figura 17: Afloramento com contato entre paleossolo e rocha - Ponto 9.....	48
Figura 18: Gráfico de mineralogia da argila e os padrões encontrados. ....	53
Figura 19: Poros - Rocha - Ponto 8.....	55
Figura 20: Poros preenchidos por argila rica em hematita, formando ferriargilãs .....	55
Figura 21: Poro ocupado por material do horizonte superior - Ponto 6. ....	56
Figura 22: dessecação em poro do C2 - Ponto 1 .....	56
Figura 23: Grãos de quartzo - Ponto 8.....	56
Figura 24: Variação granulometria do arenito – P.8.....	56
Figura 25: Diferentes arredondamentos - Ponto 8. ....	56
Figura 26: Calcrete - Ponto 4 Nicóis cruzados. ....	56
Figura 27: Grãos de Mica - Ponto 6. ....	57
Figura 28: Feldspato - Ponto 9.....	57
Figura 29: Cimento com manganês/ferro - Ponto 1.....	58
Figura 30: Grão de mica alterado. Ponto 9. ....	58

## Índice de tabelas

Tabela 1: - Dados geoquímicos / Composição .....	48
Tabela 2: Massa Molar dos óxidos e dos elementos.....	48
Tabela 3: Relações propostas .....	49
Tabela 4: Porcentagem de Ferro nas amostras .....	60

## Sumário

Índice de figuras .....	viii
Índice de tabelas .....	9
Introdução .....	11
1. Objetivos .....	13
1.1. Objetivo Principal .....	13
1.2. Objetivos Específicos.....	13
2. Caracterização da Área.....	14
3. Materiais e Métodos .....	15
3.1. Análise Bibliográfica.....	16
3.2. Trabalho de Campo .....	16
3.3. Análise Macromorfológica.....	17
3.4. Análise Micromorfológica.....	17
3.5. Análises Laboratoriais.....	18
4. Aspectos Geológicos da Área de Pesquisa .....	23
4.1 Bacia Bauru .....	23
4.1.1 Bacia Caiuá:.....	26
4.1.2 Bacia Bauru:.....	27
5. Paleossolos.....	31
6. <i>Red Beds</i> .....	34
7. Resultados .....	39
7.1. Macromorfologia .....	39
7.1.1 Dados Geoquímicos .....	48
7.1.2 Difractometria de Raios-X / Mineralogia da Argila .....	52
7.3. Micromorfologia .....	54
8. Discussão.....	59
9. Conclusões: .....	66
10. Referências Bibliográficas .....	68
11. Anexos .....	79
11.1. Granulometria .....	79
11.2. Tabela de características da micromorfologia .....	77

## Introdução

Os depósitos correspondentes à Bacia Bauru estão depositados sobre os basaltos da Formação Serra Geral (FERNANDES & COIMBRA, 1996, 2000) e esta foi preenchida por sistemas aluviais e eólicos durante o Cretáceo Superior (ARID, 1967; LIMA *et al.* 1986; ALVES *et al.* 1986, MANZINI, 1990, entre outros), sob clima árido/semiárido (SUGUIO, 1973; SUGUIO e BARCELOS, 1983; FERNANDES, 1998; BATEZELLI, 2003). A bacia ocupa mais de 330.000 km<sup>2</sup> pelos estados de Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, São Paulo e Minas Gerais (BATEZELLI, 2003). Este trabalho se concentra neste último estado, mais especificamente na sua porção oeste (Triângulo Mineiro) e nos *Red Beds* existentes na Formação Marília, unidade que representa o topo da coluna estratigráfica da Bacia Bauru.

A bibliografia sobre a área é formada principalmente por estudos sobre a estratigrafia do local (HASUI, 1967; SUGUIO, 1973; BARCELOS, 1984; FERNANDES, 1998, BATEZELLI, 2003, entre outros) e sobre paleontologia (PRICE, 1945, 1950; GOLDBERG, 1995, 2000; RIBEIRO, 2000; entre outros), sendo que a idade dos sedimentos foi definida com base nos fósseis de vertebrados (HUENE, 1939, *apud.* ARID, 1967) e de micro fósseis contidos neles (DIAS-BRITO *et al.*, 2001). Os paleossolos, que são o objeto principal desta pesquisa, foram inicialmente identificados por Suguio (1973) e foram citados por diferentes autores nas décadas seguintes (SUGUIO & BARCELOS, 1983; FERNANDES, 1992; MANZINI, 1999, entre outros), mas só foram objeto de estudo principal muito depois (em DAL BÓ, 2008; BASILICI, G. *et al.*, 2009; LADEIRA, 2010, entre outros).

A Paleopedologia consiste no estudo de solos antigos, incorporados ou não às sequencias sedimentares e vulcânicas. O estudo destes solos permite analisar a paleogeografia/paleoambiente (clima, a vegetação e a geomorfologia, entre outros) que existia no local quando o solo estava em formação/evolução, já que guarda as características que os diferentes fatores de formação lhe deram (ANDREIS, 1981; WRIGHT, 1992; KRAUS, 1999; RETALLACK, 2001), assim como os solos atuais, já que evoluíram da mesma maneira que os perfis atuais evoluem (FIRMAN, 1994). O seu estudo, porém, é diferente já que todos os fatos que podem ter ocorrido ao longo do tempo tem de ser considerados (ANDREIS, 1981).

Os *Red Beds*, que são outro objeto de estudo deste trabalho, consistem em arenitos que apresentam uma coloração avermelhada, oriunda de uma fina película de óxido de ferro que recobre praticamente a totalidade dos grãos que formam o arenito (WALKER, 1967; VAN HOUTEN, 1968; AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE, 1984). Estes materiais não aparecem na bibliografia da região, mas há diversas colocações que se referem a rochas que possivelmente se encaixariam neste termo. A formação dos *red beds* é alvo de discussão na ciência há muito tempo, sendo que duas hipóteses se sobressaem e são praticamente aceitas como verdadeiras mesmo sem terem sido apresentadas evidências irrefutáveis destes processos de formação. Por outro lado, existem diversos exemplos destes arenitos vermelhos (JONES, 1965; SCHMALZ, 1968; BERNER, 1969, etc.) que evidenciam a sua existência. As hipóteses da origem do óxido diferem principalmente em definir se a hematita é autigênica (se formou na própria rocha) ou se ela foi formada originada durante a pedogênese, tenha ela ocorrido acima da rocha - chegando a ela por percolação - ou em outro local e depois transportada junto ao restante do material.

Van Houten (1968) lista três possíveis origens para a hematita que cobre os grãos e gera a Rubefação (avermelhamento) do material, que são; (A) herdada diretamente de solos vermelhos; (B) derivada da goethita desenvolvida na área fonte ou durante o transporte do material e transformada em hematita após a deposição ou (C), é produzida *in situ* a partir da alteração de grãos de silicato de ferro. Neste trabalho mostramos que, pelo menos em esta área, a argila foi formada nos solos que se desenvolveram a partir da alteração/pedogênese dos arenitos. O material formado na pedogênese (argila rica em hematita) passou a ser transportada por iluviação, chegando assim ao material parental e depositando-se na superfície dos grãos que o compõe, modificando a aparência/cor destes ao torná-los vermelhos (cor característica da hematita), dando assim origem aos *red beds*.

## **1. Objetivos**

### **1.1. Objetivo Principal**

O objetivo central deste trabalho consiste em determinar se a origem dos *Red Beds* da Formação Marília no Triângulo Mineiro é pedogenética. Para tanto selecionou-se uma área no Triângulo Mineiro, onde foram descritos paleossolos muito vermelhos, presentes na denominada Formação Marília.

### **1.2. Objetivos Específicos**

Definir os processos pedogenéticos de formação dos paleossolos vermelhos.

Definir as condições paleoambientais existentes quando da formação e desenvolvimento destes solos.

Identificar a origem da Rubefação (autigênica ou não) e com isso a origem dos *Red Beds* da região.

## 2. Caracterização da Área

Os afloramentos aqui trabalhados estão localizados no Triângulo Mineiro, nas rodovias (BR-364 e BR-154) que liga a cidade de Campina Verde a cidade de Gurinhatã, com exceção dos pontos quatro e cinco, que ocorrem na continuação da BR-364 sentido Goiás, em trecho não pavimentado (Figura 1 – Mapa de Pontos). O alto grau de resistência a erosão e intemperismo da Formação Marília levou a que esta ocupe os pontos mais altos do relevo do Triângulo Mineiro (BACCARO, 1991), obrigando as rodovias a desviar das serras ou então a corta-las, o que gerou os afloramentos estudados.

Baccaro (1991) define os pontos altos da paisagem como "Área de Relevo Residual", sendo que localmente recebem a denominação de "Serras" e, no caso da área pesquisada, corresponderia a "Serra da Divisa".

O relevo é intensamente dissecado e apresenta formas convexas nas vertentes, com grandes anfiteatros e formas agudas. O alto grau de dureza da Formação Marília (cimentação carbonática) mantém as bordas escarpadas. (BACCARO, 1991). Estas características corroboram com os processos de ravinamento e de movimento de massa, que somados ao escoamento pluvial, mantém o transporte de sedimentos finos consideravelmente ativo, principalmente nas bordas, nas quais a declividade supera constantemente os vinte graus. O solo é um Argissolo Vermelho-Amarelo, ocorrendo distrófico e eutrófico (BACCARO, 1991). Quanto a vegetação, Ab'Saber a define como "cerrados, cerradões e campestres, os quais, via de regra, descem até a base das vertentes, cedendo lugar no fundo aluvial dos vales às florestas galerias", sendo que "cada componente tem sua posição exata na topografia, na trama de solos e no quadro climático e hidrológico diferenciado ali existente" (AB'SABER, 1962). Baccaro (1991) divide a vegetação natural da região entre o cerradão tropical subcaducifólio e a floresta tropical subcaducifólia.

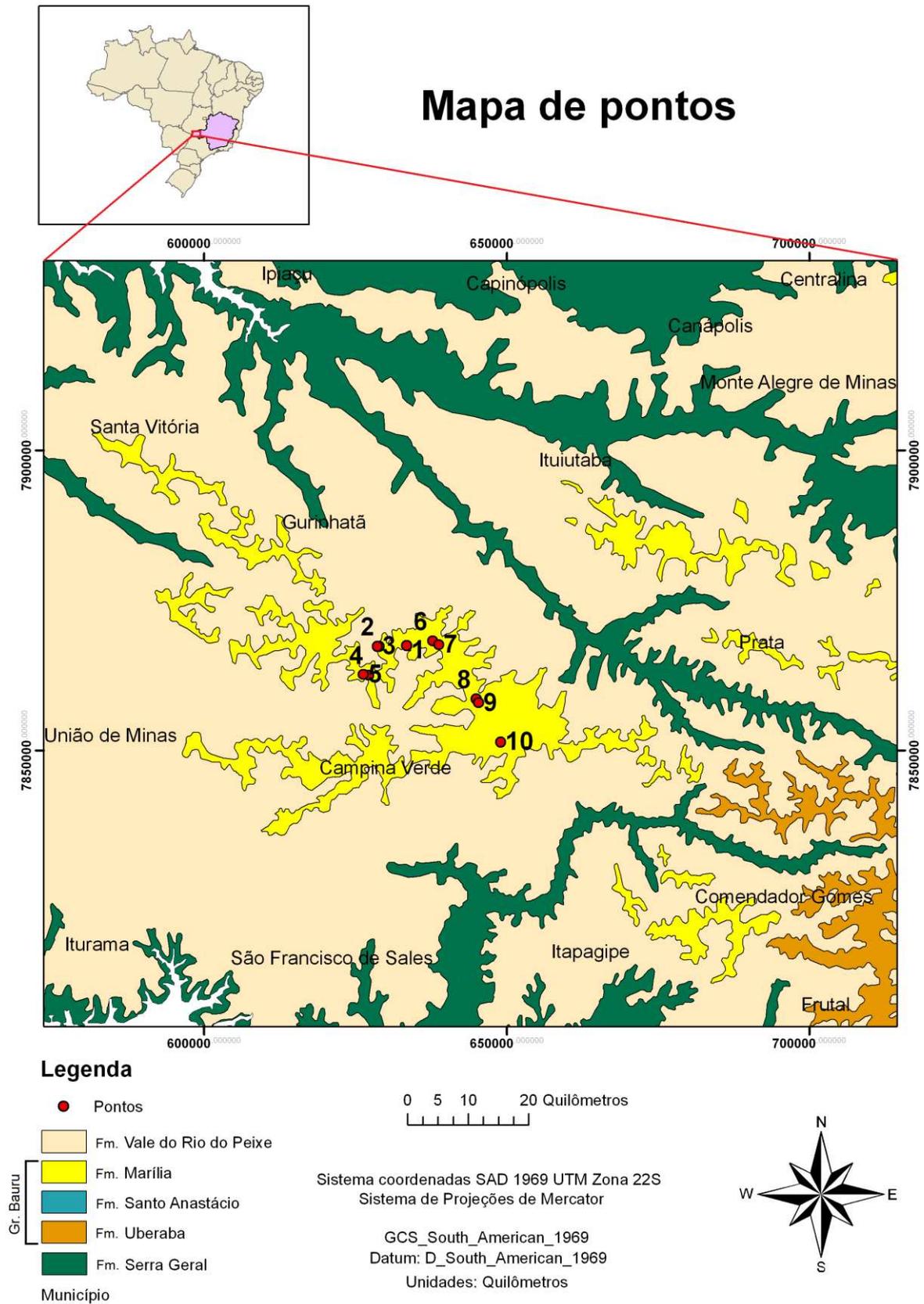


Figura 1: Mapa de Pontos

### 3. Materiais e Métodos

### 3.1. Análise Bibliográfica

O levantamento e estudo da bibliografia existente foram as primeiras etapas da pesquisa e nelas abordamos os principais temas base deste trabalho:

- Bacia Bauru, as formações que a compõe e a evolução do conhecimento a respeito destas.
- *Red Beds*, focando principalmente nos processos associados a sua sedimentação e evolução.
- Paleopedologia.
- Métodos e técnicas utilizadas para identificar os diferentes processos envolvidos em cada um dos temas e a relação entre eles de forma geral.

### 3.2. Trabalho de Campo

Depois de realizada a consulta bibliográfica sobre a área de estudo, consulta a imagens de satélite, pesquisas anteriores e mapas topográficos para encontrar possíveis locais de afloramento no Triângulo Mineiro, foi feito um trabalho de campo com o intuito de verificar as informações levantadas, procurar afloramentos de rocha e de paleossolos, fazer a sua análise macromorfológica e colher amostras para as etapas de laboratório do estudo.

Como dito anteriormente, a construção das rodovias BR-364 e BR-154 entre as cidades de Campina Verde e Gurinhatã deu origem a grande parte dos afloramentos trabalhados neste estudo, já que para diminuir a inclinação ou comprimento das rodovias, é comum a remoção/corte de serras, que muitas vezes chegam a ficar em duas partes, para dar passagem a rodovia. Isso torna esses locais perfeitos para o estudo dos solos e das rochas, que ficam totalmente expostos.

Durante o campo foram visitados dez diferentes afloramentos (Figura 1). Alguns são constituídos apenas por rochas e outros por rochas e paleossolos. As rochas foram observadas e os paleossolos tiveram a sua macromorfologia descrita. Amostras de todos os estratos e horizontes foram colhidas, tanto para análise da

micromorfologia em microscópio quanto da sua composição química, via fluorescência de Raios-X.

### **3.3. Análise Macromorfológica**

A análise macromorfológica teve como base os procedimentos sugeridos por Retallack (1997, 2001), que diz que para identificar um paleossolo em meio a diferentes camadas de sedimentos, é preciso observar existência de horizontes, marcas de raízes e a existência de estrutura no material, sendo que para qualificar o material como paleossolo é preciso que coexistam ao menos duas dessas características no material examinado, já que bioturbações podem acontecer também nas rochas sedimentares.

Outras características fundamentais do estudo macromorfológico são a espessura dos horizontes, a cor do material (seguindo a escala da Carta Munsell de solos), a transição entre horizontes e a definição de se o solo está plenamente preservado ou se sofreu algum tipo de erosão na sua parte superior durante o soterramento ao que foi submetido, processo este que é muito comum antes do soterramento ou mesmo no decorrer deste processo.

### **3.4. Análise Micromorfológica**

Para a análise micromorfológica, foram elaboradas lâminas delgadas de todos os horizontes e rochas, a partir das amostras colhidas de maneira orientada em campo.

A elaboração das lâminas cruzadas consiste inicialmente na preparação da amostra e, como grande parte das amostras é formada por material friável, o primeiro passo é impregnar porções de aproximadamente quatro centímetros cúbicos de amostra com resina (neste caso, resina epóxi), para que a amostra se torne suficientemente dura, a fim de que seja cortada e polida (CASTRO, 2008)

A amostra impregnada é colada a uma fina lâmina de vidro (1,8mm de espessura), para que possa ser polida até atingir a espessura ideal para observação

em microscópio petrográfico, sendo que a espessura de rocha ideal varia de amostra para amostra mas sempre próximo dos 30  $\mu\text{m}$  (CASTRO, 2008).

A micromorfologia foi descrita e interpretada a partir de lâminas delgadas e com o auxílio de um microscópio petrográfico, com aumentos de 2,5, 10 e 20 vezes, permitindo assim o acesso a feições microscópicas dos paleossolos e das rochas. O estudo da micromorfologia é fundamental para uma melhor interpretação da evolução dos paleossolos e dos *red bed*, assim como da relação entre eles.

### **3.5. Análises Laboratoriais**

Para análise química por espectrometria de fluorescência de raios X (FRX), as amostras colhidas em campo foram quebradas em porções de no máximo quatro centímetros, para que pudessem ser trituradas pela máquina trituradora, que consiste em duas placas de ferro, uma fixa e outra móvel (ligada a um motor elétrico), que se encarregam de deixar a amostra em tamanhos de aproximadamente meio centímetro quadrado. Com as amostras deste tamanho, passa-se para o processo de moagem. Inicialmente foi usado um moinho planetário de esferas, que consiste em quatro potes de ágata, com doze esferas do mesmo material dentro, sendo nove pequenas (aprox. 0,5 cm) e três grandes (aprox. 1,5 cm), Com uma quantidade de amostra que pode variar entre cinquenta e setenta gramas. Os potes são fechados e fixados a uma plataforma que os fará girar a uma rotação de duzentas rotações por minuto, durante vinte minutos. Ao fim deste processo, a amostra está muito fina, com aparência de “talco”.

Mesmo passando pela moagem de esferas, algumas amostras mais duras ainda apresentavam pedaços grandes demais para a preparação das pastilhas prensadas e dos discos de vidro. Sendo assim, foi necessário usar outro tipo de moinho, que consiste em um pote de ágata, com um bloco circular maciço de aproximadamente cinco centímetros e um anel do mesmo material, com um diâmetro maior que o bloco maciço e menor que o pote. A amostra (também variando entre 50 e 70 gramas) é colocada nos pequenos vãos existentes entre as diferentes peças do moinho. O pote é fechado e fixado a uma plataforma vibratória por três minutos em um regime rápido. Após este processo, todas as amostras estão totalmente moídas, com aspecto de talco e prontas para a preparação das pastilhas.

Ao sair do moinho, a amostra é preparada para a análise química, feita através de Fluorescência de Raios-X (XRF). Para isso, a amostra é dividida para fazer a pastilha prensada (para determinar os elementos traços) e o disco de vidro (determina os elementos maiores e menores), formatos necessários para que as máquinas possam analisar a composição das amostras. Para separar e pesar a amostra usam-se cadinhos de porcelana e frascos de poliestireno, ambos com peso conhecido.

Para a preparação dos discos de vidro, a amostra é pesada e passa pelo processo denominado “perda ao fogo” - % PF que consiste em deixar a amostra na mufla por uma hora e meia, a mil graus Celsius, para que perca toda a umidade. Após esse processo, a amostra é novamente pesada, para que seja determinada a quantidade de água que havia na amostra. Os discos de vidro foram preparados por fusão de um grama de amostra homogeneizada com seis gramas de fundente (50% metaborato e 50% tetraborato de lítio) e adição de três gotas de iodeto de lítio, em moldes metálicos que são levados ao aparelho de fusão *Fluxy 300 (Claisse)*.

As pastilhas prensadas foram preparadas com nove gramas de amostra e 1,5 gramas de cera (*Wax powder – Hoechst*) misturados homogeneamente em um frasco de poliestireno, no qual é colocada uma esfera de plástico, que ajuda a homogeneizar a amostra quando levada ao misturador (*Mixer – Mill*), onde se movimenta em oito durante três minutos. Com a mistura homogênea, a amostra é prensada a 119 MPa durante um minuto em uma prensa hidráulica HTP 40 (Herzog/Alemanha). A máquina responsável pela análise química por espectrometria de fluorescência de Raios X é uma Philips PW 2404. Todos estes processos foram feitos no laboratório de geoquímica e Fluorescência de Raios-X do Instituto de Geociências da UNICAMP.

Além de todos esses processos para levantamento da geoquímica, também foi calculada a granulometria das amostras. Para isso, as partes friáveis das amostras foram levadas até o laboratório de solos da Faculdade de Engenharia Agrícola da UNICAMP, onde a granulometria é calculada e separada em cinco tamanhos diferentes de areia, argila e silte, como podemos ver no Anexo 1.

Uma vez que a argila havia sido separada do resto do material, A mesma foi encaminhada para o laboratório de difração de raios-x (DRX) do IFGW, a fim de

descobrir a mineralogia da argila, que veremos com maior detalhe adiante, estes dados auxiliam na determinação do grau de pedogênese que ocorreu neste material.

O método de difratometria de raios X consiste em espalhar uma pequena quantidade da argila sobre uma placa de vidro, que é colocada no aparelho, que tem um emissor de raios X e um leitor dos mesmos. Os raios incidem no material, refletem nos cristais da argila e incidem no leitor do aparelho. Sendo assim, o método se baseia nos diferentes ângulos de reflexão dos minerais/cristais da argila para identificá-los e quantificá-los, já que cada mineral tem características únicas e reflete os raios em ângulos diferentes.

Porém, o receptor não consiste em uma esfera que recebe todos os raios refletidos concomitantemente, e sim em um pequeno receptor que vai variando o seu ângulo de recepção para poder cobrir todos os ângulos necessários (no caso, de 2º a 45º). Sendo assim, é necessário manter o receptor por tempos iguais em cada ângulo, para que este de uma informação correta e o software possa comparar a informação recebida com os dados existentes, que consistem em dados de mais de cinquenta mil compostos, informação esta mantida pelo *International Centre for Diffraction Data* (SENNA, 2003).

Outra importante análise laboratorial é a Geoquímica, que consiste na análise química dos elementos encontrados nas amostras, buscando informações a respeito da pedogênese, se ela ocorreu ou não e, se ocorreu, em que locais e com que intensidade o intemperismo se deu. Com essas análises é possível obter informações sobre diversas características da paleogeografia do local.

Retallack (2001) e Sheldon & Tabor (2009) dizem que relacionando as quantidades de diferentes elementos químicos, obtemos informação para avaliar o grau de intemperismo que aquele material sofreu, definido assim a pedogênese que ocorreu na área.

A soma das bases, dividido pelo alumínio (Bases/Al) é o indicativo usado para determinar o índice de solubilização e o grau em que ele ocorreu. A solubilização retira as bases do sistema e não influi no alumínio. A água é o fator principal para que ela ocorra, já que ela é a responsável por solubilizar as bases e transporta-las para fora do meio. Este é um dos principais processos da pedogênese.

A razão entre bário e estrôncio (Ba/Sr) é usada para quantificar a lixiviação, sendo que quanto maior o número, maior o grau de lixiviação, uma vez que apesar de serem elementos muito próximos, o estrôncio é significativamente mais solúvel que o bário, o que o faz desaparecer durante a lixiviação. Porém, há um cuidado a se tomar quando esta relação é utilizada, que é a quantidade destes elementos pré-existente na rocha base, que se for baixa, pode levar a equivocada interpretação de grande lixiviação, quando na realidade ela pode ter sido pequena (SHELDON & TABOR, 2009)

O índice de alteração (*chemical index of alteration* - CIA) calcula o intemperismo que o material sofreu. Foi proposto por Nesbitt & Young (1982) e consiste na divisão da massa molar de  $Al_2O_3$  pela soma de  $Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$ , multiplicado por cem. Em 1992, Maynard sugeriu que o potássio deveria ser retirado da relação, para assim retirar a variante do metassomatismo (diagênese) do mineral em questão, deixando então a equação da seguinte forma:  $CIA-K = 100 * ((Al_2O_3)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O))$ . Como veremos adiante, este índice é usado também para calcular a paleoprecipitação.

O cálculo da dolomitização consiste na razão entre Magnésio e Cálcio (MgO/CaO) na calcita existente no solo. Uma baixa proporção de calcita rica em magnésio indica uma grande atividade da água subterrânea no solo, além de uma grande evapotranspiração e porosidade (SHELDON & TABOR, 2009), já que estes elementos são facilmente dissolvidos na água e, quando esta evapora, deixa os elementos no solo. Com isso, a dolomitização é comum em áreas áridas, que é onde temos uma maior evapotranspiração.

A calcificação  $((CaO+MgO)/Al_2O_3)$  também é um indicativo de evapotranspiração positiva (evaporação maior que a precipitação) e aparece em áreas áridas. A fonte do carbonato é diversa, tanto pelo vento (íons) quanto pela hidrólise de feldspatos (cátions) ou até da rocha base.

Os dados geoquímicos nos permitem também fazer uma estimativa da paleoprecipitação anual (*MAP - Mean annual precipitation*), com base no índice de alteração CIA-K, que basicamente mede o intemperismo que agiu sobre os feldspatos e as micas durante a pedogênese. SHELDON *et al.*(2002) propõe a equação  $P=14,265(CIA-K)-37,632$  para calcular a precipitação e dizem que chegaram a esta equação após diversas tentativas e a colocam como ideal para um regime de 200 a 1600 milímetros por ano.

## 4. Aspectos Geológicos da Área de Pesquisa

### 4.1 Bacia Bauru

A Bacia Bauru tem uma extensão de 330.000 km<sup>2</sup> distribuída entre o Sul de Goiás, Sudeste do Mato Grosso, Nordeste do Mato Grosso do Sul, Oeste de São Paulo, norte do Paraná e o Oeste de Minas Gerais (BATEZELLI, 2003). A Bacia ocupa uma depressão formada a partir de subsidência termo-mecânica causada pelo acúmulo de quase dois mil metros (FERNANDES & COIMBRA, 1996, 2000) de rocha, oriunda de vulcanismo no Cretáceo Inferior e que foi denominada Formação Serra Geral. Este basalto também está relacionado aos eventos tectônicos que levaram à ruptura de Gondwana (RICCOMINI, 1995; FERNANDES & COIMBRA, 1996) e, com esta grande quantidade de rocha vulcânica, a porção sul da América do Sul sofreu a subsidência termal que deu origem a Bacia em questão (RICCOMINI, 1995) (Figura 2).

Durante o Cretáceo Superior uma porção da Placa Sul Americana passou sobre a Pluma Mantélica de Trindade (GIBSON *et al.*, 1995 *apud* BATEZELLI, 2015), o que gerou soerguimentos, transformando a paisagem e criando uma nova paleogeografia (BATEZELLI, 2015). Nesse intervalo de tempo – Coniciano-Maastrichiano -, o clima nesta área era árido/semiárido (GOLDBERG, 1995; FERNANDES & COIMBRA, 1996; entre outros) e a bacia foi preenchida por material proveniente do basalto soerguido pela passagem sobre a Pluma de Trindade (BATEZELLI, 2015) e pelo fendilhamento gerado pelo rompimento de Gondwana (FERNANDES & COIMBRA, 1996).

Os limites da Bacia Bauru são representados pela Antéclise de Rondonópolis (COIMBRA, 1991) a noroeste, separando a Bacia Bauru da dos Parecis, o Soerguimento do Alto Paranaíba (HASUI & HARALYI, 1991 – anteriormente denominado “Antéclise do Alto do alto Paranaíba” por SAD, 1968 - *apud* SAD, CARDOSO & COSTA, 1971 - e primeiramente citada por COSTA, 1963 - *apud* SAD, CARDOSO & COSTA, 1971) a nordeste, separando a Bacia Bauru da Sanfranciscana e, a Serra do Mar a Leste (FERNANDES & COIMBRA, 1996), separando a Bacia Bauru da Bacia de Santos. Os demais limites da bacia são o Alinhamento do Piquiri, associado ao Arco de Ponta Grossa a Sul e o Arco de

Assunção a Oeste. Estes pontos altos da paisagem delimitaram e desenharam o sítio deposicional ao formar uma depressão alongada em sentido Sudoeste-Nordeste, paralela ao Rio Paraná (ALMEIDA, 1980).

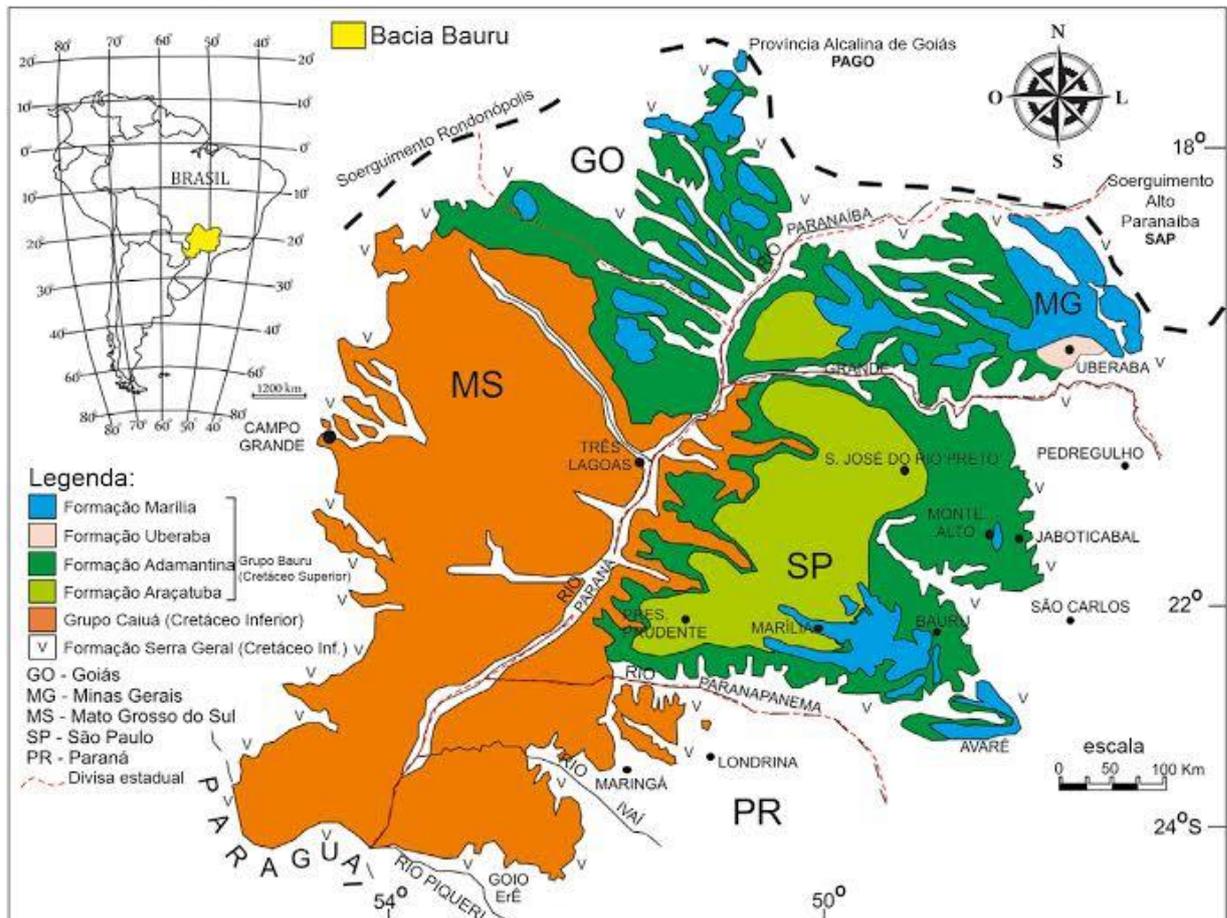


Figura 2: Mapa litoestratigráfico da Bacia Bauru (BATEZELLI, 2015)

Considera-se que a bacia se formou no Cretáceo Superior e que a água a percorria no sentido Nordeste – Sudoeste, o que é evidenciado pela granulometria, que é notavelmente maior nas proximidades da área fonte de material, ou seja, da porção nordeste da bacia. Existiram períodos de baixa e alta sedimentação (BATEZELLI, 2015).

A idade da sedimentação foi definida como sendo Cretácica Superior (Coniaciano- Maastrichiano) com base na idade dos fósseis encontrados nas diferentes camadas da Bacia (HUENE, 1939, *apud*. ARID, 1967; DIAS-BRITO *et al.* 2001), a exames palinológicos (LIMA *et al.* 1986), e a idade das camadas de cinzas

vulcânicas encontradas por Alves *et al.* (1994) na Bacia de Santos, cujo material pode ser originário do intenso movimento das bordas das bacias em questão.

Para alguns autores, a Bacia Bauru está subdividida em dois Grupos, o Bauru e o Caiuá, que por sua vez estão divididos, respectivamente, em três e quatro formações, que veremos mais adiante (Figura 3). A estratigrafia desta Bacia e dos Grupos que a compõe foi amplamente discutida por diversos autores, que se dividem entre os que acreditam que os grupos são contemporâneos e interdigitados, como Soares *et al.* 1980; Fernandes & Coimbra, 1996; 2000 e Fernandes, 1998, entre outros. Já para outros autores o Bauru e o Caiuá formam duas bacias distintas, com a Bacia Bauru depositada sobre a Bacia Caiuá, como Fulfaro & Barcelos, 1991 e 1993; Fulfaro *et al.*, 1999 Batezelli, 2003 e Ernesto *et al.*, 2006, entre outros. Este segundo grupo afirma a sobreposição baseando-se no Geossolo Santo Anastácio (FULFARO *et al.*, 1999, p. 126) como superfície de descontinuidade e em dados paleomagnéticos obtidos por Ernesto *et al.* 2006.

A primeira sedimentação da Bacia Bauru se deu com o surgimento de um sistema lacustre que serviria de nível de base para o material erodido nas porções altas da paisagem, que se concentravam a norte e nordeste da bacia (BATEZELLI, 2003). Essa sedimentação está representada na Formação Araçatuba. O material era transportado por meio de sistemas de leques aluviais formados por rios entrelaçados. Estes rios geravam também depósitos areno-conglomeráticos na porção proximal. Este material podia também ser trabalhado pelo vento e, ao estar em superfície, estava exposto a pedogênese. Esses materiais estão representados pela Formação Marília e pela Formação Uberaba (BATEZELLI, 2003). Já distantes da área fonte, os rios ocupavam a planície e com isso, passavam a ser perenes e meandrantos. Estes rios tem muito menos energia e assim sendo, carregavam apenas material de menor granulometria. Esse material corresponde a Formação Adamantina (BATEZELLI, 2003).

Após muita evolução e discussão a respeito da Bacia Bauru, a litoestratigrafia mais aceita pela comunidade atualmente é a que coloca a Bacia Bauru sobre a Bacia Caiuá e esta sobre os basaltos da Formação Serra Geral, como podemos ver na figura abaixo.



a arroxeadado, finos a muito finos, eventualmente subarcoseanos. apresenta estratificações de Grande Porte com arenitos muito maduros, não há cimentação (FERNANDES & COIMBRA, 1996).

**4.1.1.3 Formação Santo Anastácio:** Fernandes e Coimbra (1996) a definem como sendo formada por arenitos quartzosos marrom-arroxeados claros, eventualmente subarcoseanos, muito finos a finos, com fração síltica subordinada, apresentam, maiormente aspecto maciço, podendo existir estratificações plano-paralelas e cruzadas pouco inclinadas. Por outro lado, Batezelli (2015) diz que esta formação na realidade é formada por Paleossolos, o que marca um hiato de sedimentação.

**4.1.2 Bacia Bauru:** Material depositado em ambiente fluvial e leques aluviais, que se divide nas seguintes Formações:

**4.1.2.1 Formação Araçatuba:** Depósitos lacustres relacionados a Formação Adamantina (SUGUIO, 1980; BATEZELLI, 2003; 2015), existentes apenas no estado de São Paulo. Formado por Arenitos finos e lamitos, está sobreposto ao Grupo Caiuá, com contato discordante (BATEZELLI, 2003).

**4.1.2.2 Formação Adamantina:** Corresponde a depósitos fluviais e é formada por arenitos finos a muito finos quartzosos, localmente cimentados por  $\text{CaCO}_3$  (FERNANDES & COIMBRA, 1996) e lamitos siltosos, rosados/castanhos, intercalados com argilitos castanho-avermelhados. Disposta em estratos maciços/plano-paralelos, alternados com estratificações cruzadas de médio e pequeno porte (FERNANDES & COIMBRA, 1996). Aparecem também outras estruturas hidrodinâmicas como marcas onduladas, laminação cruzada cavalgante, corte-preenchimento, brechas intraformacionais com intraclastos silto-argilosos e, por fim, feições de gradação normal para o topo (FERNANDES & COIMBRA, 1996). Está sobreposta a Formação Serra Geral e interdigitada lateralmente com a Formação Uberaba (BATEZELLI, 2003). Acima dela está a Formação Marília.

**4.1.2.3 Formação Uberaba:** Arenitos com cimentação calcítica e/ou matriz argilosa verde, com intercalações de siltito, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos/vulcanoclásticos. (FERNANDES & COIMBRA, 1996). Os arenitos ocorrem como corpos lenticulares, são visíveis também estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, estratificações plano paralelas, feições acanaladas e algumas estruturas deformacionais e de injeção de argila (BATEZELLI,

2003). Esta Formação ocorre apenas no Triângulo Mineiro e seu contato basal é com a Formação Serra Geral, de forma abrupta, assim como seu contato superior com a Formação Marília (BATEZELLI, 2003).

**4.1.2.4 Analcimitos Taiúva:** Rochas efusivas de caráter alcalino. Apresentam analcima e estão intercaladas na formação Adamantina (FERNANDES & COIMBRA, 1996). Verificados em algumas regiões do estado de São Paulo, via testemunhos de perfuração.

**4.1.2.5 Formação Marília:** Formado por arenitos quartzosos e conglomerados imaturos no que diz respeito a mineralogia e a textura, com estratos métricos que muitas vezes apresentam cimento e concreções carbonáticas, que chegam a formar calcretes (FERNANDES & COIMBRA, 1996). Os afloramentos trabalhados aqui são todos desta formação, o que torna necessário um maior aprofundamento sobre esta.

ALMEIDA & BARBOSA (1953) designaram os conglomerados grossos com nódulos e cimentação carbonática que existem no topo da coluna litoestratigráfica do Grupo Bauru como Formação Marília. SOARES *et al.* (1980) a descreveram da seguinte maneira:

“unidade composta por arenitos grosseiros a conglomeráticos, com grãos angulosos, teor de matriz variável, seleção pobre, ricos em feldspatos, minerais pesados e minerais instáveis; ocorrem em bancos com espessura média de 1 a 2 metros, maciços ou com acamamento incipiente subparalelo e descontínuo, raramente apresentando estratificação cruzada de médio porte com seixos concentrados nos estratos cruzados; raras camadas descontínuas de lamitos vermelhos e calcário são encontradas”. (SOARES *et al.*, 1980)“

As principais características dessa formação são o alto conteúdo de cimento micrítico ( $\text{CaCO}_3$ ) e suas camadas de calcrete de origem pedogenética e de variação de lençol freático, que fazem dela economicamente viável, já que o carbonato é matéria prima para corretivos de solo e cimento. É comum ver clastos de sílica com marcas de dissolução e substituição por carbonato.

BARCELOS (1984) redistribuiu a Formação Marília nos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã. Todos eles afloram no Triângulo Mineiro, sendo a leste os dois primeiros e a oeste o terceiro.

BATEZELLI (2003) classifica as rochas da Formação Marília como “litoarenito carbonático (menos de 50% de carbonato), marga (50% de carbonato e 50% siliciclástico), calcário arenoso (entre 50 a 80% de carbonato) e calcário puro (+80% de carbonatos)”.

Uma característica que chama a atenção é a grande predominância de diferentes tonalidades de vermelho nas rochas desta formação.

**Membro Serra da Galga:** Arenitos pouco desenvolvidos e mal selecionados, chegando a formar conglomerados e lamitos em diferentes áreas. Normalmente apresenta estratificações cruzadas e em alguns pontos é cimentado por carbonato de cálcio. Este membro está interdigitado ao membro Ponte Alta e sobre a Formação Uberaba, o contato com o Membro Echaporã não é conhecido, mas são estratigraficamente correspondentes (GOLDBERG, 1995; FERNANDES & COIMBRA, 1996, 2000, entre outros). Essa unidade acumulou-se na forma de leques aluviais medianos/distais, com sistemas fluviais entrelaçados associados, com algumas intercalações de depósitos de pequenas dunas eólicas. Ocorrem também depósitos de fluxos densos esporádicos, na forma de clastos imersos em lamitos (FERNANDES, 2004) e sua espessura máxima é da ordem de 110 metros (BARBOSA *et al.* 1970)

**Membro Ponte Alta:** Como vemos na Figura 3, o membro Ponte alta está inserido no Serra da Galga na forma de lentes (BATEZELLI, 2003) e é caracterizado pela cimentação por carbonato de cálcio, que ocorreu após a deposição e formou calcários arenosos, conglomeráticos e finos. Apresentam estratificações plano-paralelas, lentes e base erosiva. Existem também concentrações de sílica dentro do Membro em questão (FERNANDES & COIMBRA, 1996, 2000). O contato basal do Membro Ponte Alta ocorre de forma gradacional com a Formação Uberaba (BARCELOS, 1984; FULFARO & BARCELOS, 1991; GOLDBERG, 1995; GOLDBERG & GARCIA, 2000) e sua espessura varia entre dez e vinte metros (SUGUIO *et al.* 1975). As litofácies que compõe este membro sugerem uma deposição em sistema fluvial entrelaçado (fluxos curtos porém com muita energia), que remete a partes medianas e distais de leques aluviais (FERNANDES, 2004).

**Membro Echaporã:** Caracterizado pela grande extensão (Estados de SP/MG/GO) e pelos estratos de arenitos (fino-médios) e conglomerados maciços

com clastos na base e nódulos de  $\text{CaCO}_3$  na parte superior, chegando a formar calcretes, possivelmente de origem pedogenética (FERNANDES, 2004). A cimentação carbonática é posterior e não raro aparecem clastos que foram quebrados durante o processo de crescimento expansivo que ocorre no momento da cimentação carbonática (GOLDBERG, 1995; FERNANDES & COIMBRA, 1996, 2000, entre outros). As maiores espessuras deste membro ocorrem em São Paulo e chegam a 180 metros (ALMEIDA *et al.* 1980). O membro em questão corresponde às porções distais de leques aluviais, sedimentadas por fluxos em lençol.

Os membros Serra da Galga e Ponte Alta ocorrem apenas no Triângulo Mineiro, o Echaporã é o único que aparece no estado de São Paulo e ocorre também no Triângulo Mineiro e Goiás (FERNANDES, 2004).

## 5. Paleossolos

Os paleossolos tratados neste trabalho são enquadrados neste trabalho como enterrados (ANDREIS, 1981), pois todos estão inseridos em uma sequência sedimentar. Os demais tipos de paleossolos (Figura 5) são os exumados - que como o próprio nome indica, são aqueles que foram enterrados em algum momento, mas que se encontram na superfície atualmente – e os relíquias, que se mantiveram na superfície durante todo o seu tempo de formação e que continuam em contato direto com a atmosfera, sofrendo assim as influências de todos os climas que ocorreram no local e guardando as suas características (RETALLACK, 2001).

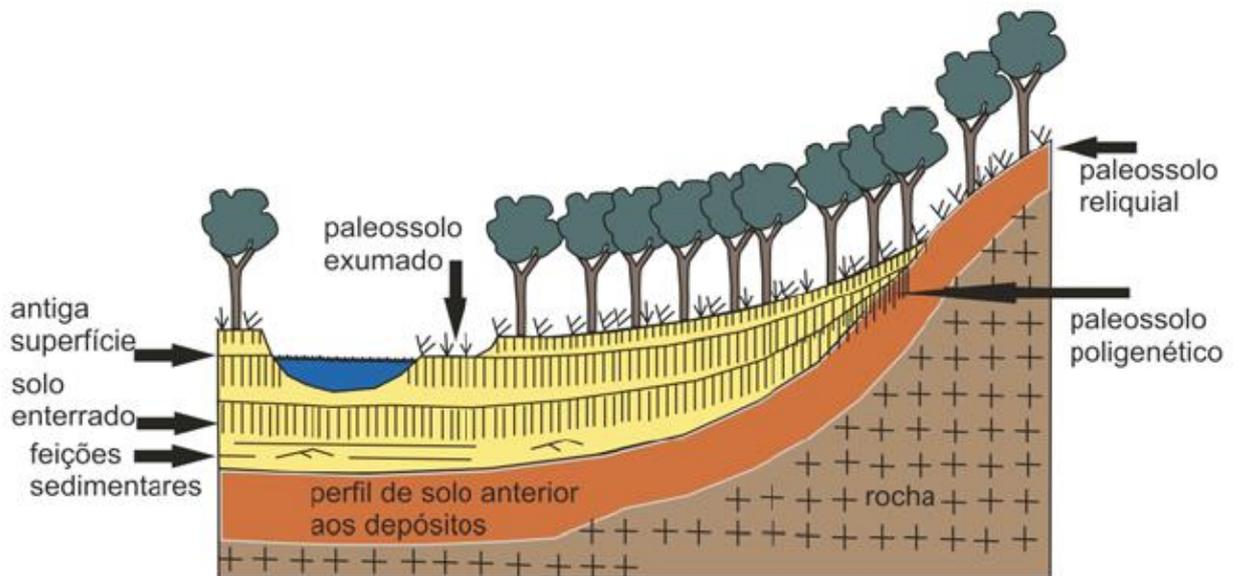


Figura 4: Tipos de paleossolo e seu contexto na paisagem (LADEIRA, 2010)

A paleopedologia vem se tornando uma importante ferramenta na reconstituição e análise paleoambiental, principalmente no que diz respeito aos paleoclimas (ANDREIS, 1981; RETALLACK, 2001; SHELDON & TABOR, 2009; LADEIRA, 2010), já que o clima, assim como o material de origem, o relevo, os organismos e o tempo (cronológico), é um dos fatores de formação dos solos. As diferentes análises (macro/micromorfológica, geoquímica e etc.) nos permitem retirar evidências suficientes para idealizar estes fatores de formação, como a vegetação, a geomorfologia, a intensidade de pedogênese e as taxas de sedimentação existentes no período de evolução do solo (WRIGHT, 1992; KRAUS, 1999) e é o principal recurso para levantamento de informações do passado quando a existência

de fósseis é nula ou muito pequena (ANDREIS, 1981). Como a vegetação é fator importante na pedogênese, a pedogênese tal como ocorre hoje começou a ocorrer quando a vegetação surgiu, ou seja, no final do Siluriano, há mais de 400 milhões de anos (LADEIRA, 2010) e, como os fatores de formação do solo (material de origem, clima, relevo, tempo cronológico e biosfera) são essencialmente os mesmos desde então, é possível, considerando as alterações que o material pode ter sofrido pela diagênese, ótimos materiais para interpretar as condições paleoambientais (DRIESE & MORA, 2001; *apud* LADEIRA, 2010).

A rápida evolução da paleopedologia como ciência se deve também a proximidade dos seus métodos com os usados para estudo de solos atuais (FIRMAN, 1994), mas assim como na classificação, é preciso tomar as devidas precauções, já que a interpretação genético ambiental dos paleossolos traz outro grau de complexidade e é preciso levar em consideração todos os fatos que podem ter acontecido sobre o perfil, como a pressão exercida por possíveis soterramentos que já não são visíveis (caso dos exumados) e por processos diagenéticos posteriores a formação do solo (ANDREIS, 1981). Outro processo que pode ocorrer é a pedogênese sucessiva, que ocorre quando um solo é enterrado e a pedogênese que passa a atuar na superfície passa por todo o novo pacote sedimentado e alcança o solo enterrado.

Wright (1992), vendo o alto grau de complexidade enfrentado pelos pedólogos, propôs diferentes características para diagnosticar paleossolos, baseando-se em processos que ocorrem durante a pedogênese, como a iluviação, eluviação, gleização, às marcas de raízes e também a evolução da estrutura do solo. Foram excluídas aquelas características que podem evoluir de forma posterior, como o mosqueamento, que pode ocorrer por variação de nível freático, e a rubefação, que como vimos no item anterior, não tem necessariamente origem pedogenética.

Por outro lado, Retallack (1997, 2001), diz que as feições comuns em solos, porém não exclusivas destes, só podem ser caracterizadas como pedogenéticas se as feições unicamente pedogenéticas (horizontes, estrutura e marcas de raiz) forem diagnosticadas no local. Com isso, vemos que a morfologia é o ponto principal da análise paleopedológica, uma vez que as relações químicas e demais feições podem ter sido alteradas ao longo do tempo, seja por presença de água, diagênese ou qualquer outro processo que possa ter ocorrido.

A presença de marcas de raízes é a principal feição diagnóstica (RETALLACK, 2001), uma vez que evidenciam a existência de plantas, que comprova a existência do solo. É preciso atenção a estas marcas, já que as marcas deixadas por animais escavadores podem ser confundidas com as geradas pelas plantas, já que os animais escavam diferentes materiais além do solo, como dunas e material sedimentado em geral. Para diferenciar as marcas deixadas pelos vegetais é preciso ver a morfologia das marcas, já que nas vegetais são comuns as bifurcações, onde o diâmetro das raízes tende a diminuir, assim como com a profundidade, enquanto que nas marcas deixadas por animais o diâmetro é constante e são raras as bifurcações.

## 6. *Red Beds*

Segundo o *American Geologic institute*, os *Red Beds* são:

“Sedimentary strata composed largely of sandstone, siltstone, and shale, that are predominantly red due to the presence of ferric oxide (hematite) coating individual grains” (AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE, 1984, p.421)

Esta visão também é defendida por outros autores, como Walker (1967, 1968) e Van Houten (1968, 1973), que diz que em praticamente todos os depósitos vermelhos, o único mineral pigmento encontrado é a hematita e que a quantidade deste óxido de ferro é inversamente proporcional ao tamanho dos grãos (VAN HOUTEN, 1968, p.404), o que evidencia que a quantidade de hematita aumenta quanto maior for a área de superfície destes grãos. Como vemos, os *red beds* (Figura 4) já foram caracterizados pela ciência e onde não há grande divergência, diferente das hipóteses de sua origem, que conta com duas principais hipóteses, o que motivou muita discussão na literatura.



Figura 5: Camada de sedimento eólico com grãos cobertos por hematita, constituindo assim um *Red Bed*.

Uma das hipóteses indica que a hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), óxido de ferro de cor vermelha que recobre os grãos que formam a rocha e responsável pela nomenclatura “*red bed*”, se formou *in situ*, a partir da alteração de ferro detrítico. Esta teoria defende então que a hematita é autigênica e que os sedimentos não eram avermelhados antes nem durante a deposição, pois o ferro (oriundo das rochas da área fonte) não estava oxidado.

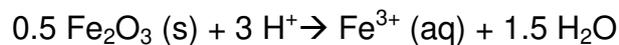
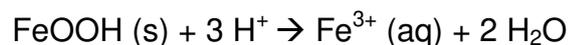
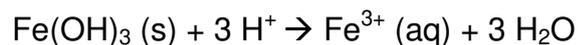
A oxidação *in situ* do ferro estaria ligada a climas quentes, áridos e semiáridos (WALKER, 1967), associada a evaporitos e arenitos de origem eólica, onde a grande porosidade facilita a circulação de água, oxigênio e dióxido de carbono no depósito, acelerando assim o processo de oxidação do ferro, que passa a existir na forma de hematita.

Schmalz (1968) destaca que a “savana tropical” é o ambiente ideal para a formação de *red beds*, indicando como precipitação anual entre 1.749 e 2.012 milímetros, com três meses de estiagem completa e os outros nove com chuvas torrenciais, que elevam a umidade sem baixar a temperatura de forma considerável por grandes intervalos de tempo.

Walker (1967) apresenta uma área de formação atual de *red beds*, localizada na *Baja Califórnia*, México. Neste local a chuva é rara e concentrada e, quando acontece gera fluxos aluviais e corridas de lama, que formam fácies sobrepostas. Esta área tem um dos climas mais secos do mundo e segundo o autor, é assim desde o Pleistoceno, já que são encontrados evaporitos interdigitados a solos de deserto, que servem como indicadores de que o clima na área é árido desde então. Isso mostra que a pigmentação gerada pela hematita ocorre em áreas com clima sazonal. Então, para formar hematita é necessária uma variação climática sazonal, com curtos períodos anuais úmidos (e preferencialmente quentes) para que o ferro possa ser retirado dos minerais e períodos secos longos para que possa ocorrer a desidratação do ferro. Com isso, Schmalz (1968) afirma que a Hematita continua sendo um significativo indicador paleoclimático, contradizendo Walker (1967), que diz que os *red beds*, não devem ser usados como indicadores paleoclimáticos.

A pigmentação por hematita nestes depósitos citados por Walker (1967) ocorre ao longo dos leques aluviais e nas lamas proximais, na forma de halos ligados a lâminas de areia, o que mostra que o pigmento se formou no local e que o

material não era avermelhado antes de ser depositado. A coloração é mais escura nos depósitos mais antigos, indicando assim que a oxidação, que é o processo responsável pela pigmentação continua ocorrendo ao longo do tempo, da mesma maneira que acontece nos solos. O autor citado diz também que o pigmento dos depósitos mais modernos não é muito bem reconhecido nos raios X, o que leva a crer que o mesmo não é formado por hematita totalmente cristalizada e sim por algo entre a goethita (ferro hidratado amórfico de cor amarelada) e a hematita, sendo que com o tempo os pigmentos vão “evoluindo” para o vermelho, já que a hematita bem cristalizada pode tardar milhões de anos pra se desenvolver. Por outro lado, Schmalz (1968) diz que a principal forma de ferro nos sedimentos é o hidróxido de ferro  $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$ , que em meio aquoso e dependendo das condições do pH, pode se recrystalizar e formar a goethita ( $\text{FeOOH}$ ), cuja transformação para hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) é relativamente rápida e cujas relações vemos abaixo (BAUMGARTNER & FAIVRE, 2015):



Cornell & Schwertmann (2003) dizem que a conversão de goethita em hematita é direta (sem nenhuma fase intermediária) e é facilitada pelo fato de ambos dividirem a mesma estrutura, que pode ser mais ou menos modificada dependendo da quantidade de água que existir no ambiente, que faz os cátions se reorganizarem, sendo que três unidades de goethita formam uma de hematita e um cristal de goethita se transforma em um mosaico de cristais de hematita altamente orientados, separados por microporos.

Em experimento apresentado por Schmalz, esta transformação ocorreu em aproximadamente uma hora a cem graus Celsius, mas a reação inversa, ou seja, a transformação de hematita em goethita é muito lenta, sendo que não houve transformação a cem graus Celsius e duas mil atmosferas de pressão de água em um mês de experimento.

Os principais fatores para a formação de hematita são: a existência de ferro nas rochas base; condições pós-deposicionais favoráveis a alteração/oxidação do ferro; variações climáticas anuais, principalmente no que diz respeito a umidade

do solo; ambientes com Eh (>100) e pH (>3) favoráveis a formação de óxido de ferro; tempo suficiente para que ocorra a alteração da goethita para hematita (tempo este não definido) e, possivelmente, altas temperaturas (25°C). Este último fator está incluso pelo clima existente nos locais de formação, porém não há como afirmar se é fundamental ou se serve como catalisador do processo de formação dos *red beds* (WALKER, 1967). Schmalz (1968) põe o fator da temperatura como óbvio e chama a atenção de que o microclima do solo pode destoar muito do clima do local onde ele evolui.

Para a manutenção dos *red beds*, é necessário que estas condições não mudem para aquelas onde o ferro sofre redução, coisa que seria rara, pois em áreas com clima quente e árido o nível freático é muito profundo (WALKER, 1967, p.363) e a hematita não se forma em ambiente submerso e tampouco é estável neste ambiente (Schmalz, 1968).

Walker (*op.cit.*) lista evidências da origem autigênica da hematita, a começar pelos halos de rubefação, que são concentrações de hematita ligadas ao cimento, ou seja, colocados diretamente sobre os grãos de areia. Os grãos de areia que tiveram sua superfície atacada têm, além da superfície, o seu interior tingido, principalmente aqueles que são formados por feldspato. Outra evidência colocada pelo autor é a ausência de marcas de atrito na hematita, o que mostra que a mesma é de origem pós-deposicional.

A outra teoria sobre a formação dos *red beds* defende que a hematita foi previamente “produzida” em solos lateríticos de climas tropicais ou subtropicais, foi carregada e posteriormente depositada nos desertos juntamente com o resto dos materiais que compõe o arenito/*red bed*, aparecendo também relacionada a evaporitos. Segundo esta teoria, a hematita é detrítica e o sedimento já é vermelho quando depositado. A teoria suporta que onde estes sedimentos vermelhos aparecem, existiu um clima quente e úmido, necessário para a formação dos solos lateríticos, e depois um clima árido onde se formaram as dunas/*red beds*, ou pode ser um pigmento sindeposicional, com o óxido evoluindo no solo e percolando/migrando para a rocha base (VAN HOUTEN, 1973) Porém, segundo Walker (1967), ainda não foi documentada uma área de *red bed* em que o mesmo tenha se formado dessa forma. Berner (1969) defende que o ferro é mais facilmente carregado na forma de goethita do que de hematita, e portanto ao ferro chegaria a superfície dos grãos na forma de goethita. Após se depositar, a goethita se

transformaria em hematita por desidratação, que ocorre quando a água deixa de ocupar os poros. Com isso, o autor define que a cor originária dos *red beds* seria amarela (goethita) e que eles foram depositados em ambiente úmido/com água.

Frente a essa bipolaridade de teorias sobre a origem da hematita, Van Houten (1968), diz que não há uma verdadeira forma de determinar de onde vem o pigmento vermelho dos *red beds*, se é herdado do solo, se deriva da goethita existente na área fonte ou se é produzida *in situ* a partir da alteração de grãos de silicato de ferro. Dorn (1998) segue a mesma linha e diz que não existem modelos que expliquem a origem da camada de ferro ao redor do grão e que todas as tentativas de explicar a origem do ferro são altamente especulativas.

## 7. Resultados

### 7.1. Macromorfologia

A macromorfologia foi descrita em campo, nos pontos destacados no mapa visualizado no item “Localização” deste trabalho e que ocorrem ao longo das rodovias BR-364 e BR-154.

#### Ponto 1

O ponto um (Figura 6) é formado por um extenso afloramento (quatro metros de altura) que apresenta em sua base um perfil de solo com dois horizontes “C” formados por areia maciça que somam 1,33 metros de altura (C1= 0-78cm / C2= 78-133cm), estão bem marcados e tem cor avermelhada (10R 4/8). A rocha base não aflora, mas tudo leva a crer que se trata de dunas que foram pedogenizadas. Bioturbações ocorrem de forma abundante (Figura 8), variando entre quatro e dez milímetros de largura, preenchidas por material avermelhado (2,5YR 5/6) e em alguns casos negro (7,5YR 6/8). No horizonte C2, as bioturbações são preenchidas por material do horizonte superior e por areia clara. Como acontece na maioria dos casos, as bioturbações são menos abundantes conforme a profundidade vai aumentando. O contato entre os horizontes é claro, assim como o contato do C1 com o sedimento existente sobre ele.

Lateralmente ocorrem revestimentos de manganês (Figura 7), o que indica a presença de água no sistema. Sua ocorrência é localizada e o manganês forma anéis de *liesegang*.



Figura 4: Visão Geral do ponto 1.

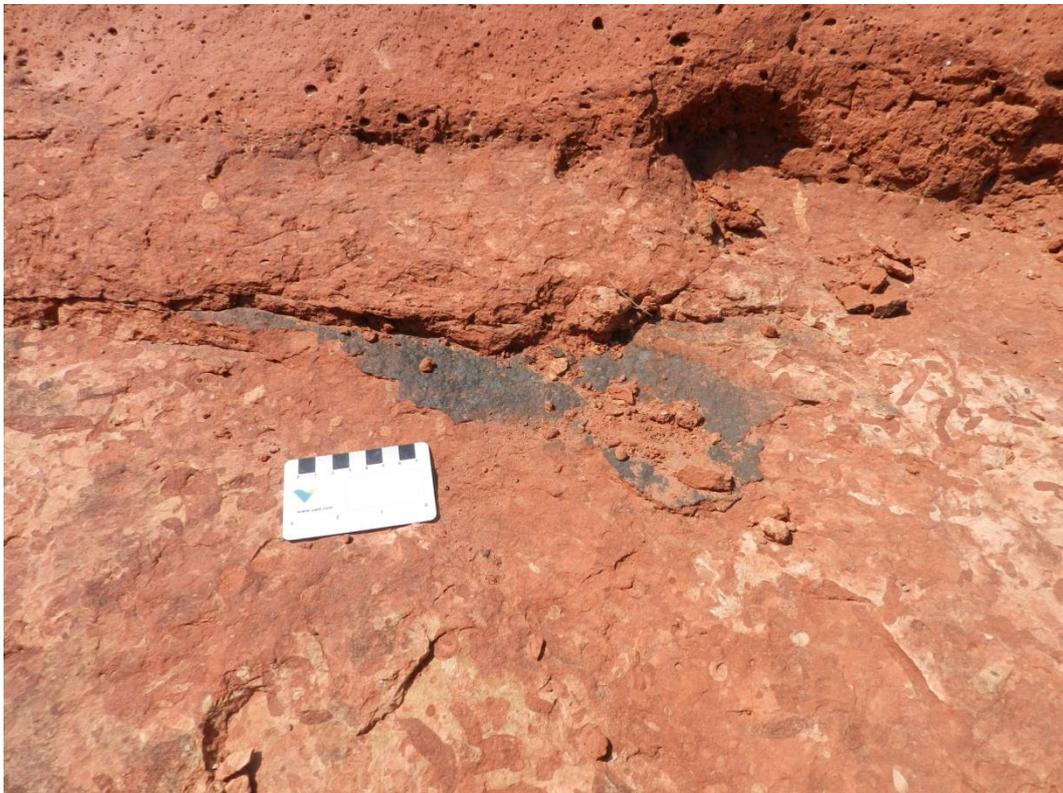


Figura 5: Revestimento de Manganês, ponto 1.



Figura 6: Rizólitos cortando horizontes do ponto 1.

### **Pontos 2, 3, 4 e 5**

O segundo ponto descrito (Figura 9) corresponde a um arenito arroxeadado (10R 7/1) formado por deposição eólica, com Marcas de raízes, o que marca o começo da pedogênese no local.

O ponto três dista aproximadamente trezentos metros do ponto anterior (e consiste em um contato entre um espesso calcrete (>4m) e o arenito visto no ponto dois, que se estende até este novo ponto. O ponto quatro é um afloramento do contato visto no ponto anterior entre o calcrete e o arenito, sendo que a distância entre ambos pontos é de aproximadamente cinco quilômetros. Chamam a atenção neste afloramento os espessos rizólitos de carbonato de cálcio (Poros formados por raízes, que foram ocupados por carbonato), com 1,5 cm de diâmetro (Figura 10).

O quinto afloramento descrito, que tem aproximadamente dez metros de altura e trinta de largura (Figura 11), também apresenta depósitos eólicos pedogenizados e calcrete, só que neste caso, o calcrete aparece também no topo, deixando o arenito entre dois diferentes níveis de calcrete, sendo que o inferior é o nível onde a estrada foi construída e, como ela não é pavimentada neste trecho, é possível visualizar o topo do calcrete inferior ao olhar para o chão.



Figura 7: Arenito Arroxeadado - Ponto 2 (Escala – Moeda com 27 mm de diâmetro).



Figura 8: Rizólitos com halos de oxirredução - Ponto 4.



Figura 9: Paleossolo com fantasmas de estratificações e Calcrete - Ponto 5.

## Ponto 6

A exemplo do ponto um, este ponto (Figura 12) apresenta dois diferentes horizontes de paleossolo (definido pela presença de rizoconcreções e estruturas pedogenéticas) que se encarregaram de apagar as estruturas eólicas da duna que lhes serviu de rocha base. Ambos os horizontes são arenosos e maciços. O primeiro horizonte tem noventa centímetros de altura, cor 2,5YR 4/6 e apresenta bioturbações comuns na forma de krotovinas (5YR 7/6), em alguns casos com películas negras nas suas paredes (3-5 mm de espessura e cor 5YR 2,5/1). A transição para o segundo horizonte é clara e plana. O horizonte inferior tem mais de um metro e continua além daquilo que o afloramento mostra, tem cor 2,5YR5/8 e bioturbações mais escassas que o superior, que guardam as mesmas características.

Acima do paleossolo há uma espessa camada (6m) de arenito, com diferentes tipos de deposição, dois arenitos finos e bem selecionados de origem eólica, com laminações plano paralelas e cor amarelada, intercaladas por uma deposição vermelha na forma de canais com altura variando entre vinte e oitenta

centímetros, sendo que sua base é erosiva e irregular enquanto seu topo é plano, como podemos ver nas figuras 12 e 13.

### Pontos 7 e 8

O ponto sete corresponde a um grande afloramento, com aproximadamente quinze metros de altura e cento e vinte de largura (Figura 14). É formado por um arenito com diversas intercalações de depósitos de enchente com dunas e *sand sheets*, possivelmente correspondentes aos níveis do afloramento do ponto anterior. Não há paleossolos aparentes.

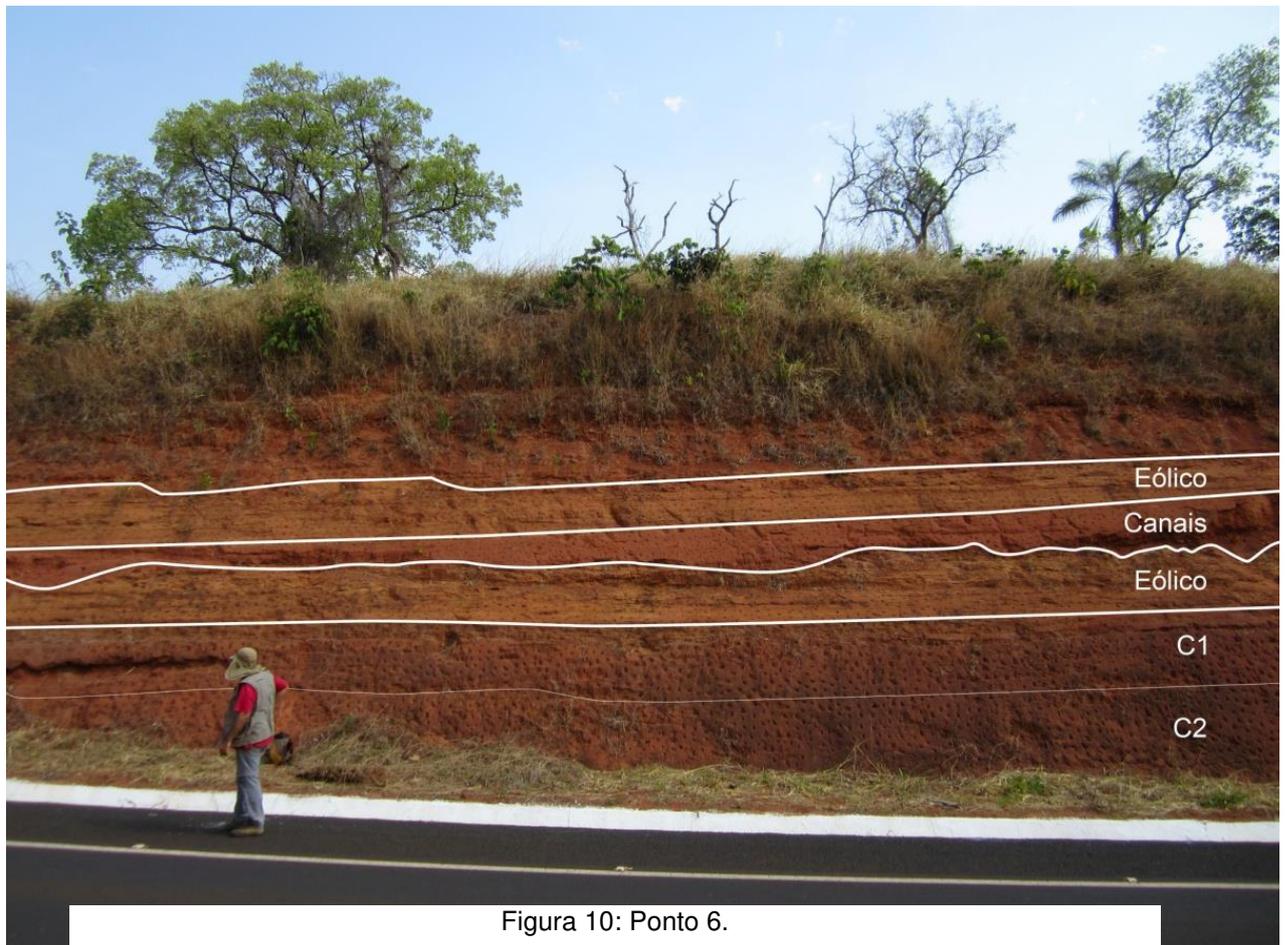


Figura 10: Ponto 6.



Figura 11: Limite entre camada eólica (Acima) e camada de canais (Abaixo).

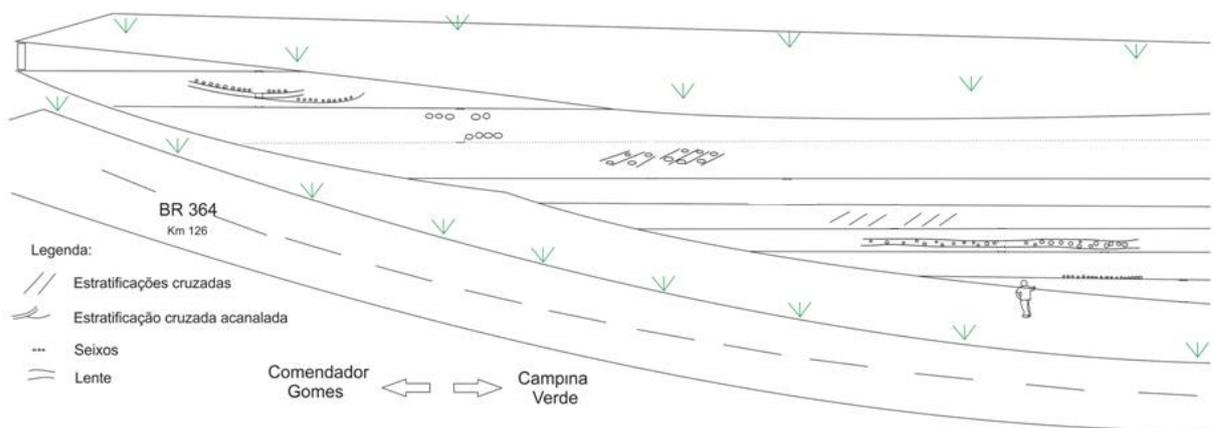


Figura 12: Esquema do ponto 7. (Modificado de GALHARDO, 2015).

O ponto oito apresenta estratificações cruzadas de grande porte (7 a 8 metros – Figura 15), correspondentes a dunas eólicas do tipo *sand sea*, sem alterações aparentes. Quanto a cor, ele é predominantemente vermelho, com camadas arroxeadas e esbranquiçadas (10R 5/3 e 10R 5/2).

## Pontos 9 e 10

O ponto nove é um afloramento com aproximadamente doze metros de altura e trinta de largura (Figura 17) e apresenta um perfil de paleossolo com dois horizontes “C” (2,5YR 4/6), e o contato solo/rocha (10R 5/3). A rocha base é a mesma de perfis anteriores, arenito com estratificações cruzadas. Neste perfil é marcante a presença de carbonato de cálcio na forma de nódulos e de rizólitos (figura 16).

O ponto dez consiste em um horizonte vermelho (10R 4/6) inserido entre calcretes, rico em rizólitos como a da figura 16.



Figura 13: Arenito avermelhado com estratificações cruzadas - Ponto 8.



Figura 14: Bioturbação preenchida por  $\text{CaCO}_3$  – Ponto 9 (moeda de 27mm).



Figura 15: Afloramento com contato entre paleossolo e rocha - Ponto 9.

## 7.1 Dados Geoquímicos

Com os parâmetros colocados ((Bases/Al); (Ba/Sr);  $CIA-K=100*((Al_2O_3)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O))$ ; (MgO/CaO);  $((CaO+MgO)/Al_2O_3)$  e  $Precipitação= 14,265(CIA-K)-37,632$ ) utilizamos os dados obtidos em laboratório (Tabela 1, onde os elementos maiores aparecem em porcentagem e os elementos traço são apresentados em partes por milhão - PPM) e os aplicamos aos padrões supracitados, para assim termos maiores informações sobre a paleogeografia do local quando da formação dos paleossolos.

Para poder inferir o grau da pedogênese que ocorreu nos diferentes locais, comparamos as amostras de materiais que passaram por pedogênese (P1, com horizontes C1 e C2; P6, com horizontes C1 e C2; P9 com horizontes C2 e CR e P10) com a rocha base (P8), que neste caso é um arenito de origem eólica. Como vemos nos gráficos abaixo, a geoquímica dos materiais pedogenizados é muito

parecida nos quatro diferentes pontos coletados, que por sua vez diferem muito do P8, ponto no qual foi coletada a rocha base.

A Tabela 2 apresenta a massa molar dos diferentes elementos químicos encontrados nas amostras. Tal dado permite o estudo da relação entre os elementos que compõe os minerais.

**Tabela 1 - Dados geoquímicos / Composição**

Amostra	P1C1	P1C1A	P1C2	P1C2A	P6C1	P6C1A	P6C2	P9C2	P9C2A	P9CR	P10	P8
SiO <sub>2</sub> %	83,77	86,06	86,42	83,25	85,26	86,28	85,37	90,59	90,69	87,29	88,76	87,92
TiO <sub>2</sub> %	0,75	0,629	0,479	0,376	0,847	0,674	0,835	0,287	0,28	0,365	0,596	0,575
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	5,94	5,33	4,67	4,12	4,82	5,12	5,69	3,26	3,23	4,37	4,13	4,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	4,19	3,21	4,17	7,28	4,81	3,49	3,35	2,65	2,62	3,8	2,5	3,76
MnO %	0,084	0,052	0,108	0,552	0,106	0,134	0,049	0,085	0,083	0,108	0,061	0,085
MgO %	1,06	0,93	0,95	0,65	0,81	0,83	0,88	0,63	0,62	0,71	0,7	0,44
CaO %	0,4	0,4	0,41	0,21	0,22	0,18	0,2	0,48	0,47	0,55	0,33	0,17
Na <sub>2</sub> O %	0,12	0,12	0,07	0,08	0,06	0,06	0,08	0,07	0,07	0,06	0,11	0,05
K <sub>2</sub> O %	1,57	1,45	0,98	0,95	0,74	0,91	1,38	0,57	0,56	0,64	1,12	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,062	0,042	0,037	0,065	0,029	0,029	0,028	0,02	0,019	0,022	0,021	0,025
Perca ao Fogo %	1,97	1,71	1,67	2,36	2,23	2,21	2,08	1,33	1,32	2,05	1,63	1,9
(mg g <sup>-1</sup> )	(PPM)											
Ba	336	307	299	1150	286	438	328	235	222	302	276	303
Ce	42	24	29	400	11	19	13	<8	<8	<8	16	<8
La	34	24	28	<13	15	22	<13	<13	<13	<13	15	14
Nb	20,8	17,4	11,7	11,2	14,5	14,6	18,6	6	5,8	7,5	14,5	13,6
Nd	18	17	25	18	17	19	9	<8	<8	12	13	13
Rb	42	39	26	24,2	20	26,3	37	15,6	15,2	15,9	26,7	16,8
Sr	72	67	45	40	36	37	48	25,9	25,9	25,8	57	25,1
Th	6,1	4,7	2,8	2	4,9	4,8	3	2,4	2,4	<2	3,3	3,1
Zr	283	232	169	132	226	146	245	72	70	86	164	173

**Tabela 2: Massa Molar dos óxidos e dos elementos.**

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ba	Ce	La	Nb	Nd	Rb	Sr	Th	Zr
60,09	79,9	101,9	160	60,9	40,3	56,08	61,98	94,2	189,9	137	140	139	93	144	85	87	232	91

Relativo a soma da massa molar de cada elemento, como por exemplo o oxigênio, que tem massa molar 16. É necessário calcular a massa molar dos elementos para poder calcular as relações propostas pela bibliografia e que vemos a seguir.

**Tabela 3: Relações propostas**

CIA-K	$CIA-K = 100 * [(Al_2O_3)/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)]$
Bases/Al	$\sum bases/Al = (CaO + MgO + Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$
Lixiviação	Ba/Sr
Calcificação	$(CaO + MgO)/Al_2O_3$
Dolomitização	MgO/CaO
Precipitação	$14,265(CIA-K) - 37,632$

Amostra	CIA-K	Bases/ Al	Lixiviação	Calcificação	Dolomitização	Precipitação (mm)
<b>P1C1</b>	63,54	0,63	2,98	0,57	3,69	868,83
<b>P1C1A</b>	63,38	0,63	2,92	0,58	3,23	866,55
<b>P1C2</b>	59,74	0,74	4,24	0,67	3,22	814,50
<b>P1C2A</b>	67,04	0,75	18,34	0,49	4,31	918,71
<b>P6C1</b>	66,32	0,57	5,07	0,51	5,12	908,36
<b>P6C1A</b>	67,85	0,54	7,55	0,47	6,41	930,24
<b>P6C2</b>	68,73	0,49	4,36	0,45	6,12	942,78
<b>P9C2</b>	56,94	0,84	5,79	0,76	1,83	774,55
<b>P9C2A</b>	57,14	0,83	5,47	0,75	1,83	777,53
<b>P9CR</b>	60,99	0,70	7,47	0,64	1,80	832,36
<b>P10</b>	63,54	0,64	3,11	0,57	2,95	868,73
<b>P8</b>	75,49	0,37	7,70	0,32	3,59	1039,3

## 7.2. Difratometria de Raios-X / Mineralogia da Argila

Nos gráficos a seguir (Figura 18) vemos que a variação entre as diferentes amostras de argila é muito baixa, tanto na composição mineralógica, que se limita praticamente a três minerais (Hematita, Montmorilonita e quartzo), quanto nas contagens de cada um deles, que é bem próxima em todas as amostras. Os picos maiores do primeiro gráfico da figura coincidem com os padrões colocados no segundo gráfico da figura 18 e os demais são “ruídos” que o receptor capta e transmite para o gráfico. Com isso, eles devem ser desconsiderados.

Os padrões são mantidos em bancos de dados de diferentes universidades pelo mundo, mantendo sempre um alto grau de controle e equivalência, o que é fundamental para um bom desenvolvimento de pesquisas e de comparações entre dados colhidos em diferentes locais.

Os dados de mineralogia obtidos a partir da difratometria vão de encontro a aquilo que é observado na micromorfologia (Item 7.2)

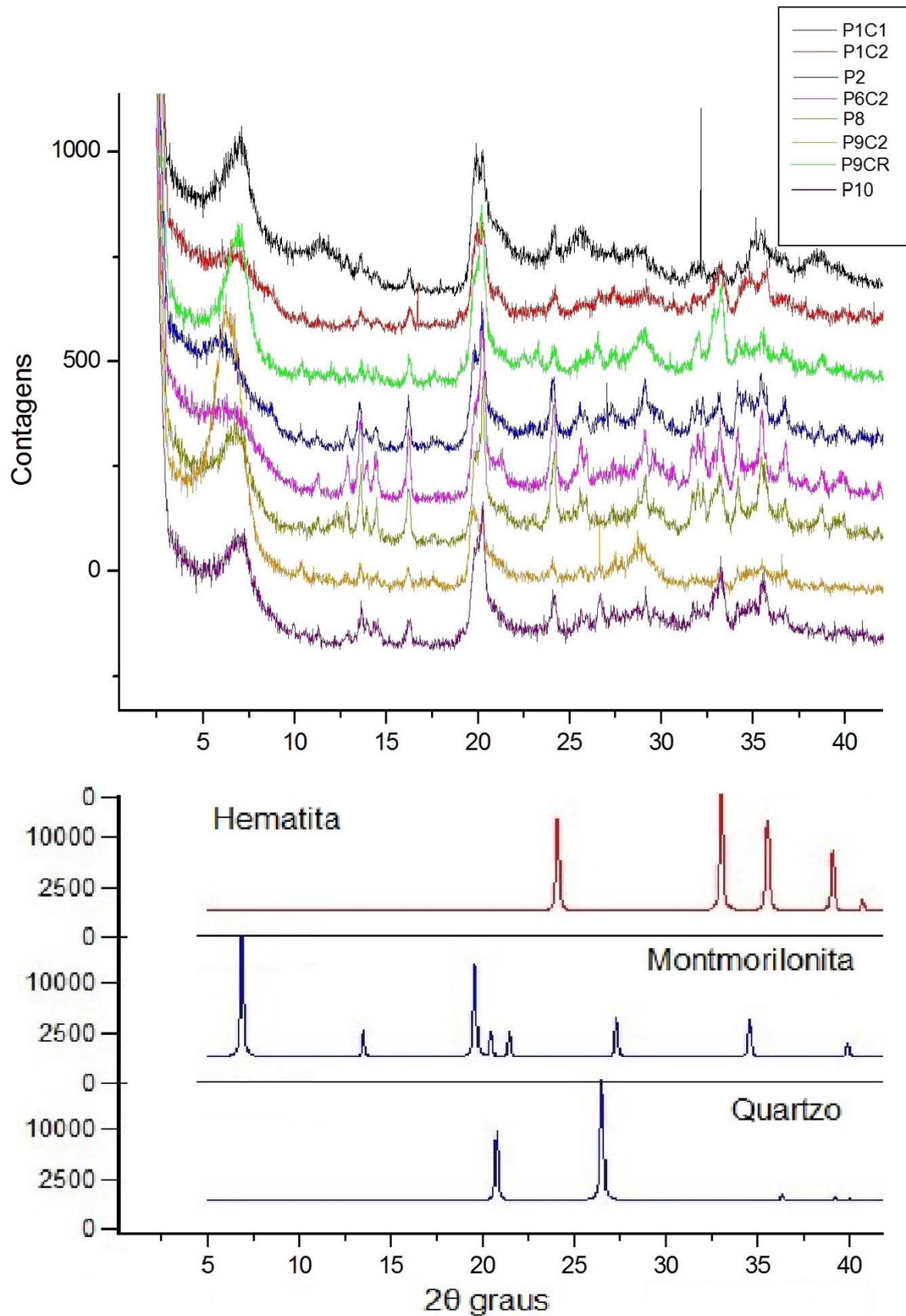


Figura 16: Gráfico de mineralogia da argila e os padrões encontrados.

### 7.3. Micromorfologia

A diferenciação entre paleossolos e rochas feitas em campo apresentadas anteriormente foram confirmadas pelas feições micromorfológicas, sendo que a maior diferença entre os horizontes e a rocha nesta escala é a argila existente nos poros das lâminas de solo e que é praticamente inexistente nas rochas, como podemos ver nas figuras 20 e 21.

Quanto ao tipo de solo que deu origem a essa argila, são diversas as possibilidades, e se dividem em dois eixos principais que são a existência ou não de horizonte “B” no solo e, essa divergência existe pois as feições micromorfológicas encontradas, como a grande quantidade de argila que ocupa os poros – muitas vezes de maneira ordenada, formando argilãs (Figura 20) – indica que estes materiais são horizontes “B”, diferindo do estudo macromorfológico, que nos levou a definir estes como horizontes “C”. A ampla presença de argila nos mostra também que os paleossolos da região estiveram em superfície por um amplo período de tempo, já que para a formação deste tipo de feição o solo tem que chegar a importantes níveis de evolução, que demandam tempo.

As fissuras pós formação das concentrações argilosas que vemos na figura 22 são marcas de dessecação deixadas na argila, que evidenciam um processo sazonal de ressecamento. Outra evidência clara de que ocorreu pedogenese no local e que a presença de água no ambiente era constante. Os poros de origem biológica que, após serem deixados vazios pelas raízes, foram preenchidos por material de menor granulometria oriundas de horizontes superiores que foram totalmente erodidos no momento da nova sedimentação, responsável por enterrar o solo e assim cessar sua evolução.

Estes horizontes superiores apresentavam uma quantidade consideravelmente maior de argila e grãos menores de quartzo, como podemos ver na figura 21, que também nos permite visualizar o resquício da raiz (porção esbranquiçada e alongada na porção central do material fino) que ocupava o poro.

A segunda hipótese é a da existência de um paleossolo correspondente a um Neossolo Quartzarênico, cuja principal característica é a ausência de horizonte “B”, e uma quantidade máxima de 15% de argila nos perfis (Anexo 1 – Granulometria), mesmo que o solo seja muito evoluído. Esse tipo de solo é comum nos locais em que o material parental é formado por dunas eólicas, como ocorre em

alguns dos pontos aqui abordados. Com isso, essa segunda hipótese apresentada se torna mais factível nesta área.

A micromorfologia também permitiu analisar diferentes características dos paleossolos e das rochas (Anexo 2), como a mineralogia destas, que são compostas principalmente por grãos de quartzo (Figura 23) com raros grãos de outros minerais, como mica (Figura 27) e feldspato (Figura 28). A seleção dos grãos é boa (Areia), sendo que é possível notar concentrações laterais de grãos de diferentes granulometrias, o que evidencia que o arenito em questão tem origem eólica (Figura 24), ainda que o arredondamento e a esfericidade dos grãos apresente variabilidade (Figura 25), desde grãos muito arredondados até grãos angulares.

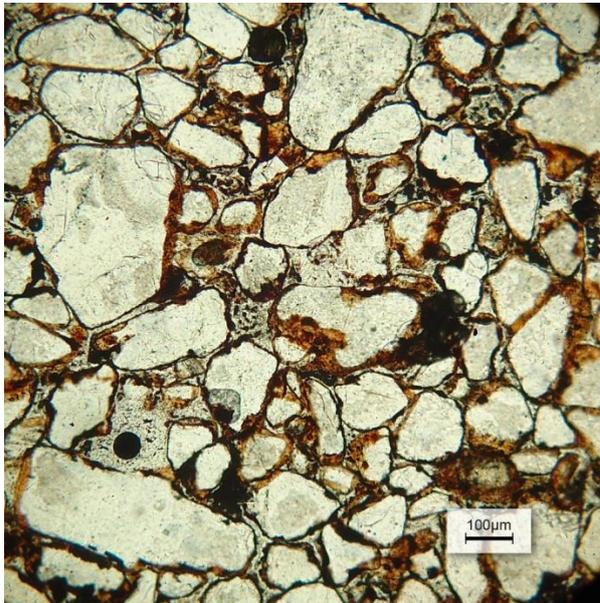


Figura 17: Poros - Rocha - Ponto 8

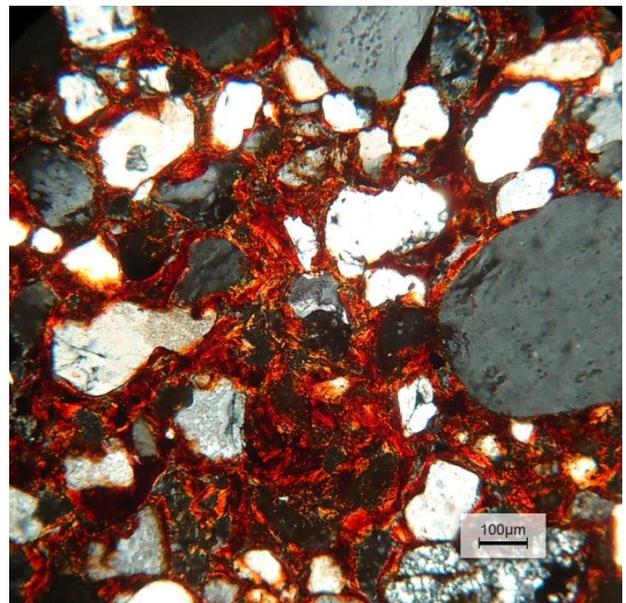


Figura 18: Poros preenchidos por argila rica em hematita, formando ferriargilãs – H. C2 - Ponto 1

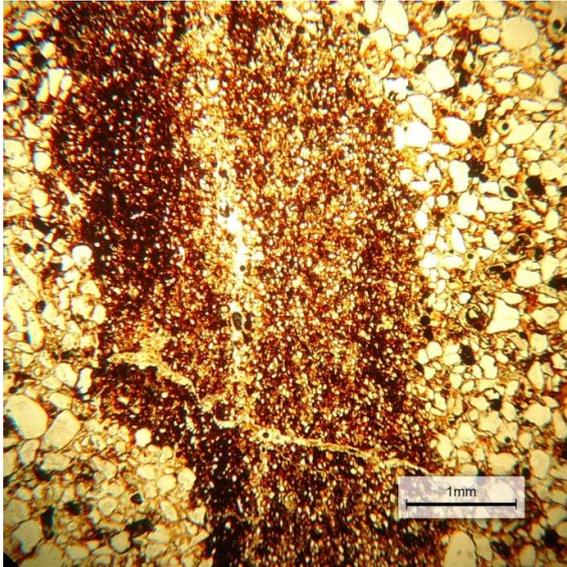


Fig. 19: Poro ocupado por material do horizonte superior - Ponto 6.



Fig. 20: dessecação em poro do C2 - Ponto 1

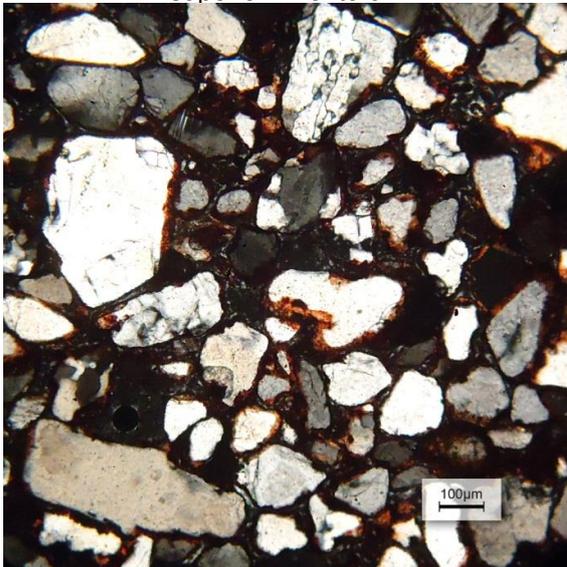


Fig. 22: Grãos de quartzo - Ponto 8

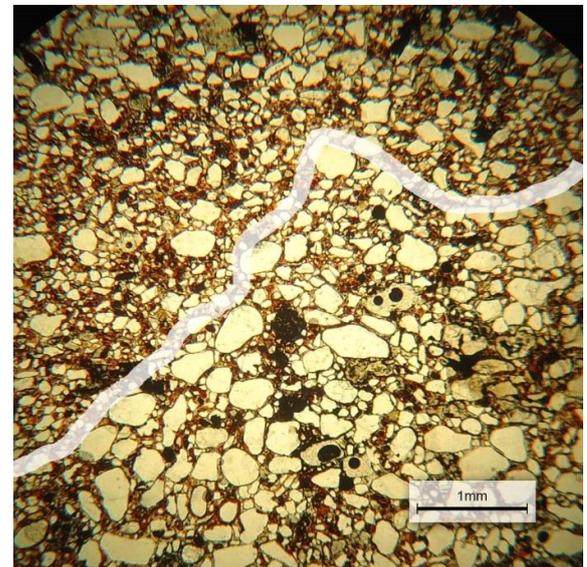


Fig. 23: Variação granulometria do arenito – P.8

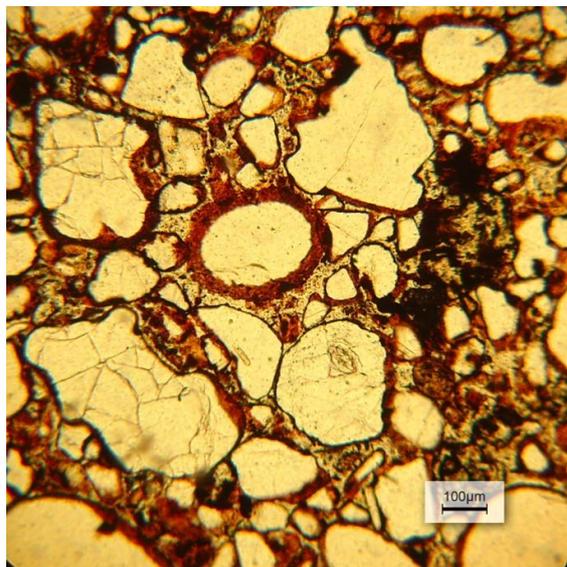


Figura 21: Diferentes arredondamentos - Ponto 8.

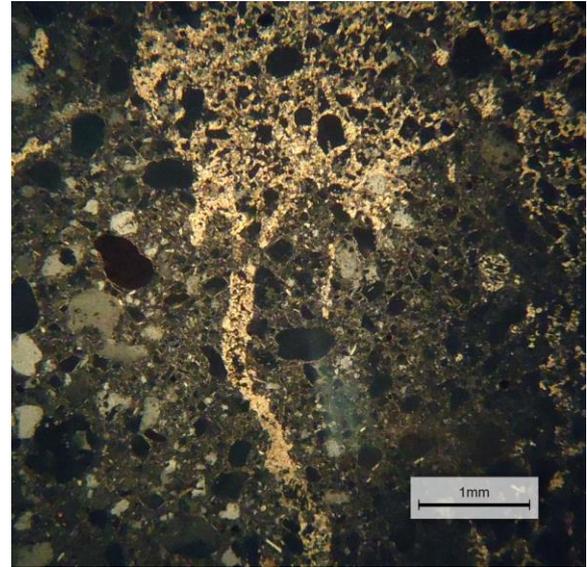


Figura 26: Calcrete - Ponto 4 – Nicóis cruzados.

O calcrete abordado no ponto 4 (Figura 26), é a única lâmina nas quais os grãos não estão cobertos por uma fina camada de hematita. A ausência de hematita se deve à forte cimentação por carbonato de cálcio, que selou o material, impedindo a passagem de água pelo seu interior, uma vez que o ferro está solubilizado na água, agente responsável por transportar o ferro para os horizontes inferiores e para a rocha base, desde que esta seja porosa e permita a sua passagem.

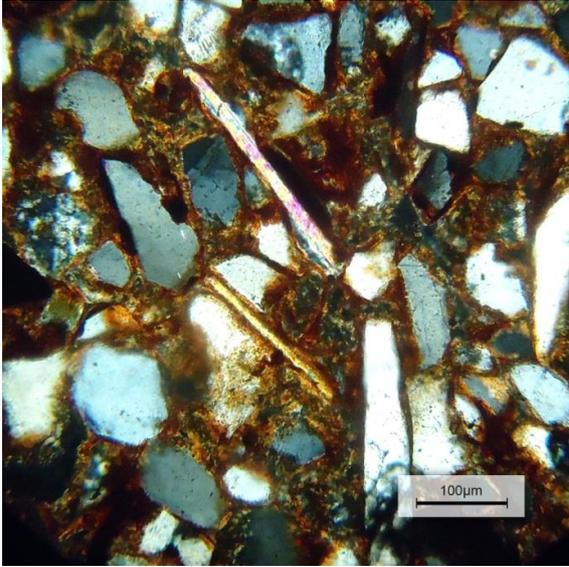


Figura 24: Grãos de Mica - Ponto 6.

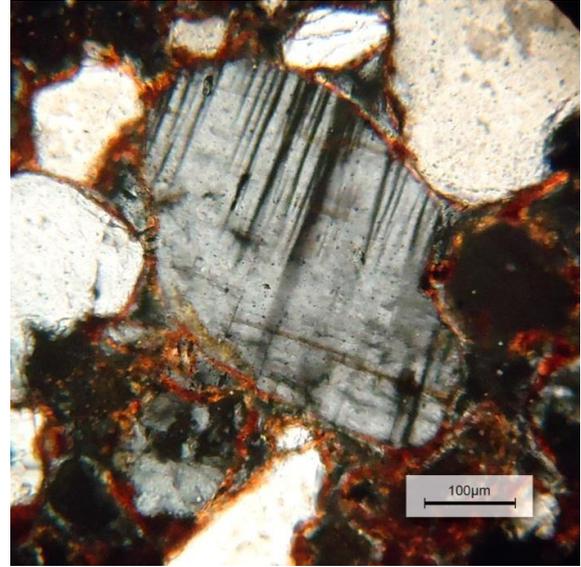


Figura 25: Feldspato - Ponto 9.

Os horizontes “C”, mantêm diversas características da rocha, como por exemplo o fato dos grãos serem responsáveis pela estrutura, devido a ausência total de cimento nas rochas. Outra característica principal é grande quantidade de poros (Ortoporos), sendo que novamente pela falta de cimento, os poros são todos interligados, o que facilita a circulação de fluidos, seja água ou ar, por toda a rocha/solo.

Os revestimentos de manganês observados em campo (Figura 7), também são visualizados na micromorfologia, na forma de “cimento” e totalmente opacas, como vemos na figura 29. A figura 30 nos mostra um grão de mica alterado, o que evidencia que ocorreu pedogênese no local

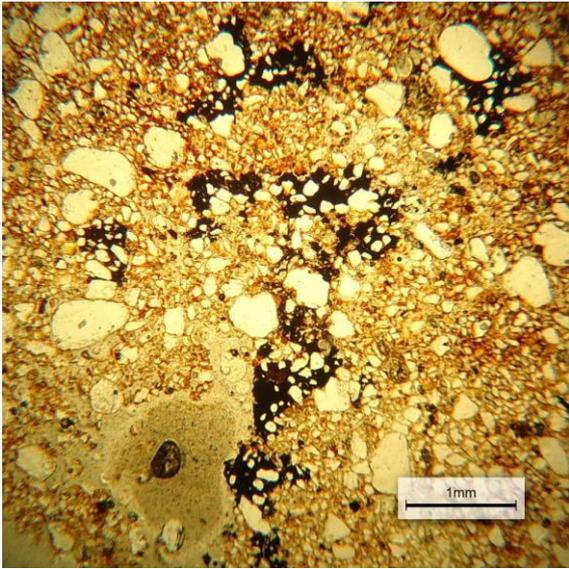


Figura 26: Cimento com manganês/ferro - Ponto 1.

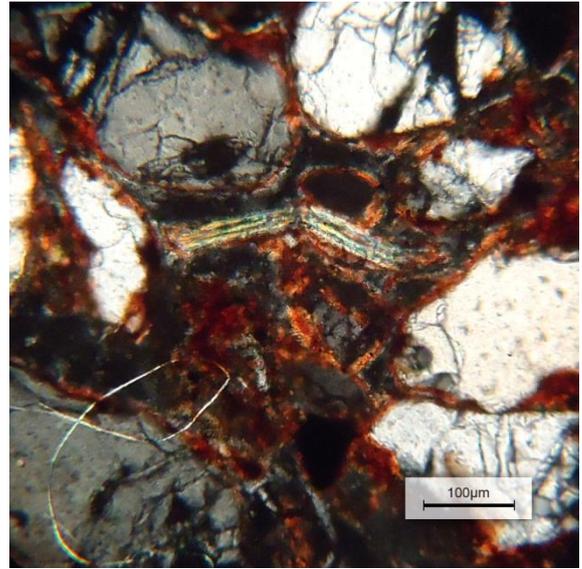


Figura 27: Grão de mica alterado. Ponto 9.

Outra teoria para a existência de uma fina camada de argila ao redor dos grãos da rocha (Figuras 19 e 24) é a Infiltração Mecânica de Argilas (CAETANO-CHANG & WU, 2003), que diz que os arenitos eólicos originalmente não apresentam a película de argila pois o sistema eólico seleciona muito bem a granulometria do material, separando assim a areia da argila.

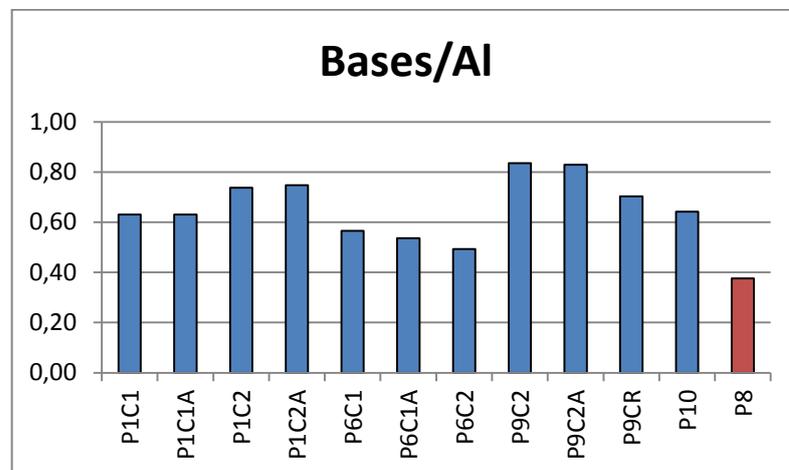
As argilas então “são introduzidas pelas águas de enchentes fluviais episódicas, uma vez que, após longos períodos de estiagem, com o lençol freático rebaixado, enxurradas carregadas de carga em suspensão passam sobre os sedimentos eólicos e grandes volumes de água infiltram-se nesses depósitos” (CAETANO-CHANG & WU, 2003), sedimentando sobre os grãos de areia quando a força da água deixa de ser suficiente para carregá-las.

Caetano-Chang & Wu (2003) destacam que em clima árido ou semi-árido a argila carregada pela água tem composição esmectítica, que com a diagênese se transforma gradualmente em, clorita e illita-esmectita. Porém, na área aqui trabalhada, a argila está ordenada na forma de ferriargilãs (Figuras 20 e 22) compostos por hematita (Corroborado pela difração de raios-x - Figura 18), indicando condições mais úmidas que possibilitam a formação destes ferriargilãs.

## 8. Discussão

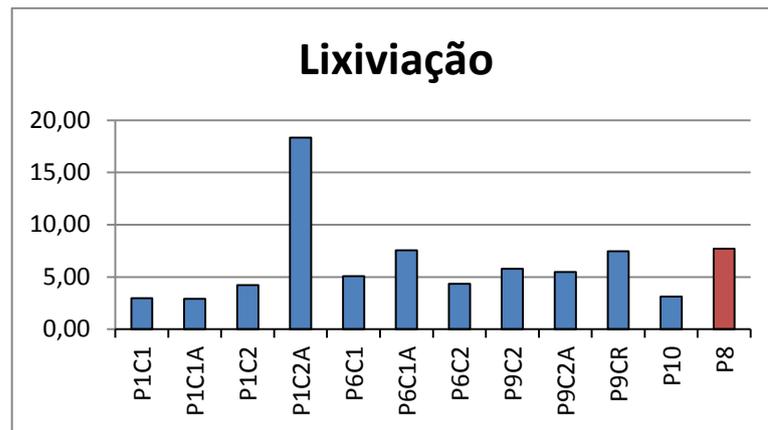
Para apresentar um ponto de comparação na questão geoquímica, decidimos inserir o material de origem em meio aos horizontes de paleossolo, para ter uma melhor noção dos efeitos da pedogênese sobre o material. O ponto de coleta da rocha base está representado nos gráficos como “P8” e os pontos de paleossolos estão identificados pelo ponto (P1, P6, P9 e P10) e pelos horizontes que representam. Para os casos em que existe concentração de manganês em determinadas porções do horizonte, foram colhidas amostras, que estão identificadas com uma letra “A” ao final da sigla (P1C1A, P1C2A, P6C1A e P9C2A). Como a rocha base é formada praticamente em sua totalidade por quartzo, o material dos solos não destoa muito da rocha base.

### Hidrólise:



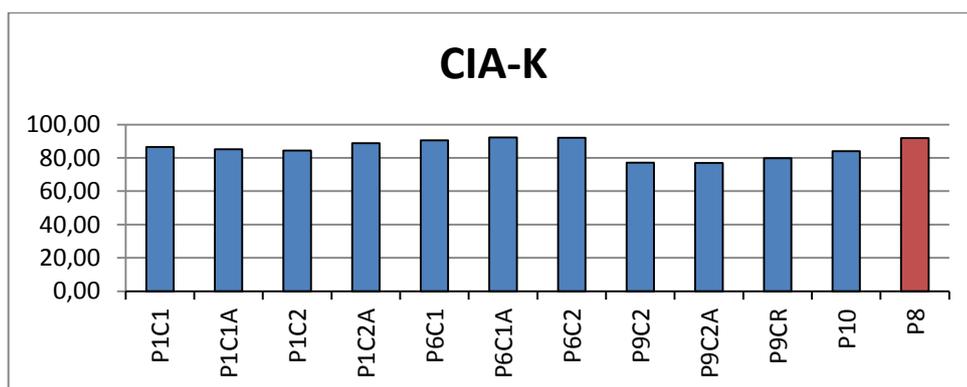
Como dito anteriormente, a hidrólise retira as bases do sistema e não age sobre o alumínio  $[(CaO+MgO+Na_2O+K_2O)/Al_2O_3]$ . Com isso, quanto menor a razão, maior foi a ação da hidrólise. O gráfico acima nos mostra que a hidrólise seria maior na rocha do que no solo, mas com diferença mínima, da ordem de 0,2 de diferença. Sendo assim, vemos que a rocha base é deficiente em bases, o que dificulta o levantamento de informações a respeito da hidrólise.

### Lixiviação (Ba/Sr):



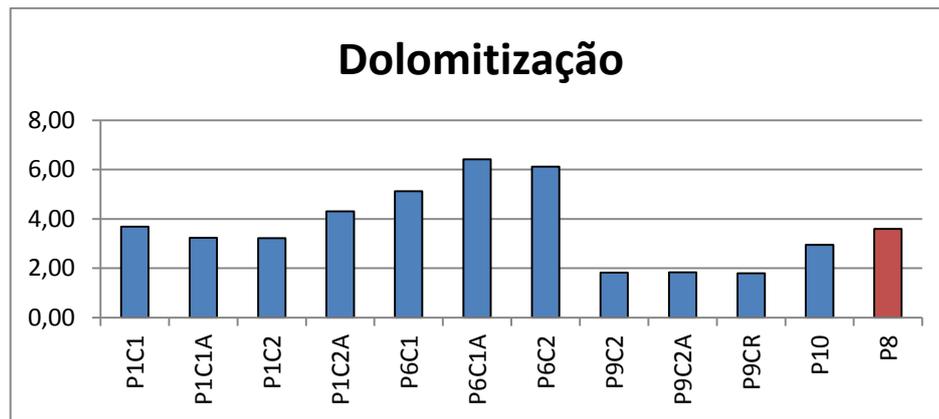
A quantidade de Bário na rocha é cerca de seis vezes maior do que a quantidade de estrôncio (303 e 25,1 partes por milhão respectivamente) e, a razão entre eles é baixa em todos os horizontes, menos no P1C2A (Amostra com porções de concentração de manganês – figura 7). Quanto menor a razão, mais lixiviação ocorreu no horizonte, visto que o Estrôncio é muito mais solúvel em água do que o Bário. Como todas as amostras de solo correspondem a horizontes C, é notável que a pedogênese não seja muito notada na geoquímica, e, é exatamente isso o que vemos aqui, com exceção da amostra P1C2A, que nos mostra que a lixiviação ocorreu de maneira considerável naquele local

### Índice de Alteração:



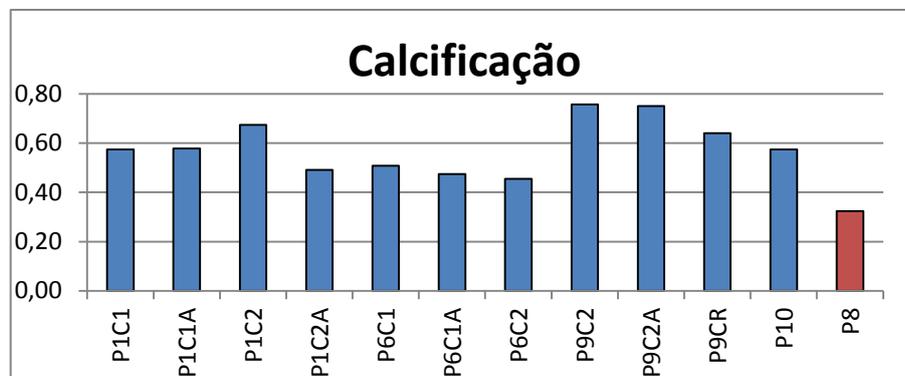
O índice de alteração -  $CIA-K = 100 * (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O))$  - também evidencia a ocorrência da pedogênese nos materiais, porém, como todos os horizontes são C, a pedogênese mal ocorreu e os dados nos mostram isso, sendo que o CIA-K é praticamente igual nos solos e na rocha base (P8).

### Dolomitização (MgO/CaO):



Na dolomitização chamam a atenção os horizontes do ponto seis, que apresentam quantidade de dolomita maior que a rocha base, o que leva a crer que a dolomita presente nestes horizontes é de origem pedogenética, sendo que a origem da dolomita pedogenética não está completamente clara, mas se sabe que está relacionada a alta atividade química causada pela água carregada de  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  e  $Na^+$  no solo, em conjunto com uma rápida evapotranspiração (SHELDON & TABOR, 2009).

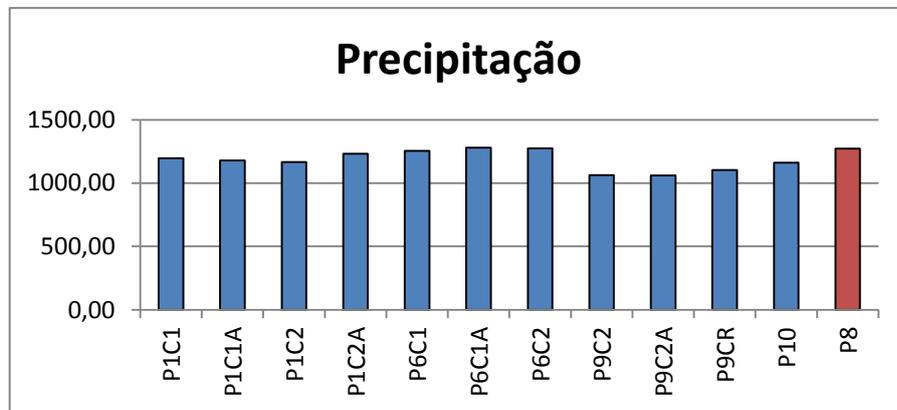
### Calcificação ((CaO+MgO)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>):



A calcita precipita em solos bem drenados (alta porosidade) de climas semiárido e árido, ou seja, solos com alta evapotranspiração e com baixa precipitação. Sheldon & Tabor (2009) dizem que os íons de cálcio oriundos da pedogênese e da dissolução de minerais precipitam no solo quando a água evapora diretamente do solo (evapotranspiração positiva), ou então são carregados para as águas subterrânea, em solos nos quais a evapotranspiração é negativa. Por outro lado, Retallack (2001) diz que a precipitação em climas áridos/semiáridos é suficiente para retirar os cátions  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$  do perfil, mas não é suficiente para remover os cátions  $Ca^{2+}$ . Isso resulta em uma maior concentração de cálcio nos

horizontes, como podemos ver no gráfico acima. Em horizontes onde ocorre calcificação, não ocorre a dolomitização, já que o cálcio está em locais inversos nas relações propostas.

### Precipitação:



Os dados geoquímicos dos paleossolos aplicados a equação proposta por SHELDON *et al.*(2002) -  $Precipitação = 14,265(CIA-K) - 37,632$  - para calcular a precipitação nos mostram que o regime hídrico anual da área era muito baixo, entre aproximadamente 1060 mm/ano no ponto nove e 1280 mm/ano no ponto seis. Estes níveis de pluviosidade não coincidem com a difundida teoria de que os paleossolos em questão se formaram em clima árido/semiárido, (SUGUIO, 1973; SUGUIO e BARCELOS, 1983; FERNANDES, 1998; BATEZELLI, 2003, entre outros), os valores encontrados são muito superiores aos 490 mm/ano de Pereira (2014) e pouco superiores aos 824 mm/ano de Dal'Bó *et al.* (2010). A baixa variação entre os pontos corrobora com a veracidade da equação, já que em uma área destas proporções, os índices de pluviosidade realmente tendem a ser muito próximos.

Precipitações desta ordem podem indicar condições tropicais, condições estas que estariam de acordo com a micromorfologia. As feições encontradas, como os cutãs/ferriargilãs e a fina camada de argila que cobre a totalidade dos grãos, ocorrem em ambientes úmidos e evidenciam a presença de grande quantidade de água percolando no solo, assim como ocorre nos climas tropicais.

Entretanto, percebe-se que os índices de precipitação dos paleossolos (em média 1187 mm) são muito próximos ao da rocha matriz (P8 – 1271mm), inclusive, a precipitação estimada da rocha é maior que a maioria dos horizontes descritos, contrariando o que a morfologia da rocha matriz nos mostra quanto as

condições climáticas, que seriam completamente díspares já que a rocha é constituída por dunas (*sand-sea*), equivalentes às que atualmente ocorrem no Deserto do Saara, ou seja, foi formada em ambientes extremamente áridos.

Então, apesar dos índices de precipitação irem de encontro com as feições micromorfológicas observadas nos horizontes de solo – lembrando sempre que a morfologia é o ponto principal do estudo paleopedológico -, não podemos aceitar de maneira acrítica a informação de precipitação gerada pela equação proposta por SHELDON *et al.*(2002), pois existe a possibilidade de, no momento da deposição eólica, o material ser pobre nos elementos utilizados na equação – principalmente as bases como CaO e Na<sub>2</sub>O -, o que faz com que os cálculos propostos gerem dados altamente questionáveis, já que o calculo se baseia na relação entre a quantidade de bases e os demais elementos, pois são estas bases que são retiradas do meio quando há a presença de água no ambiente.

No que diz respeito a formação dos *red beds*, vemos que nos afloramentos visitados, o vermelho da hematita ocorre apenas onde existiu pedogênese, seja o afloramento um paleossolo ou simplesmente a rocha base deste. Nos casos em que o afloramento é composto apenas pela rocha e a mesma é avermelhada, podemos afirmar que a percolação de água com ferro dissolvido, oriundo da pedogênese, uma vez que é isso que visualizamos na micromorfologia e nos afloramentos em que é possível visualizar o contato solo/rocha. O altíssimo grau de porosidade permitiu uma rápida percolação da água, que ao evaporar deposita o ferro na superfície dos grãos. Isso confirma a projeção feita por Van Houten (1973) que diz que a rubefação poderia ser um pigmento sindeposicional, com o óxido evoluindo no solo e percolando/migrando para a rocha base.

A rubefação é oriunda da desidratação da goethita, que resulta na hematita. Ela ocorre inicialmente na forma de halos (WALKER, 1967), que com o tempo vão aumentando e ao passar de milhões de anos terminam unindo-se, deixando o solo/rocha vermelho como um todo. Então, se a hematita tarda milhões de anos para se cristalizar por completo, por isso os afloramentos aparecem totalmente vermelhos, visto que depósitos de areia atuais não têm pigmentação e os estudados por WALKER, 1967, que remetem ao Plioceno, são tingidos parcialmente e apenas em algumas áreas por goethita (10YR 6/6), com halos de hematita, sendo que este mesmo autor acredita que os halos de goethita são precursores dos halos

de hematita (WALKER, 1967, p. 361). Isso atesta também a formação *in situ* da pigmentação.

A proporção de óxido de ferro nas diferentes amostras (tabela 4) sustenta a ideia de que o ferro é autigênico e oriundo da pedogênese, já que a quantidade deste material em alguns horizontes de solo é consideravelmente maior nos perfis de solo do que na rocha base, mas por serem horizontes C, a diferença para a rocha não é muito grande na maioria dos horizontes.

Amostra	P1C1	P1C1A	P1C2	P1C2A	P6C1	P6C1A	P6C2	P9C2	P9C2	P9C2A	P9CR	P10	P8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - %	4,19	3,21	4,17	7,28	4,81	3,49	3,35	2,65	2,59	2,62	3,8	2,5	3,76

Tabela 4: Porcentagem de Ferro nas amostras.

Os dados colhidos também nos permitem questionar a teoria de que a formação da hematita que colore os *red beds* é detrítica e previamente “produzida” em solos lateríticos de clima tropical/subtropical, que ao ser erodidos, servem como sedimento para a formação das dunas. Excluímos esta possibilidade porque na área existem afloramentos de arenito sem hematita sobre os grãos (Figura 9) e, se o material que formou as dunas já tivesse a presença do mineral, a totalidade dos sedimentos cretácicos da área seriam vermelhos.

Considerando apenas as características macromorfológicas, onde os paleossolos identificados apresentam apenas o horizonte C, o que leva a crer que antes que o novo pacote de sedimentos fosse sedimentado, o solo teve seus horizontes superiores erodidos, ou que se trata de um Neossolo Quartzarênico (EMBRAPA, 2006), solo caracterizado por não apresentar horizonte B e por apresentar “nas frações areia grossa e areia fina 95% ou mais de quartzo, calcedônia e opala e, praticamente, ausência de minerais primários alteráveis” (EMBRAPA, 2006). A ausência dos horizontes superiores (se é que existiram) dificulta consideravelmente a projeção sobre o grau de evolução que o solo atingiu antes de ser enterrado. Por outro lado, a grande quantidade de argila iluvial encontrada na micromorfologia dos horizontes C e as krotovinas existentes neles, que em alguns casos superam os dois centímetros de diâmetro (figuras 8 e 10), indicam que alguns solos foram grandes o suficiente para servir de base para vegetação de porte consideravelmente grande e, se desenvolveram a ponto de gerar argila o bastante para que fosse transportada pela água e ocupasse os poros dos horizontes inferiores (formando argilas/ferriargilãs) e tingisse a superfície dos grãos

do arenito base. Isso indica que os solos estiveram em superfície e evoluíram por bastante tempo.

A micromorfologia tem um papel importante neste estudo, já que é nesta escala onde é possível identificar as principais marcas deixadas pela pedogênese nestes materiais, como as marcas de raízes e principalmente os ferriargilãs, que evidenciam que houve formação de argila durante a pedogênese e que o transporte da mesma ocorreu de maneira iluvial, tanto para o horizonte C quando para o material fonte, ou seja, o arenito.

Baseados na micromorfologia e no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006), podemos dizer que paleossolos aqui descritos são formados por horizontes B textural, já que o material apresenta a “ocorrência de lamelas [argilas com formato plano], de textura francoarenosa ou mais fina, que, em conjunto, perfaçam 15cm ou mais de espessura, admitindo-se que entre as mesmas possa ocorrer material de textura arenosa” (EMBRAPA, 2006), além de que os horizontes B terem mais de 7,5 centímetros de espessura. Os demais critérios não podem ser avaliados, uma vez que depende de características do horizonte A, que devido a erosão, não está disponível para estudo.

## 9. Conclusões:

Concluimos que na área de pesquisa ocorreram mudanças climáticas de maneira cíclica no intervalo entre a deposição dos arenitos na forma de dunas, onde reinava um clima árido/semiárido e o momento de pedogênese do arenito, que pelos diferentes motivos apresentados, como a ampla presença de argila orientada nos poros dos horizontes B e C dos paleossolos, podemos afirmar que se deu em um clima com presença relativamente abundante de água, usando o arenito como rocha base e dando origem a diversos perfis de paleossolos.

A hematita que se formou durante a pedogênese é transportada mecanicamente pela água e assim se movimenta pelo perfil, chegando inclusive na rocha base, onde se depositou sobre os grãos de quartzo do arenito no momento em que a água deixa de ter energia suficiente para transportar as lamelas de hematita, que por sua vez se depositam paralelamente é de maneira ordenada na superfície dos grãos, formando os cutãs/ferriargilãs. Com isso, os poros passam a ser ocupados por hematita na porção argila e por ar atmosférico, assim como Berner (1969) defende.

Essas constatações nos remetem a Van Houten (1968; 1973), que colocou três diferentes possibilidades de origem para a hematita que tingem os *red beds*:

- A) A hematita é herdada diretamente de solos vermelhos.
- B) A hematita é derivada da goethita desenvolvida na área fonte ou durante o transporte do material e transformada em hematita após a deposição.
- C) A hematita é produzida *in situ* a partir da alteração de grãos de silicato de ferro.

As evidências constatadas, como abundância de argila nos poros dos horizontes (Figuras 20 e 22) e a presença de uma fina película de hematita sobre os grãos da rocha base (Figuras 19 e 25) nos permitem então definir que, ao menos nesta área, a origem da hematita é uma junção da primeira possibilidade colocada por Van Houten, uma vez que, como vimos, a hematita que cobre os grãos do arenito teve origem em solos vermelhos que se desenvolveram a partir desta rocha, e portanto estava acima delas, e chegou por via iluvial (obviamente está excluída

aqui a possibilidade de solos vermelhos que foram transportados pelo vento) e da terceira possibilidade apresentada pelo autor, uma vez que a alteração *in situ* de grãos de silicato, que ainda que ocorra também em processos diagenéticos, neste caso teve lugar durante a pedogênese já que a alteração dos minerais, inclusive os silicatos de ferro, é um dos principais processos da pedogênese.

Os paleossolos aqui descritos, segundo o sistema brasileiro de classificação de solos (EMBRAPA, 2006) e com base apenas nas feições macromorfológicas e nas características geoquímicas, seriam Neossolos Quartzarênicos, uma vez que não apresentam horizonte B, tem uma porcentagem máxima de 15% de argila no material, apresentando assim textura areia/areia franca com 95% ou mais de quartzo, conseqüentemente, os minerais primários alteráveis são praticamente ausentes (EMBRAPA, 2006). Porém, considerando as feições micromorfológicas observadas, os horizontes passam a ter características diretamente ligadas a horizontes B texturais, como a abundante presença de argila iluvial, que vai de encontro com os dados de precipitação encontrados, que variam entre 1060 e 1280 milímetros por ano, que caracterizam um clima de características úmidas/tropicais e que são suficientes para transportar as partículas lamelares dos minerais, caso da hematita que forma os ferriargilãs existentes nos poros dos paleossolos aqui descritos.

Na bibliografia existente (SUGUIO, 1973; 1980; BARCELOS, 1984; BATEZELLI, 2003; DAL' BÓ, 2008; BASILICI *et al.*, 2009, entre outros) os paleossolos da Formação Marília (na qual todos estes afloramentos estão inseridos), sempre foram colocados como formados em climas semiárido/árido, com exceção de Dal' Bó & Basilici (2010) que colocam momentos pontuais de maior pluviosidade, que segundo os autores citados, seriam suficiente para dar origem as feições pedológicas micromorfológicas que observamos neste trabalho.

## 10. Referências Bibliográficas

AB'SABER, A.N. Contribuição a Geomorfologia da Área dos Cerrados. *In: Simpósio sobre o Cerrado*. São Paulo, p. 117-124. 1962.

ALMEIDA, F.F.M. de & BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Boletim da Divisão de Geologia de Minas, n. 143, p. 1-96, 1953.

ALMEIDA M.A.; STEIN D.P.; MELO M.S.; BISTRICHI C.A.; PONÇANO W.L.; HASUI, Y.; ALMEIDA F.F.M. 1980. Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos Estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. Anais do 31<sup>º</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 2799-2812, 1980.

ALVES, D.B.; CADDAH, L.F.G.; MIZUSAKI, A.M.P. & MARTINS, F. Ocorrência de Camadas vulcânicas no Cretáceo Superior das Bacias de Campos, Santos e Espírito Santo. *In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil*, 3, Rio Claro (SP), Brasil. Boletim...Rio Claro, Unesp. P. 19-20. 1994.

ALVES, J.M.P. Petrologia e Diagênese do Membro Ponte Alta, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná, na Região do Triângulo Mineiro. Ouro Preto (MG), 1995, 102 p. (Dissertação de Mestrado, UFOP).

ALVES, J.M.P. & GOMES, N.S. Aspectos Diagenéticos das rochas do Membro Ponte Alta, Formação Marília, no Triângulo Mineiro – MG. *In: Anais do Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 8, Diamantina. SBG/MG. Boletim 13: 91-92.

AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE. *Dictionary of Geological Terms*. 3<sup>a</sup> ed. New York, 1984. 571p.

ANDREIS, R. R. *Identificación e Importância Geológica de los Paleosuelos*. Editora da UFRGS, Porto Alegre, 1981. 67p.

ANDREIS, R.R. CAPILLA, R. REIS, C.C . Considerações Estratigráficas e composição dos Arenitos da Formação Marília (Cretáceo Superior) na Região de Uberaba (MG) *In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, *Simpósio sobre el Cretácico de América del Sur*, 1, Serra Negra. Boletim, p. 449-455

ARID, F.M. A Formação Bauru na região norte-ocidental do Estado de São Paulo. Boletim de Geociências da Faculdade de Filosofia e Letras de São José do Rio Preto, n. 1, 126 p., 1967

BACCARO, C.A.D. Unidades Geomorfológicas do Triângulo Mineiro: Estudo Preliminar. Sociedade & natureza, Uberlândia (MG), v.3, nº 5 e 6, p. 37-42, 1991.

BAKER, C.L. *The lava Field of the Paraná basin, South America. Journal of Geology.* 31(1):66-79, 1923.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. da. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral, 1970, n. 136, 140 p.

BARCELOS, J. H. Reconstrução Paleogeográfica da Sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo. Tese de Livre-docência IGCE, UNESP, Rio Claro, 1984. 190p.

BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista e nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro. Atas, 313-321, 1987.

BASILICI, G.; LADEIRA, F.S.B; DAL BÓ, P.F.F.;. *Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília Formation (North-West Bauru Basin, Brazil). Sedimentology*, v. 56, n. 6, p. 1876-1904, 2009.

BATEZELLI, A. Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. Rio Claro, 183 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2003.

BATEZELLI, A. *Continental systems tracts of the Brazilian Cretaceous Bauru Basin and their relationship with the tectonic and climatic evolution of South America. In: Basin Research*, doi:10.1111/bre.12128. 2015

BATEZELLI, A.; FULFARO, V.J.; SAAD, A.R. PERINOTTO, J.A.J.; Análise estratigráfica do Grupo Bauru (Ks) na Depressão de Uberaba (MG). In:

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLI, João Pessoa (PB). Anais..., SBG, p. 661. 2002.
- BAUGARTNER, J.; FAIVRE, D.; *Iron solubility, colloids and their impact on iron (oxyhydr)oxide formation from solution. Earth-Science Reviews*, Vol. 150, pp. 520-530. 2015.
- BERNER, R.A.; *Goethite stability and the origin of red beds. In: Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 33, N. 2, New York, pp. 267-273. 1969.
- CAETANO-CHANG, M. R. & WU Fu Tai; *Diagênese de Arenitos da Formação Pirambóia no Centro-Leste Paulista; Geociências*, v. 22, N. Especial, São Paulo, UNESP, p. 33-39, 2003
- CAPILLA, R. A Formação Marília (Cretáceo Superior) na Região de Uberaba (MG), uma Nova Interpretação. In: Congresso Brasileiro de geologia, XLI, João Pessoa (PB). Anais...João Pessoa (PB), SBG, p.378. 2002.
- CASTRO, S. S.; *Micromorfologia de solos: Bases para descrição de lâminas delgadas*. 2ª Edição. Campinas/Goiânia, 143 p. 2008.
- COIMBRA, A.M. *Sistematização crítica da obra. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*. 54 p. 1991.
- COIMBRA, A.M., BRANDT NETO, M., COUTINHO, J.M.V. *Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no estado de São Paulo. In: A Formação Bauru no estado de São Paulo e regiões adjacentes. Sociedade Brasileira de Geologia*, p. 103-115. 1981.
- CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U.; *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*, 2ª edição, Wiley-VCH; Weinheim, 705 p.; 2003.
- DAL BÓ, P. F. F. *Inter-relação paleossolos e sedimentos em lençóis de areia eólica da Formação Marília (noroeste da Bacia Bauru) Tese de Mestrado UNICAMP/Campinas, SP*, 99p. 2008.
- DAL' BO, P.F.F., BASILICI, G. *Estimativas de paleoprecipitação e gênese de feições cálcicas e argílicas em paleossolos da formação marília (neocretáceo da bacia bauru).Geociênc. (São Paulo) [online]. Vol.29, n.1, pp. 33-47. 2010.*

DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E.A.; CASTRO, J.; MARANHÃO, M.S.A.S.; SUAREZ, J.M.; RODRIGUES, R. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil: concepções baseadas em dados micropalontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue de Paléobiologie*. 20(1): 245-304. 2001.

DORN, R.I. *Rock coatings. Developments in Earth Surface Processes 6*. Elsevier. Amsterdam. 429 p. 1998

EMBRAPA, Centro Nacional de Pesquisa de Solos; Sistema brasileiro de classificação de solos. 2. ed. – Rio de Janeiro, 306 p. 2006

ERNESTO, M., BATEZELLI, A., SAAD, A.R., ETCHEBEHERE, M.L.C., FÚLFARO, V.J. Início da sedimentação suprabasáltica na Bacia do Paraná: paleomagnetismo do Grupo Caiuá (oeste de São Paulo e noroeste do Paraná). In: Simpósio do Cretáceo do Brasil, 6 e Simpósio do Terciário do Brasil, 1, Serra Negra. Boletim, p. 48. 2006.

ETCHEBEHERE, M.L. DE C., FULFARO, V.J., SAAD, A.R., PERINOTTO, J.A.J. O Significado estratigráfico da Calcretização por Água Subterrânea no Triângulo Mineiro, Sudoeste do estado de Minas Gerais, Brasil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, *Simposio sobre el Cretácico de América del Sur*, 1, Serra Negra, Brasil Boletim... UNESP. P. 427-432, 1999.

ETCHEBEHERE, M.L. DE C.; SAAD, A.R. Moldes de cristais salinos no Grupo Bauru, Estado de São Paulo: Implicações econômicas e paleoclimáticas, *Geociências (UNESP)*. 10:101-117. 1993.

FERNANDES, L.A. A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): OS Grupos Bauru e Caiuá. Dissertação de Mestrado USP 1992.

FERNANDES L.A. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). Tese de Doutorado, IG/USP, 216 p. 1998.

FERNANDES L.A. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da bacia bauru (pr, sp, mg), escala 1:1.000.000. *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 55, p. 53-66, 2004.

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. A Bacia Bauru, (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, n. 2, p. 195-205, 1996.

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 717-728, 2000.

FERREIRA JR. P.D. & GUERRA W.J. Análise de Elementos Arquiteturais na Caracterização do Sistema Fluvial da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro. *In: SBG/MG, Simp. Geol. de M. Gerais, 8, Diamantina, Anais*, v. 13, p. 104-106. 1995.

FIRMAN, J. B. *Paleosoils in laterite and silcrete profiles evidence from the South East Margin of the Australian Precambrian Shield. Earth Science Reviews*, 36: 149-179, 1994..

FREITAS, R.O. de. Sedimentação, estratigrafia e tectônica de Série Bauru. São Paulo: Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*, n. 194, p. 1-185 (Geologia, 14), 1955.

FREITAS, R.O. de. Grupo Bauru In *Geologia do Estado de São Paulo. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 41, pág. 126-147. São Paulo, 1964.

FULFARO, V.J. A Evolução tectônica e paleogeográfica da bacia sedimentar do Paraná pelo "Trend Surface Analysis". Tese de livre-docência. USP, 111p. 1971.

FULFARO V.J. & BARCELOS JH. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: uma nova visão litoestratigráfica. *In: SBG/SP-RJ, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, Atas*, 59-66. 1991.

FÚLFARO, V.J & PERINOTTO, J.A.J. A Bacia Bauru: estado da arte. *In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro, Boletim*, p. 297-303. 1996.

FÚLFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J.; BARCELOS, J.H. A Margem Goiana de Grupo Bauru: Implicações na Litoestratigrafia e Paleogeografia. *In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro (SP), Brasil. Boletim...Rio Claro, Unesp. P. 81-84. 1994.*

FÚLFARO, V.J., ETCHEBEHERE, M.L.C., PERINOTTO, J.A.J., SAAD, A.R. Santo Anastácio: um Geossolo cretácico na Bacia Caiuá. *In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, 1, Serra Negra. Boletim*, p. 125-130. 1999.

- GALHARDO, J.C. Depósitos sedimentares e paleossolos da Formação Marília em Campina Verde (MG). Dissertação de Mestrado. UNICAMP/Campinas, SP. 87p. 2015
- GOLDBERG, K. Reconstituição paleoambiental do Cretáceo continental brasileiro na região do Triângulo Mineiro. Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil, 181 pp. 1995.
- GOLDBERG, K. & GARCIA, A.J.V. Faciologia dos calcários do Grupo Bauru na Região de Uberaba, MG. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, SP, Brasil. Boletim... Rio Claro, Unesp, p. 91-92. 1994.
- GOLDBERG, K. & GARCIA, A. J. V. Faciologia dos calcários do Grupo Bauru na região de Uberaba, MG. *Geociências* 14, 121–131. 1995.
- GOLDBERG, K. & GARCIA, A.J.V. *Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. Cretaceous Research*, 21: 241-254. 2000.
- HASUI, Y. Geologia das Formações Cretáceas do Oeste de Minas Gerais. São Paulo. (Tese de Doutorado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo). 1967.
- HASUI, Y. A Formação Uberaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte. ANAIS. SBG. P. 167-179. 1968.
- HASUI, Y. O cretáceo do Oeste Mineiro. *Boletim da sociedade brasileira de geologia*, 18(1): 38-56. 1969.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, v. 10, p. 67-77, 1991.
- IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. IPT, São Paulo. 126 p. 1981.
- JONES, G.P. *Red Beds in Northeastern Nigeria. Sedimentology*, 5, 235-247. 1965.
- KRAUS, M. J. *Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. Earth-Science Reviews*, v. 47, p. 41-70, 1999.

LADEIRA, F. S. B. Solos do passado: origem e identificação. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v. 34, n. 6, Dec. 2010

LEITE M.G.P, GOMES N.S., SANTOS M.C., OLIVEIRA A.D. Considerações sobre o ambiente deposicional do Membro Serra da Galga, Cretáceo da Bacia do Paraná. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Diamantina, Minas Gerais. Anais, 13:113-114. 1995.

LIMA, M.R. DE; MEZZALIRA, S.; DINO, R.; SAD, A.R. Descoberta de microflora em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo de São Paulo. Revista do Instituto Geológico, 7(1/2): 5-9. 1986.

MANZINI, F.F. O Cretáceo da região de Monte Alto – SP. Rio Claro. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 1990.

MANZINI, F.F. Redefinição da Formação Marília em seu local tipo: estratigrafia, ambiente de sedimentação e paleogeografia. Rio Claro. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 1999.

MENDES, J.C. Elementos de Estratigrafia, São Paulo, EDUSP, 566 p. 1984.

MEZZALIRA, S. Formação Caiuá In Geologia do Estado de São Paulo. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, 41, pág. 120-125. São Paulo, 1964.

MEZZALIRA, S. & ARID, F.M. Contribuição preliminar a bioestratigrafia da Formação Bauru. In: MESA REDONDA: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, 1. São Paulo, 1980. Coletânea de trabalhos e debates. SBG/Núcleo SP. P. 116-129. 1981.

MANZINI, F.F. O Cretáceo da região de Monte Alto – SP. Rio Claro. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. , 1990.

MANZINI, F.F. Redefinição da Formação Marília em seu local tipo: estratigrafia, ambiente de sedimentação e paleogeografia. Rio Claro. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 1999.

- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. *Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites*. *Nature*, v. 299, p. 715-717, 1982.
- NEUENDORF, K.K.E, MEHL JR. J.P, JACKSON, J.A. *Glossary of Geology, Fifth edition revised, American Geosciences Institute, Alexandria, Virginia, 2011.*
- PEREIRA, C. T. Paleossolos da Formação Marília no Município de Campina Verde, oeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Unicamp. Campinas. 72 p. 2014.
- PETRI, S. *Cretaceous paleogeographic maps of Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 59 (1/3): 117-168. 1987.
- PIRES, F.R.M. Formação Bauru: Controvérsias. *In. Anais da Academia Brasileira de Ciências*, vol. 54 (2), Rio de Janeiro, 1982.
- PRICE, L.I. *A new Reptil from Cretaceous of Brazil*. *Notas Preliminares e Estudos*. D.G.M. DNPM, Rio de Janeiro, v. 25, p. 1-8. 1945.
- PRICE, L.I. *A new Crocodilian Sphagaesaurus from Cretaceous of the State of São Paulo, Brasil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. V. 22, nº 1, p. 77-83, 1950
- RETALLACK, G. J. *A colour guide to paleosols*. *Wiley. Chichester, England*, 175 p. 1997.
- RETALLACK, G.J. *Soils of the Past: An introduction to paleopedology*, 2ª edição, Blackwell, Oxford, 2001.
- RIBEIRO, D.T.P. Caracterização dos silcretes do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 663-664. 2000.
- RICCOMINI C. Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondwânicos da Porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas. São Paulo (SP). Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 100 p. 1995.
- RICCOMINI C. Arcabouço Estrutural e Aspectos do Tectonismo Gerador e Deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 27:153-162. 1997.

SAD, J.H.G.; CARDOSO, R.N.; COSTA, M.T. Formações cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 1(1): 2-21. 1971.

SANTOS, M. C.; LEITE, M. G. P.; TOLENTINO, M. F.; DA SILVA, C.M; DA SILVA, R. G.; CANTISANO, M. A. M.; BAPTISTA, E .I.; FERREIRA, A. C. S. Estudo preliminar da faciologia do membro Serra da Galga. Formação Marília do Grupo Bauru a Noroeste de Uberaba - Triângulo Mineiro, MG. *In: ANAIS do CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Comburui, SC. SBG, v.3, p. 262-264. 1994.

SCHMALZ, R.F; *Formation of red beds in modern and ancient deserts: Discussion. The Geological Society of America Bulletin*, 79, p. 277-280. 1968

SCORZA, E.P. Considerações sobre o arenito Caiuá. *Boletim DGM/DNPM* (139) 1-62. 1952.

SCORZA, E.P. O Arenito Caiuá e a crítica inconsistente. *Notas preliminares e estudos. DGM/DNPN*. (97): 1-14. 1956.

SENNA, J.A. Caracterização de argilas de utilização na indústria cerâmica por espectroscopia de reflectância. 2003. 221p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2003.

SGARBI, G.N.C. Paleogeografia e sedimentologia das rochas mesozóicas do oeste do estado de Minas Gerais: Bacia do Paraná, Arco do Alto Paranaíba e Bacia Sanfranciscana. Tese de Doutorado, UnB, 1997.

SGARBI, G.N.C. & DARDENE, M.A. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia SanFranciscana, no oeste do estado de Minas Gerais. *Rev. Genomos*, nº4, 1:21–49, Belo Horizonte, 1997.

SHELDON, N.D., Retallack, G.J., Tanaka, S. *Geochemical climofunctions from North America soils and application to paleosols across the Eocene–Oligocene boundary in Oregon. Journal of Geology* 110, 687–696. 2002.

SHELDON, N.D. & TABOR, N.J. *Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. Earth-Science Reviews*, v. 95, p. 1-52, 2009

SILVA R.B., ETCHEBEHERE M.L.C., SAAD A.R. 1994. *Groundwater calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro*. In: Universidade Estadual Paulista, Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Boletim. p.85-89.

SIQUEIRA, C.A. DE & ROSA, R – Mapeamento digital dos aspectos físicos da mesorregião do Triângulo Mineiro, através dos softwares Autocade 12 e Grass 4.0. Sociedade & Natureza, Uberlândia, v. 10, nº 19, p. 93-114, 1998.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J.; SOBREIRO NETO, A.F. Ensaio de Caracterização Estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. Revista Brasileira de Geociências, v. 10, p. 177-185, 1980.

SUGUIO, K. Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados. São Paulo, 2 v. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1973.

SUGUIO, K. Fatores paleoambientais e paleoclimáticos, e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES - MESA REDONDA. Coletânea de Trabalhos e Debates... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 15-30 (Publicação Especial, n. 7). 1980.

SUGUIO, K. *The brazilian cretaceous climates in the context of global climatic changes*. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4, Rio Claro. Boletim... Rio Claro: UNESP, 1996, p. 257-260. 1996.

SUGUIO, K, Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins, Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1222p. 1998.

SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. *Calcretes of the Bauru group cretaceous), Brazil: petrology and geological significance*. Bol. IG, Instituto de Geociências, USP, V. 14:31-47, 1983.

SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. *Paleoclimatic evidence from the Bauru Group, Cretaceous of the Paraná Basin, Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, v. 13, n. 4, p. 232-236, 1983.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J.H.; MATSUI, E. Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru

- (MG/SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. Anais... Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, v. 1, p. 607-617. 1980.
- SUGUIO K.; BERENHOLC M.; SALATI E. Composição química e isotópica dos calcários e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. Boletim IG, v.6, p. 55-75, 1975.
- VAN HOUTEN, F.B.; *Iron Oxides in Red Beds. The Geological Society of America Bulletin*, 79, p. 399-418. 1968.
- VAN HOUTEN, F.B.; *Origin of Red Beds. A Review – 1961-1972. Annual Review of Earth and Planetary Science*, 1, p. 39-61, 1973.
- WALKER, T.R., *Formation of red beds in modern and ancient deserts. The Geological Society of America Bulletin*, 78, p. 353-368. 1967.
- WALKER, T.R.; *Formation of red beds in modern and ancient deserts: Reply. The Geological Society of America Bulletin*, 79, p. 281. 1968.
- WASHBURNE, C.W. *Petroleum geology of the state of São Paulo. Brasil. Boletim da Comissão Geographica e Geológica*, 22:1-282. 1930.
- WRIGHT, V. P. *Paleopedology: stratigraphic relationship and empirical models*. In MARTINI, I. P. e CHESWORTH, W. (Ed.) – *Weathering, Soils & Paleosols. Elsevier, Amsterdam, Netherlands*. 475-499p, 1992.

## 11. Anexos

### 11.1. Granulometria

<b>Granulometria</b>								
<b>Amostra</b>	<b>Areia</b>							
	<b>Muito Grossa</b>	<b>Grossa</b>	<b>Média</b>	<b>Fina</b>	<b>Muito Fina</b>	<b>Areia total</b>	<b>Argila</b>	<b>Silte</b>
	<b>g/kg</b>							
<b>P1C1-A</b>	3	30	183	178	349	743	153	104
<b>P1C2</b>	0	9	308	317	137	771	150	79
<b>P2</b>	0	0	204	296	156	656	224	120
<b>P6C1</b>	0	3	193	468	130	794	116	90
<b>P6C2</b>	0	0	94	268	379	741	94	165
<b>P8</b>	0	4	98	337	384	823	111	66
<b>P9C2</b>	0	5	104	384	336	829	82	89
<b>P9CR</b>	4	10	499	279	68	860	93	47
<b>P10</b>	2	13	363	404	70	852	108	40

11.2. Tabela de características da micromorfologia

Amostra	Distribuição de Base	Distribuição Referida	Distribuição Relativa / Trama	Textura	Microestrutura	Grau de Seleção	Dimensão (Areia)	Frequencia	Esféricidade	Arredondamento	Rugosidade	Mineralogia	Classificação	Tamanho	Frequencia	Cristalinidade	Propriedade Óptica	Orientação de Base	Orientação Referida	Orientação Relativa	Feições Pedológicas	Observações	Amostra	
P1C1	Aleatória	Não Referida	Porfírica Fechada	Franco Arenosa	Grãos com películas, Grãos Compactos, Agregados esparsos	Moderadamente selecionado	Fina, Média e Grossa	Dominante, Frequente e Baixa	Sem padrão, Subesféricos e Esféricos	Angular/Subangular, Arredondado e Bem arredondado	Alisada/ondulada, Alisada e Alisada	Quartzo	Ortoporos Intergranulares simples	Macro muito finos e Mesoporos	5%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Dep. Cutânicos /Undúlico	Estriada	Superfície de Grão	Esquelssépica	Ferriargilãs, fissuras pós deposicionais.	Plasma formado por hematita iluvial, concentrada em diferentes áreas, seguindo o fluxo de água.	P1C1	
P1C1-A	Aleatória	Não Referida	Porfírica Fechada	Franco Arenosa	Grãos com películas, Grãos Compactos, Agregados esparsos	Moderadamente selecionado	Fina, Média e Grossa	Dominante, Frequente e Baixa	Sem padrão, Subesféricos e Esféricos	Angular/Subangular, Arredondados e Bem arredondados	Alisada/ondulada, Alisada e Alisada	Quartzo e alguns grãos de muscovita	Ortoporos Intergranulares simples	Mesoporos	<5%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Dep. Cutânicos /Undúlico	Estriada	Superfície de Grão	Esquelssépica	Ferriargilãs, fissuras pós deposicionais.	O plasma apresenta Manganês em determinadas áreas interligadas.	P1C1-A	
P1C2	Aleatória	Não Referida	Porfírica Fechada	Franco Arenosa	Grãos com películas, Grãos Compactos, Agregados esparsos	Bem selecionado	Média	Muito Dominante	Subesféricos / Esféricos	De Subangular a Arredondada	Ondulada	Quartzo	Ortoporos Intergranulares simples	Macro muito finos e Mesoporos	5%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Dep. Cutânicos /Undúlico	Estriada	Superfície de Grão	Esquelssépica	Ferriargilãs, fissuras pós deposicionais.	-	P1C2	
P1C2-A	Aleatória	Não Referida	Porfírica Fechada	Franco Arenosa	Grãos com películas, Grãos Compactos, Agregados esparsos	Moderadamente selecionado	Média	Dominante	Subesféricos / Esféricos	De Subangular a Arredondada	Ondulada	Quartzo	Ortoporos Intergranulares simples	Macro muito finos e Mesoporos	5%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Dep. Cutânicos /Undúlico	Estriada	Superfície de Grão	Esquelssépica	Ferriargilãs, fissuras pós deposicionais.	O plasma apresenta Manganês em determinadas áreas interligadas.	P1C2-A	
P2	Aleatória	Cutânica	Quitônica	Areia	Grãos Simples e com Películas	Bem/Modera damente Selecionado	Média/fina/muito fina	Dominante/Baixa/Baixa	Subalongado/ Subesférica	Subarredondado / arredondado	Alisada/Ondulada	Quartzo	Litoporo/ortoporo	Macroporos muito finos/Mesoporos	30%	-	-	-	-	-	-	-	Existe hematita sobre todos os grãos. Agregados de argila que trabalharam mecanicamente como areia, Sem plasma	P2
P4	Aleatória	Não Referida	Porfírica Fechada	Argiloarenosa	Grãos com películas /Compactos	Pobremente Selecionado	Fina, média e grossa	Comum, comum e comum	Subalongado/ subesférico	Subarredondado / arredondado	Alisada/Ondulada	Quartzo e raros grãos de muscovita e plagioclásio	Planares do tipo juntas	0,5mm de largura e variedade de comprimento, max. 5mm	<20%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Dep. Cutânicos /Undúlico	Manchada descontínua	Superfície de Grão	Esquelssépica	-	Calcrete, com alguns grãos de quartzo atacados por CaCO2 e plasma aparentemente iluvial	P4	
P6C1	Aleatória	Não Referida	Quitônica/Porfírica Fechada	Areia	Grãos com películas/ Compactos	Moderadamente selecionado	Média/ fina	Muito Dominante/frequente	Subesférico/ subalongado	Subarredondado / arredondado	Alisada/Ondulada	Quartzo	Ortoporos, intergranulares simples e complexos. Cavidades meta	Macroporos muito finos	entre 5 e 10%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Assépica/Undúlico	Manchada descontínua	Superfície de Grão	Esquelssépica	Ferriargilãs, fissuras pós deposicionais.	Existe hematita sobre todos os grãos. Agregados de argila que trabalharam mecanicamente como areia e plasma concentrado, de origem iluvial	P6C1	
P6C1-A	Aleatória	Não Referida	Porfírica Fechada	Areia Franca	Grãos com películas/ Compactos	Pobremente selecionado	Fina, média e grossa	Comum/Dominante, comum e baixa	Subesférico/ subalongado	Subarredondado / arredondado	Alisada/Ondulada	Quartzo	Ortoporos	Macroporos muito finos	<5%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Assépica /Undúlico	Manchada descontínua	Superfície de Grão	Esquelssépica	Pedotúbulos preenchidos por material do horizonte superior, Ferriargilãs	Agregados de Argila, Plasma apenas em pequenas porções e de origem iluvial	P6C1-A	
P6C2	Aleatória	Não Referida	Quitônica/Porfírica Fechada	Areia Franca	Grãos com películas/ Compactos	Moderadamente selecionado	Média/ fina	Comum/Dominante	Alongada a esférica	Angular a Arredondado	Alisada/Ondulada	Quartzo e raros grãos de muscovita	Ortoporos, intergranulares simples e complexos. Cavidades meta	Macroporos muito finos	entre 5 e 10%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Assépica/Undúlico	Manchada descontínua	Superfície de Grão	Esquelssépica	Ferriargilãs, fissuras pós deposicionais.	Porções escuras no plasma, aparentemente Manganês.	P6C2	
P8	Aleatória/ Bandada	Não Referida	Quitônica	Areia	Grãos Com Películas	2 porções distintas, Bem selecionadas	Média/ fina	Dominante/frequente e Frequente/dominante	Subalongada a esférica	Subangular a bem arredondado	Alisada/Ondulada	Quartzo e raros grãos de muscovita e plagioclásio	Ortoporos Intergranulares simples	Macroporos muito finos/Mesoporos	<10%	-	-	-	-	-	-	Rocha Base, com porções de granulometria diferentes, variando verticalmente, indicando dunas. Sem plasma.	P8	
P9C2	Aleatória	Não Referida	Quitônica/Porfírica Fechada	Areia Franca	Grãos com películas/ Compactos	Moderadamente selecionado	Média/Grossa	Dominante/Frequente	Alongado a subesférico	Angular a subesférico	Ondulada	Quartzo e alguns grãos de muscovita e de feldspato	Ortoporos Intergranulares simples	Macroporos muito finos/Mesoporos	<5%	Micro	Assépica	Manchada descontínua	Superfície de Grão	Esquelssépica	Cutãs de poros e fissuras pós deposicionais	-	P9C2	
P9CR	Aleatória	Não Referida	Quitônica	Areia	Grãos Com Películas	Moderadamente selecionado	Média/ Fina/ Grossa	Comum/Frequente / Muito Baixa	Subalongada a esférica	Subangular a arredondada	Ondulada	Quartzo e alguns grãos de muscovita, feldspato e min.Opacos	Ortoporos Intergranulares simples	Macroporos muito finos/Mesoporos	15%	Micro	Assépica	Manchada descontínua	Superfície de Grão	Esquelssépica	-	Possível plasma carbonática	P9CR	
P10	Aleatória	Não Referida	Quitônica/Porfírica Fechada	Areia	Grãos com películas/ Compactos	Pobremente Selecionado	Muito Grossa/ Grossa/ Média/ Fina/ Muito Fina	M. Baixa/ Frequente/Baixa/ Frequente/Baixa	Alongada a Esférica	Angular a Bem Arredondada	Alisada/Ondulada	Quartzo e alguns grãos de muscovita, feldspato e min.Opacos	Ortoporos Intergranulares simples	Mesoporos	~15%	Micro	Anisotropia de Conjunto forte - Dep. Cutânicos	Contínua	Superfície de Grão	Esquelssépica	-	-	P10	