

Trabalho de Conclusão de Curso
Curso de Graduação em Geologia

CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA, QUÍMICA E MINERALÓGICA
ASSOCIADA A UM PERFIL PEDOGÊNICO NA REGIÃO DO TRIÂNGULO MINEIRO
(MG)

Murilo Zaine Curtolo

Prof(a).Dr(a). Vania Silvia Rosolen

Rio Claro (SP)

2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

MURILO ZAINÉ CURTOLO

CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA, QUÍMICA E
MINERALÓGICA ASSOCIADA A UM PERFIL PEDOGÊNICO NA
REGIÃO DO TRIÂNGULO MINEIRO (MG)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Campus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro - SP

2016

551.41 Curtolo, Murilo Zaine
C981c Caracterização granulométrica, química e mineralógica associada a um perfil pedogênico na região do Triângulo Mineiro (MG) / Murilo Zaine Curtolo. - Rio Claro, 2016
56 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Trabalho de conclusão de curso (especialização - Geologia) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientadora: Vania Silvia Rosolen

1. Ciência do solo. 2. Sedimentos. 3. Solo laterítico. 4. Solo hidromórfico. 5. Sistemas de alteração. I. Título.

MURILO ZAINÉ CURTOLO

CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA, QUÍMICA E
MINERALÓGICA ASSOCIADA A UM PEDOGÊNICO NA REGIÃO DO
TRIÂNGULO MINEIRO (MG)

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio
Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Vania Silvia Rosolen (orientador)

Filipe Goulart Lima

Ílio Rodarte Faria Junior

Rio Claro, _____ de _____ de _____.

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

Dedico este trabalho à minha mãe, por me provar que o infinito sempre coube em apenas três letras.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais por terem feito tudo ao seu alcance para que eu chegasse até aqui. Por todo amor, carinho e paciência, acima de tudo, e agradeço à minha irmã por estar ao meu lado desde o primeiro dia.

Às minha tias por abraçarem com todo o amor e dedicação um papel que nunca lhes foi imposto.

Agradeço ao meu avô Michel por nunca ter deixado de estar comigo.

Agradeço do fundo do meu coração meus grandes amores, Larissa, Fernanda, Marina, Nathália, Bruna, Ana Carolina e Marcela, por me mostrarem que em momento algum eu estive sozinho.

Agradeço à Débora, Thaís, Renata, Thamiris, Melissa, Yasmin, Flávia e Lia por serem os maiores presentes que recebi nestes últimos cinco anos.

A minha orientadora Prof(a). Dr(a). Vania Silvia Rosolen, pela orientação, apoio e confiança no período em que trabalhamos juntos.

E, por último, gostaria de agradecer a alguém que em tempo se tornou parte fundamental da minha vida, estando comigo desde o primeiro instante, me mostrando que quem eu sou sempre foi o suficiente, meu namorado, Matheus.

Resumo – Apesar de estar presente em uma área adotada como escopo de estudos recorrentes quanto a sua geologia, o arenito ferruginoso do Membro Serra da Galga (Formação Marília), característico das chapadas sedimentares presentes na região do Triângulo Mineiro (MG), ainda não possui um grau de detalhamento significativo, o que levanta questionamentos em relação ao seu caráter físico e geoquímico, distribuição espacial e natureza da área fonte. Este trabalho buscou caracterizar a mineralogia primária e, com base em seus óxido de silício, alumínio e ferro, a geoquímica deste material, além de tentar dispor espacialmente as granulometrias características destes perfis de alteração. Para tal foram realizadas análises utilizando difratometria de raios X, granulometria a laser, espectrometria de fluorescência de raios X, além de análises petrográficas e micromorfológicas. Os resultados granulométricos indicaram uma dispersão espacial heterogênea das partículas e uma diminuição no tamanho das mesmas, conforme os perfis avançam em profundidade. Quimicamente, as concentrações dos óxidos maiores mostraram-se sujeitas a processos intempéricos como lixiviação, desferruginização, reconcentração relativa e acidificação. Já em relação as análises mineralógicas, estas apontaram para uma possível fonte autóctone dos sedimentos, a qual pode estar relacionada às rochas do Grupo Araxá. De maneira geral, foi possível concluir que processos intempéricos e hidromórficos são os principais condicionantes de perfis pedogênicos desenvolvidos em regiões de clima tropical.

Palavras – Chave: Sedimentos. Solo laterítico. Solo hidromórfico. Sistemas de alteração.

Abstract - Despite being present in an area of recent studies for its geology, the ferruginous sandstone Member Serra da Galga (Marilia Formation), characteristic of sedimentary plateaus in the region of Triangulo Mineiro (MG), does not have a significant degree of detailing, which raises questions regarding its physical and geochemical character, spatial distribution and nature of the source area. This study aims to characterize the primary mineralogy and based on its silicon, aluminum and iron oxides, describe the geochemistry of this material, besides trying to spatially arrange the granulometries characteristics of alteration profiles. This analysis were carried out using X-ray diffraction, laser granulometry, X-ray fluorescence spectrometry and petrographic and micromorphological analysis. The results indicate granulometric heterogeneous spatial dispersion of the particles and a decrease in size as the profiles depth increases. Chemically, the concentrations of major oxides were shown to be subject to weathering processes such as leaching, desferruginization, reconcentration and acidification. Regarding the mineralogical analysis, they point to a possible indigenous source of sediment which may be related to the rocks of the Araxá Group. Overall, it can be concluded that weathering and hidromorfic processes are the main determinants of pedogenic profiles developed in tropical regions.

Key – words: Sediments. Lateritic soil. Hydromorphic soil. Weathering systems.

Sumário

1. Introdução.....	1
1.1 <i>Justificativas e Objetivos</i>	1
2. Localização e Aspectos Geográficos.....	2
2.1 <i>Localização da Área de Estudo</i>	2
2.2 <i>Aspectos Geográficos da Área de Estudo</i>	3
3. Geologia Regional.....	4
3.1 <i>Bacia Bauru</i>	4
3.1.1 <i>Litoestratigrafia da Bacia Bauru</i>	6
3.1.2 <i>Grupo Bauru</i>	7
3.1.3 <i>Formação Uberaba</i>	7
3.1.4 <i>Formação Adamantina</i>	8
3.1.5 <i>Formação Marília</i>	8
3.1.5.1 <i>Membro Ponte Alta</i>	9
3.1.5.2 <i>Membro Serra da Galga</i>	9
3.1.5.3 <i>Membro Echaporã</i>	9
4. Materiais e Métodos.....	10
4.1 <i>Descrição e coleta de amostras campo</i>	10
4.2 <i>Confecção de Lâminas Delgadas</i>	10
4.3 <i>Descrição Petrográfica e Micromorfológica</i>	11
4.4 <i>Análise Granulométrica</i>	11
4.5 <i>Análise Química Total</i>	11
5. Resultados e Discussões.....	11
5.1 <i>Descrição Macroscópica dos Perfis Estudados</i>	12
5.1.1 <i>Perfil TIP1</i>	12
5.1.2 <i>Perfil TIP2</i>	13
5.1.3 <i>Perfil TIP3</i>	14
5.1.4 <i>Perfil TIP4</i>	15
5.2 <i>Uma Visão Geral sobre os Conceitos de Saprólito de Descontinuidades Sedimentares</i>	16
5.3 <i>Variação Granulométrica na Topossequência</i>	18
5.4 <i>Variações Granulométricas em Relação à Profundidade</i>	22

5.4.1 Perfil TIP4.....	22
5.4.2 Perfil TIP3.....	23
5.4.3 Perfil TIP2.....	24
5.4.4 Perfil TIP1.....	25
5.5 Análises Químicas para SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃	27
5.5.1 Distribuição das Concentrações de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ e Fe ₂ O ₃	28
5.5.2 Perfis de Isolinhas de Concentração para SiO ₂ , Al ₂ O ₃ e Fe ₂ O ₃ ..	35
5.6 Análise Petrográfica.....	37
5.6.1 Lâminas – Perfil TIP4.....	37
5.6.2 Lâminas – Perfil TIP3.....	38
5.6.3 Lâminas – Perfil TIP2.....	39
5.6.4 Lâminas – Perfil TIP1.....	40
5.6.5 Relação entre os Minerais Primários e a Fonte dos Sedimentos	41
6. Conclusão.....	41
7. Referências Bibliográficas.....	43

1. Introdução

Regolitos espessos e de caráter laterítico são comuns em regiões de clima intertropical, são originalmente formados sob condições de clima quente e úmido e, apesar de serem retrabalhados posteriormente, respondem às mudanças climáticas ao longo do tempo geológico, preservando muitas características químicas e mineralógicas (BUTT, LINTERN & ANAND, 2000). Tais mudanças atuam no processo de formação do saprolito e do solo gerando diferentes atributos químicos, físicos e biológicos (LAVEUF et al., 2009), da mesma forma como podem preservar, ou não, estruturas primárias.

Dentre os regolitos sujeitos as alterações físico-químicas e mineralógicas relacionadas às mudanças de ambiente de alteração e pedogênese estão aqueles encontrados no sudeste do Brasil, mais especificamente no Oeste de Minas Gerais, local de ocorrência dos arenitos calcíferos/conglomeráticos da Formação Marília (Maastrichtiano). Resumidamente, tratam-se de sedimentos depositados por um sistema de rios entrelaçados, na porção mediana e distal de leques aluviais em regiões de clima quente e seco a levemente úmido (FERNANDES, 1998). Com base na literatura publicada que relatam várias mudanças climáticas quaternárias no Brasil (SALGADO-LABOURIAU ET AL., 1998, SUGUIO 1999, PESSENDA ET AL., 2001, WERNECK, 2011), acredita-se que, esses arenitos foram submetidos a diferentes processos de alteração e pedogênese cuja intensidade foi suficiente para provocar mudanças físicas, químicas e mineralógicas no material original. O volume de água que atua no sistema de alteração e pedogênese responde diretamente aos climas vigentes e, conseqüentemente, o perfil de alteração conserva as feições morfológicas que podem ser usados como indicadores de processos de intemperismo, como os horizontes manchados, como aqueles citados nos trabalhos de Beauvais (2009).

1.1 Justificativa e Objetivos

A chapada sedimentar localizada a Oeste do Estado de Minas Gerais é uma superfície residual esculpida nos sedimentos da Formação Marília. O afloramento do arenito e os solos que se desenvolvem a partir da alteração deste material apresentam em comum os horizontes manchados (plínticos) em subsuperfície. A densidade e morfologia das manchas vermelhas, amarelas e cinza no arenito aflorante e nos perfis de solo são similares, indicando processo intenso de flutuação de nível freático com redistribuição dos óxidos de ferro. Em meio tropical laterítico com estações seca/úmida contrastantes, a formação de uma matriz manchada

demandaria um aumento da umidade do clima e elevação do nível freático com potencial de transformar as coberturas pretéritas (exemplos apresentados na Amazônia por Rosolen et al., 2002 e na África Central por Beauvais, 2009). Na área de estudo, considerando a extensão do mosqueamento e por ele estar presente em materiais distintos (rocha e solo), pode-se supor que a hidromorfia sazonal se constitui em um processo de alteração e pedogênese determinante na paisagem local. Sua atuação pode ter impedido a formação de Latossolos muito espessos e ter “interrompido” a alteração laterítica *stricto sensu* do arenito, o que seria esperado para perfis de alteração situados em regiões tropicais velhas e tectonicamente estáveis (crátons). O argumento central que justifica esta investigação é o fato de que a superfície da chapada apresenta uma paisagem que associa Latossolos (nas posições mais altas e drenadas) e Gleissolos (nas depressões topográficas interiores e mal drenadas). A presença das áreas sazonalmente alagadas pela elevação do lençol freático é determinante para a distribuição fitofisionômica do Cerrado e para a concentração de argilas aluminosas com alto valor econômico, as quais podem, ou não, estar associadas à uma outra fonte sedimentar ainda não averiguada.

O objetivo deste trabalho consiste em procurar estabelecer uma correlação entre a distribuição granulométrica e a composição química dos diferentes perfis de solo em uma vertente, a natureza e propriedades dos minerais primários visando determinar a provável fonte dos sedimentos, possibilitando, dessa forma, classificá-los como autóctone ou alóctones, e uma possível descontinuidade sedimentar que justificaria a concentração das argilas aluminosas no planalto. Os resultados contribuem também para aprofundar os conhecimentos dos aspectos geológicos e ambientais relacionados ao intemperismo e evolução dos solos tropicais. Por se tratar de uma área sedimentar, o reconhecimento dos parâmetros associados às composições granulométrica e mineralógicas é de fundamental importância para avaliar formações produzidas por intemperismo ou induzidas por descontinuidades dos níveis de sedimentação.

2. Localização e Aspectos Geográficos

2.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo está localizada na chapada sedimentar do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberaba e Uberlândia, e encontra-se inserida em um contexto de bacia intracratônica (Bacia do Paraná) preenchida com sedimentos do Grupo Bauru, a qual abrange

o centro-oeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (BATEZELLI, 2003).

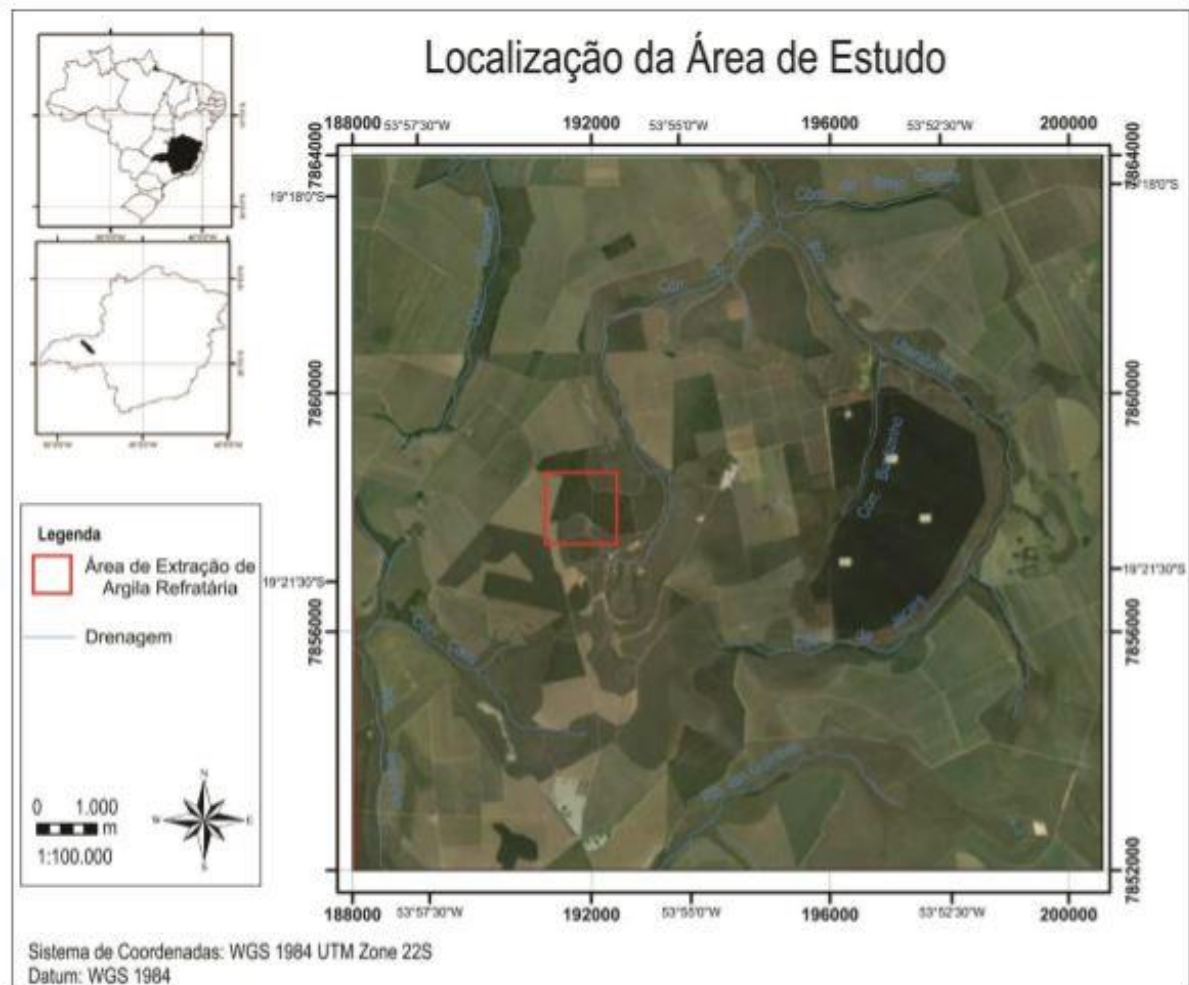


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (Fonte: Coelho, 2014)

A área está localizada a 40 km de Uberlândia e a 35 km de Uberaba, aproximadamente, tendo a Rodovia Federal Radial BR-050 como sua principal via de acesso, à sudeste, por ambas as cidades. A partir desta rodovia é possível ter acesso à área por uma de suas vias secundárias, geralmente estradas de terra.

2.2 Aspectos Geográficos da Área de Estudo

A área de estudo está situada entre os municípios de Uberaba e Uberlândia e encontra-se inserida no contexto do domínio dos Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, estabelecida na sub-unidade do Planalto Meridional da Bacia do Paraná (AB'SABER, 1963).

No âmbito de sua geomorfologia, as chapadas são traços de relevo recorrentes desta região, constituindo superfícies de aplainamento. No Triângulo Mineiro, essas superfícies encontram-se bem conservadas, exceto pelo dismantelamento de alguns remanescentes durante

eventos denudacionais neocenozóicos mais agressivos (Valadão, 2009), sendo recobertas por Latossolos (solos lateríticos) e Gleissolos (áreas com hidromorfia). A Superfície Sul-Americana definida por King (1956) caracteriza-se como o estágio mais avançado de aplainamento, ao transgredir e truncar arcabouços litoestruturais bastante diversificados da região oriental do Brasil. Esta superfície foi formada entre o Cretáceo e o Terciário Médio sobre diversas litologias, estando recoberta hoje por um manto de alteração profundo, geoquimicamente evoluído e contendo teores elevados de ferro. É comum a presença de encrostamentos lateríticos. Tal superfície encontra-se muito dissecada em sua borda devido à instalação da rede de drenagem atual.

O clima dessa área, por sua vez, é controlado pelas massas de ar continental (Equatorial e Tropical) e Atlântica (Polar e Tropical), sendo que o deslocamento destas é responsável pela alternância bem definida entre estações úmidas e secas, condicionando temperaturas amenas e uma maior umidade relativa do ar. A média anual de temperatura chega aos 23°C e a precipitação média é atinge os 1464 mm/ano, estando a estação mais chuvosa compreendida entre os meses mais chuvosos dezembro e janeiro, a qual compreende cerca de 41% da precipitação anual média (QUEIROZ, 2012). Em relação à vegetação encontrada na região, esta é caracterizada por espécies típicas do cerrado.

3. Geologia Regional

3.1 Bacia Bauru

A Bacia Bauru (Figura 2) foi formada durante o Neocretáceo, na porção centro-sul da Plataforma Sul-Americana, durante um evento de compensação isostática ocorrido após ao acúmulo de quase 2.000m de lavas basálticas, datadas do Cretáceo Inferior. Formada após a ruptura do continente Gondwana, a bacia Bauru constitui uma bacia continental interior, caracterizada por uma sequência sedimentar essencialmente arenosa, atualmente com espessura máxima de cerca de 300m e área de 370.000km. Seu substrato constitui-se de basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), dos quais é separada por não-conformidade e limite superior erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana ou sua posterior dissecção (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

Segundo Batezelli (2003), o conjunto litológico dessa bacia representa um intervalo deposicional continental, iniciado com um nível de base provavelmente lacustre, colmatado gradualmente por um sistema aluvial, resultante do soerguimento acentuado de suas bordas norte, nordeste e leste.

Estruturalmente, a bacia Bauru possui formato elíptico, aproximadamente, sendo que seu eixo maior possui direção nordeste (RICCOMINI, 1997). Seus limites são predominantemente erosivos e/ou tectônicos, desenhados pela Antéclise de Rondonópolis a noroeste, Soerguimento do Alto Paranaíba a nordeste, alinhamentos do Rio Mogi Guaçu, São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu a leste e do Paranapanema a sul e sudeste (RICCOMINI, 1997). Atualmente, seu limite oeste encontra-se encoberto devido à extensas áreas dominadas por depósitos de cobertura sedimentar aluvial de idade terciária (planície do Rio Paraná) (BATEZELLI, 2003).

3.1.1 Litoestratigrafia da Bacia Bauru

A bacia Bauru é constituída por dois grupos litológico principais, o Grupo Bauru (Figura 3) e o Grupo Caiuá (FERNANDES & COIMBRA, 2000), depositados sobre a sequência basáltica neocretácea. Seu contato basal é discordante (não-conformidade), sobretudo com basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), sendo a passagem lateral entre os grupos Caiuá e Bauru gradual e interdigitada (FERNANDES, 2004).

Segundo a carta litoestratigráfica (Figura 3) apresentada no trabalho de Batezelli (2003), na região de estudo, são encontradas apenas rochas do Grupo Bauru, não abrangendo as litologias do Grupo Caiuá, presente apenas nos estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul.

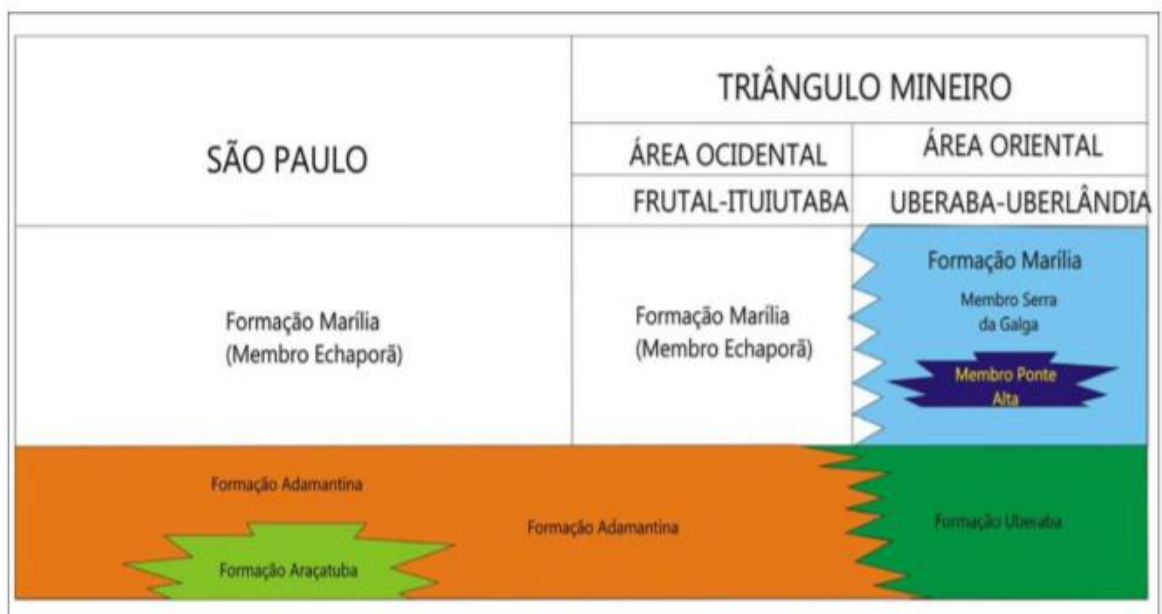


Figura 3. Coluna Estratigráfica do Grupo Bauru (Fonte: Batezelli, 2003).

3.1.2 Grupo Bauru

O Grupo Bauru é constituído pelas formações Araçatuba, Adamantina, Uberaba e Marília (BATEZELLI et al. 2003) (Figura 3), estando estas situadas sobre os basaltos da Formação Serra Geral, apresentando passagem lateral gradual para o Grupo Caiuá.

Na área de estudo afloram rochas das formações Uberaba, Adamantina e Marília, sendo essa última o principal objeto de estudo deste trabalho, a qual é subdividida nos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã (BATEZELLI, 2003).

3.1.3 Formação Uberaba

Proposta por Hasui (1968), a Formação Uberaba, ocorre apenas na região do município de Uberaba. Seu contato com a Formação Serra Geral corresponde a uma não-conformidade, sobreposta pelo Membro Serra da Galga, pertencente à Formação Marília (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

Litologicamente, essa sequência é constituída por arenitos muito finos a lamitos siltosos, arenitos finos subordinados, com matriz argilosa e de coloração típica cinza – esverdeado a verde oliva (FERNANDES & COIMBRA, 2000). As rochas são classificadas como litoarenitos a litoarenitos feldspáticos e sublitoarenitos segundo a classificação de McBride (1963) (apud BATEZELLI et al., 2007), possuindo intercalações menos expressivas de argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

Quanto a textura apresentada pelas rochas, os arenitos dessa formação apresentam seleção moderada, sendo frequentes intraclastos de argila e de rocha basáltica com tamanhos submilimétricos a centimétricos, nódulos carbonáticos e níveis cimentados por carbonato de cálcio (BATEZELLI, 2003).

Em relação às estruturas sedimentares observadas, essas se caracterizam por estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela, feições acanaladas, estruturas deformacionais e de injeção de argila. (BATEZELLI, 2003).

Para seu ambiente de deposição, Fernandes & Coimbra (2000) propõem que essa unidade corresponde a depósitos de sistema fluvial entrelaçado, com predomínio de macroformas de acreção a jusante e formas de crescimento lateral restritas.

3.1.4 Formação Adamantina

A Formação Adamantina foi proposta por Soares et al. (1980) como um conjunto de fácies compostas por bancos de arenito portando estratificação cruzada, intercalados a bancos de lamitos siltitos e arenitos lamíticos (SILVA et al., 2003), sendo constituída por arenitos finos a médios, avermelhados, com seleção moderada, estratificação cruzadas de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela e marcas onduladas subordinadas.

Seu contato inferior com a Formação Serra Geral é discordante, possuindo contato abrupto e erosivo interdigitado lateralmente com a Formação Uberaba. Seu contato superior com a Formação Marília é concordante interdigitado a abrupto (BATEZZELI, 2003; SILVA, ETCHEBEHERE & SAAD, 1994).

Segundo Tavares et al. (2012) o ambiente de sedimentação da Formação Adamantina foi um ambiente fluvial meandrante com porções anastomosadas no estado de São Paulo, possuindo registros fósseis como restos de moluscos, conchostráceos, peixes, quelônios, crocodilimorfes, oogônios e restos vegetais petrificados.

3.1.5 Formação Marília

A Formação Marília foi subdividida por Barcelos (1984) em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã, sendo os dois primeiros aflorantes na parte leste do Triângulo Mineiro, enquanto o Membro Echaporã aflora na porção oeste.

Segundo Batezelli (2003), a Formação Marília é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, conglomerados, com grãos angulosos e teor de matriz variável. Os arenitos ocorrem na forma de estratos, com espessura média entre 1 e 2 metros, maciços ou em acamamento incipiente, sub-paralelo e descontínuo. Subordinadamente, aparecem níveis de siltito. Sendo o alto conteúdo de cimento carbonático (CaCO_3) sua principal característica na região do Triângulo Mineiro (BATEZZELLI, 2003).

Barcelos et al. (1987) definiram essa unidade como depósitos de leques aluviais coalescentes, posteriormente retrabalhados e depositados por um sistema de rios anastomosados, com calcretes e calcários lacustres associados.

Dias-Brito et al. (2001) atribuíram à idade da Formação Marília como sendo Neomaastrichtiana, com base em seu conteúdo de ostracodes. Ademais, o conteúdo fossilífero da Formação Marília é representado também por restos de quelônios, peixes, crocodilídeos e saurópodes.

3.1.5.1 Membro Ponte Alta

Sendo encontrado apenas no Triângulo Mineiro, o membro Ponte Alta é caracterizado por três litotipos básicos, definidos por Fernandes & Coimbra (2000): calcário arenoso - de aspecto maciço, calcário conglomerático - de matriz arenosa (cascos de burro) e calcário fino fragmentado, sendo os três intensamente cimentados por carbonato de cálcio (CaCO_3).

Em relação ao seu ambiente de deposição, Santos et al. (1994) define o membro Ponte Alta como uma sequência de fácies intermediárias de leques aluviais com predomínio de bancos cascalhosos e arenosos, depósitos de canais entrelaçados e, localmente, lagos efêmeros e/ou depósitos delgados de canais abandonados em condições de clima semi – árido.

3.1.5.2 Membro Serra da Galga

O membro Serra da Galga, localizado somente na borda nordeste da bacia Bauru, é constituído por camadas de siltitos/argilitos e arenitos feldspáticos mal selecionados parcialmente cimentados por carbonato de cálcio (CaCO_3), sendo que, localmente, podem ocorrer porções com um melhor grau de seleção. Também são encontradas litofácies conglomeráticas com clastos mal selecionados, de dimensões e grau de arredondamento variados, constituídos de quartzo, quartzito, calcedônia, nódulos carbonáticos remobilizados, arenitos, pelitos, fragmentos basálticos e outras 18 possíveis rochas ígneas alteradas, além de fragmentos de ossos. A matriz que sustenta toda essa sequências rochosa é arenosa, com presença pouco significativa de lama (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

O Membro Serra da Galga tem contato interdigitado, complexo e irregular com o Membro Ponte Alta, possuindo calcretes e palicretes, formados posteriormente a deposição das rochas, em sua porção superior.

Santos et. al (1994) caracterizou esse membro como um produto de deposição fluvial do tipo entrelaçado com ciclos granodecrescentes.

3.1.5.3 Membro Echaporã

Característico da porção oeste do Triângulo Mineiro, o membro Echaporã é composto por arenitos finos a grossos, com intercalações conglomeráticas, na forma de ciclos granodecrescentes, cimentados por carbonato de cálcio (TAVARES, 2012).

Os argilominerais mais comuns encontrados nessa unidade são illita e esmectita, sendo que a cimentação carbonática posterior chega a romper clastos, por crescimento expansivo

(*displacive*). Intercalações de lamitos e arenitos lamíticos de cor marrom são frequentes nas partes interiores da bacia (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

Em relação ao seu ambiente deposicional, essa unidade corresponde às porções distais de leques aluviais, acumuladas por fluxos em lençol.

4. Materiais e Métodos

Para o desenvolvimento deste trabalho foram analisados a composição granulométrica, os aspectos macro e microscópicos associados ao minerais primários ligados às rochas e ao solo, além de dados químicos e mineralógicos para assim definir uma possível fonte dos sedimentos. A pesquisa se desenvolverá através das seguintes etapas de campo e de laboratório:

4.1 Coleta de Amostras do Sedimento e do Solo no Campo

As coletas foram realizada em trincheiras e perfis de afloramento do arenito da Formação Marília (Membro Serra da Galga) e dos solos desenvolvidos nas posições drenadas e mal drenadas da superfície da chapada. As amostras foram coletadas seguindo as mudanças morfológicas fundamentais reconhecidas no sedimento e solo que estão relacionadas com a diferença de cor, densidade e orientação das manchas e horizontes homogêneos do solo (horizontes A, B e saprólito). Foram coletadas amostras para análises químicas, mineralógicas e granulometria. Além de amostras indeformadas para confecção de seções delgadas.

4.2 Confecção de Lâminas Delgadas

As amostras indeformadas foram impregnadas com resina araldite. A preparação das seções delgada foi realizada na UNESP-Rio Claro, no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM).

4.3 Microscopia Óptica

A descrição petrográfica e micromorfológica das lâminas foi realizada em microscópio óptico petrográfico Olympus BX40 binocular com luz transmitida (Laboratório de Microscopia do DPM). As fotos das lâminas foram obtidas no Laboratório de Inclusões Fluídas do DPM em microscópio petrográfico Zeiss Axioskop 40, com a câmera fotográfica Canon E05 e o programa EOS 5D Mark II. Os resultados obtidos permitiram avaliar a composição mineralógica primária e secundária, a organização relativa das fases e matrizes minerais, as

quais puderam indicar uma possível fonte do material constituinte dos sedimentos e solos da região.

4.4 Análise Granulométrica

As amostras coletadas no campo foram secas e peneiradas para obtenção de frações < 2mm, segundo o protocolo da Embrapa (1997). A quantificação das classes granulométricas foi realizada por peneiramento (via úmida) e as frações finas por pipetagem, após a remoção da matéria orgânica com o uso de H₂O₂ e dispersão com hexametáfosfato de sódio. As análises foram realizadas na Embrapa Meio Ambiente (Jaguariúna-SP). A determinação da distribuição do tamanho das partículas no sedimento e solo foi obtida com granulometria laser usando um equipamento Malvern do Laboratório de Cerâmica (DPM). As análises granulométricas e a distribuição do tamanho das partículas foram lançadas em perfis de isolinhas, gerados com o auxílio do programa CorelDRAW X7, e suas abundâncias relativas permitiram avaliar possíveis discontinuidades de níveis sedimentares ou perdas/enriquecimento de materiais grosseiros ou finos relacionados aos processos de alteração e pedogênese.

4.5 Análise Química Total

Foram quantificados os óxidos totais de silício (SiO₂), titânio (TiO₂), alumínio (Al₂O₃), ferro (Fe₂O₃), manganês (MnO), magnésio (MgO), cálcio (CaO), sódio (Na₂O), potássio (K₂O) e fósforo (P₂O₅) por Espectrometria de Fluorescência de Raios X, no Laboratório de Geoquímica (DPM). Tais análises foram realizadas sob diferentes matrizes que compõem o nível manchado. Posteriormente, foram gerados perfis de distribuição e gráficos de dispersão, com o auxílio dos programas CorelDRAW X7 e Excel 2013, respectivamente, para melhor representar a distribuição dos óxidos de sílica (SiO₂), alumínio (Al₂O₃) e ferro (Fe₂O₃) dentro do perfil.

5. Resultados e Discussões

5.1 Descrição Macroscópica dos Perfis Estudados

As coletas de material foram realizadas em trincheiras sobre afloramentos do arenito da Formação Marília (Membro Serra da Galga) e sobre os solos desenvolvidos nas posições drenadas e mal drenadas da superfície da chapada.

5.1.1 Perfil T1P1

- *Horizonte A*: horizonte bruno- amarelado (10YR 5/4) presente em profundidades até 30cm, apresenta textura argilosa, localmente grumosa (~ 5mm de diâmetro), maciça que se rompe em microagregados e localmente grumosa. Volumes amarelos (10YR 5/6) de aproximadamente 4-7 cm de diâmetro com volumes de argila bruno-amarelados muito compactos também são encontrados.

- *Horizonte B*: horizonte argiloso, bruno-amarelado (10YR 5/4), microagregado, desenvolvido entre 30 e 250 cm de profundidade contendo grumos milimétricos endurecidos, poucos nódulos ferruginosos de coloração avermelhada, alguns mais vermelhos e endurecidos e outros apenas argilosos bruno amarelado (10YR 5/6). Apresenta matriz seca ao tato e textura altamente pegajosa (Figura 4).

- *Horizonte plíntico*: Observado em profundidades entre 250 e 480 cm, possui textura argilosa e pegajosa, com volumes vermelhos (2,5YR5/8) associados em igual proporção a volumes vermelho-amarelados (5YR5/8). Ocorre um aumento dos volumes vermelhos a partir de 395 cm de profundidade, quando atinge o nível freático

- *Horizontes de alteração manchados*: horizontes de maior profundidade (480 - 560cm), com estrutura de saprolito fortemente pedogeneizado, volumes vermelhos (2,5YR5/8) e amarelo-avermelhados (7,5YR 6/6) argilo-silto-arenoso a argilo-arenoso organizados em lentes.



Figura 4. Corte vertical do perfil TIP1 apresentando coloração acinzentada com algumas porções mais amareladas.

5.1.2. Perfil TIP2

- *Horizonte A*: horizonte presente de 0 a 28cm de profundidade, argiloso, bruno muito escuro (10YR 3/3) com canais preenchidos com material bruno acinzentado escuro (10YR 4/2) e estrutura grumosa com intensa atividade biológica e raízes de gramíneas.

- *Horizonte B*: horizonte entre 28 e 65cm, o qual constitui uma transição gradual consequente do clareamento da matriz pela diminuição da matéria orgânica, argiloso, bruno-amarelado (10YR 5/6), com estrutura maciça que se desfaz em pequenos blocos (3 a 5 mm) e microagregados. Apresenta estrutura grumosa no entorno e preenchendo porosidades, raízes de diâmetro superior (mm) às encontradas nos horizontes superiores. Em profundidades próximas a 50 cm são observados nódulos ferruginosos milimétricos (alguns amarelos).

- *Horizonte plíntico*: horizontes entre 65-112cm de profundidade, associados a volumes amarelo-brunados (10YR 6/6) e vermelhos (2,5YR 5/6) com muitos nódulos vermelhos escuros (10R 4/8). Aparecem volumes alongados verticalmente bruno-amarelado-claros (10YR 6/4). Observa-se uma porosidade tubular preenchida com argila bruno acinzentado (10YR 5/2), algumas com raízes. Apresenta textura argilo-siltosa, maciça que se desfaz em microagregados. A transição para o horizonte superior ocorre com a diminuição do mosqueamento e permanência de nódulos. Aparecem pontuações amarelo-brunadas (10YR 6/6) (Figura 5).

- *Horizonte de alteração manchados*: horizontes mais profundo, entre 112 e 560cm, de caráter argiloso, que passa gradualmente para um saprolito fortemente pedogeneizado com volumes vermelhos (2,5YR5/8) e amarelo-avermelhados (7,5YR 6/6) organizados em lentes, argilo-silto-arenoso a argilo-arenoso.

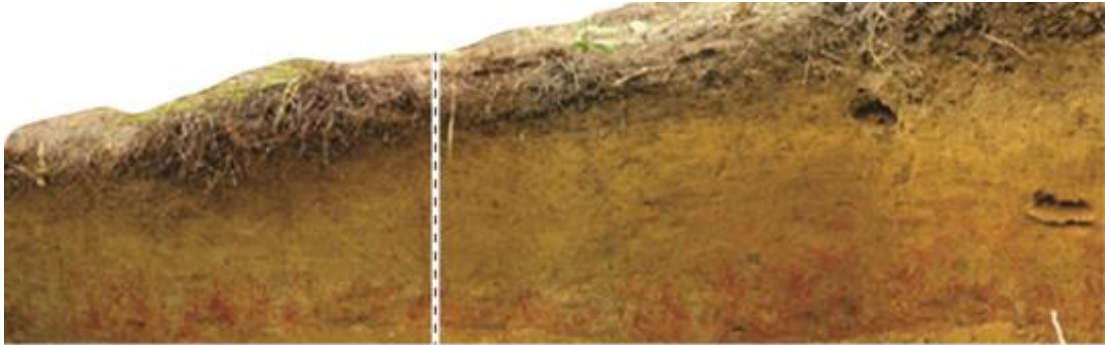


Figura 5. Corte representativo do perfil T1P2, apresenta coloração amarelada em sua porção de topo. Manchas avermelhadas podem ser observadas próximas a base.

5.1.3 Perfil T1P3

- *Horizonte A*: horizonte argiloso observado entre 3 e 29cm, bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2) com núcleos mais argilosos herdados de porções mais superficiais ou associado à atividade biológica. Granular com porosidade estrutural bem desenvolvida.

- *Horizonte B*: horizonte silte – argiloso de matriz cinza (10YR 6/1), situado entre 12 e 81cm de profundidade, com volumes (cm) e inúmeras pontuações brancas (10YR 8/1), similares ao horizonte subjacente. Neste horizonte encontra-se segmentos finais de fendas (de até 2 cm de largura) e apresentam domínios amarelos brunados (10YR 6/6) que impregnam as paredes dos poros. As fendas são parcialmente preenchidas com o material da superfície. A porosidade nas zonas próximas das fraturas é grande devido à existência de canais biológicos com estrutura levemente grumosa quando comparada com a estrutura maciça dos horizontes manchados e cinza.

- *Horizonte plântico*: horizonte entre 81 e 150cm de profundidade, com hidromorfia mais efetiva do que o conjunto de horizontes inferior, apresenta matriz cinza a cinza claro (10Y 6/1 a 10YR 7/1) com volumes vermelhos (10R 4/6) e vermelho mais escuro (10R 4/8) endurecidos. Ocorrem domínios acinzentados claros relacionados com redistribuição da matéria orgânica

que possivelmente migra verticalmente a partir da superfície através de canais laterais e verticais. Apresenta textura argilo-siltosa maciça. A transição com o horizonte sobrejacente é abrupta relacionado principalmente com a cor que reflete impregnação da matriz cinza claro pela matéria orgânica (Figura 6).

- *Horizontes de alteração manchados*: horizontes mais profundos, situados entre 210 e 460cm, marcado por uma sequência de horizontes contendo volumes vermelho pálido e bruno amarelado claro, silto-argiloso a silte – arenoso.



Figura 6. Corte vertical do perfil T1P3 mostrando clara diferença de coloração entre as porções de topo e de base.

5.1.4 Perfil T1P4:

- *Horizonte A*: situado entre 0 e 50cm, apresenta matriz variando entre preto (7.5YR 2.5/1, úmida) e cinza (7.5YR 5/1, seca), amarelo brunado (10YR 6/6, úmida) e bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/3, seca), com manchas cinzento-escuro (7.5YR 4/1, seca) diferenciáveis apenas na amostra seca, e poucas manchas esbranquiçadas (10YR 8/1, seca e úmida) (cerca de 10mm de diâmetro), demonstra uma textura argilo-siltosa com os grãos de coloração esbranquiçada um pouco mais endurecidos e alguns volumes vermelhos (2.5YR 4/8, úmida).

- *Horizonte B*: horizonte situado entre 50 e 280cm, apresenta matriz composta por volumes branco (10YR 8/1, úmida e seca), bruno-avermelhado-claro (2.5YR 6/4, úmida e 2.5YR 7/3, seca), bruno-avermelhado-escuro (2.5YR 3/4, úmida), vermelho (2.5YR 5/6, seca) com

algumas manchas amarelo brunado (10YR 6/6, úmida) e bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/3, seca). Possui textura argilo-siltosa com consistência muito dura, ligeiramente pegajosa e não plástica. Poucas raízes decompostas.

Por estar presente em área hidromórfica, a descrição e coleta dos horizontes foi feita com trado manual.

5.2 Uma Visão Geral sobre os Conceitos de Saprolito de Descontinuidades Sedimentares

Segundo McKay et al. (2005), saprolito corresponde ao material originado da extensa alteração *in situ* de uma rocha parental preexistente, o qual ainda preserva características geológicas (estruturas sedimentares, mineralogia primária, fraturamento tectônico etc) da rocha original. Somadas a essas características primárias, o saprolito, geralmente, apresenta características relacionadas ao solo em si, tais como alta porosidade da matriz, marcas de bioturbação, neoformação de argilominerais, presença de argilas remobilizadas e/ou iluviadas e óxidos de ferro e manganês. White (2002) define saprolito como um material rico em argila, resultante da desagregação de rochas cristalinas, envolvendo a preservação de estruturas primárias e alterações que resultem em perda significativa de massa.

Associado à essas definições, alguns autores afirmam que, para que um material possa receber a denominação de “saprolito”, este não deve sofrer variações em seu volume original (por exemplo VELBEL, 1990). Porém, de forma generalizada, o termo “saprolito” é empregado para designar qualquer material de alteração que apresente características originais de sua rocha parental.

Geograficamente, os saprolitos são encontrados mais comumente em áreas de clima tropical úmido presente em extensas faixas inter-tropicais, de latitudes entre 35°N e 35°S. Por outro lado, saprolitos também são observado em latitudes muito maiores, como por exemplo no Sudeste da Austrália (35° - 42° N), nos Estados Unidos (40° - 45°N) e em países da Europa, como Irlanda do Norte e Alemanha (55°N) (BUTT, LINTERN & ANAND, 2000).

Dentre as condições ambientais necessárias para que haja a formação do saprolito estão longos períodos de estabilidade tectônica, resultando em menores taxas de erosão da cobertura de alteração, temperaturas e taxas pluviométricas mais elevadas, responsáveis por promover um aumento na velocidade das reações químicas, e um bom sistema de drenagem, para que a infiltração atinja a rocha em maiores profundidades (BUTT, LINTERN & ANAND, 2000).

Em relação à sua aplicabilidade econômica, os saprolitos são responsáveis por conter importantes depósitos supérgenos secundários, principalmente de minerais aluminosos

(bauxita, caulinita e gibbsita), minério de ferro, depósitos lateríticos do tipo Ni – Co – (Mn), depósitos supérgenos de cobre e urânio, acumulações residuais de minerais pesados e depósitos de matérias utilizados em atividades industriais e construção civil, como areias e argilas (BUTT, LINTERN & ANAND, 2000).

Em relação ao conceito de descontinuidade sedimentar, este se refere ao termo utilizado para designar uma relação genética entre duas, ou mais, unidades sedimentares sobrepostas onde pode ser verificada uma interrupção no fluxo de sedimentação, a qual pode ser utilizada como critério distintivo para se ordenar uma sequência de eventos de sedimentação. Tais descontinuidades estão frequentemente associadas à mudanças abruptas na litologia, quebras no registro fossilífero e angularidades de caráter estrutural, representando feições das mais notáveis em uma sucessão estratigráfica (FERNANDES & MELLO, 1994). Outra definição associada ao conceito de descontinuidade sedimentar afirma que uma descontinuidade pode ser definida como uma superfície de erosão e/ou não-deposição entre corpos de rocha, caracterizando, dentro de uma sequência estratigráfica, um hiato ou uma lacuna significativa, originada por uma interrupção no ciclo deposicional por um considerável espaço de tempo (I.S.S.C., 1987).

Segundo Fernandes & Mello (1994), descontinuidades podem envolver uma grande variação litológica, lateral e vertical, representando, à luz do conceito de sistemas deposicionais, gradações entre ambientes contíguos e evolução de paleoambientes. Tornando-se, assim, um instrumento mais apropriado a análises paleoambientais que as formações comumente utilizadas.

Atualmente, as principais descontinuidades sedimentares podem ser classificadas em seis tipos fundamentais observáveis em macro escala - paraconformidade, quando não há qualquer diferença de atitude entre as camadas, porém faltam conjuntos litológicos esperados, desconformidade, refere-se a camadas paralelas separadas por uma superfície de erosão, - discordância angular, quando camadas sobrepostas apresentam diferença em sua atitude, porém sem registro de erosão - discordância angular erosiva, apresenta registro de erosão e diferença na angulação das camadas - discordância sintectônica (progressiva), ocorre quando camadas inferiores que apresentam determinado ângulo convergem lateralmente de forma a existir uma nova concordância, e não conformidade, caracterizada quando duas camadas sobrepostas paralelamente têm constituições litológicas distintas (contato entre rochas sedimentares e ígneas, por exemplo) (SUGUIO, 2003).

Parâmetros laboratoriais também podem ser utilizados na identificação de discontinuidades, principalmente àquelas relacionadas à variações granulométricas das rochas. Dentre estes parâmetros, análises químicas, físicas e mineralógicas, como as análises texturais, utilizando valores de uniformidade e razões granulométricas, realizadas no trabalho Bortoluzzi, Pernes & Tessier (2008) podem ser aplicadas na caracterização tanto de discontinuidades sedimentares, quanto para a análise de perfis de solo.

5.3 Variação Granulométrica na Topossequência

Para se obter uma melhor visão sobre a distribuição das granulometrias estudadas, foram gerados quatro perfis granulométricos distintos (Figuras 7/8/9 e 10), um para argila, outro para o silte, um para a areia fina e um para a areia grossa.

Em relação à fração argila, esta apresenta as maiores concentrações, quando comparada as demais granulometrias. Em superfície a concentração é menor (isolinha de 65%), enquanto que, conforme aumenta profundidade, suas concentrações aumentam gradativamente, estando os maiores valores (isolinha de 85%) entre 3 e 4 metros (Figura 7).

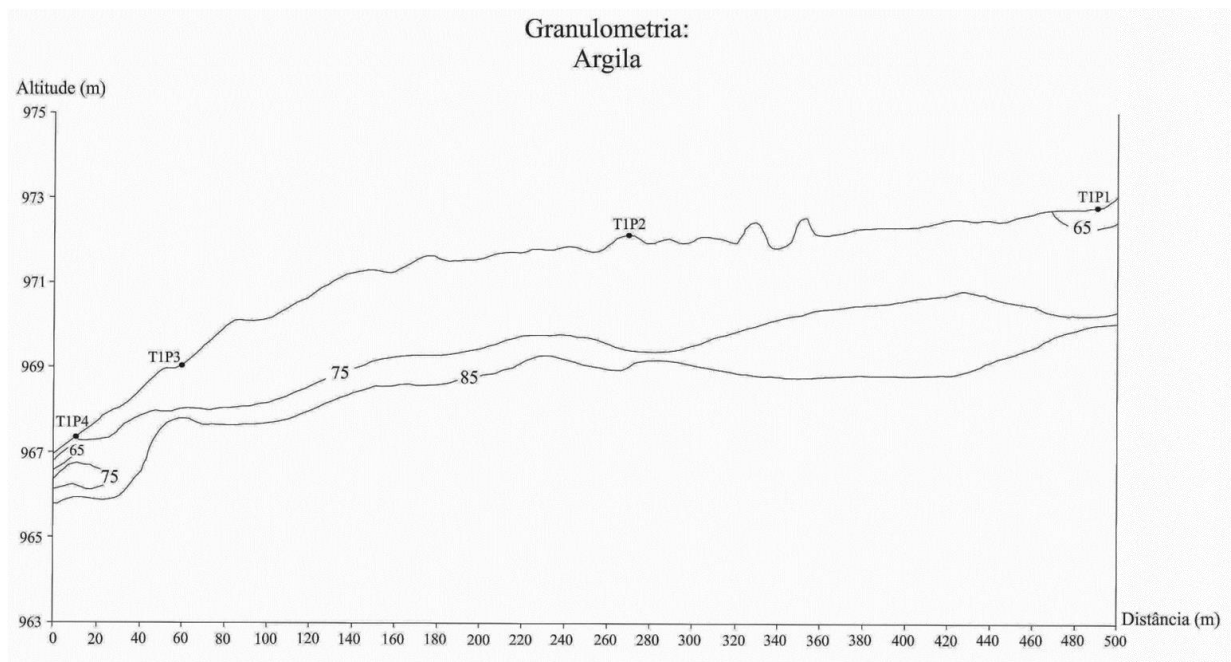


Figura 7. Perfil de distribuição da fração argila em relação à profundidade.

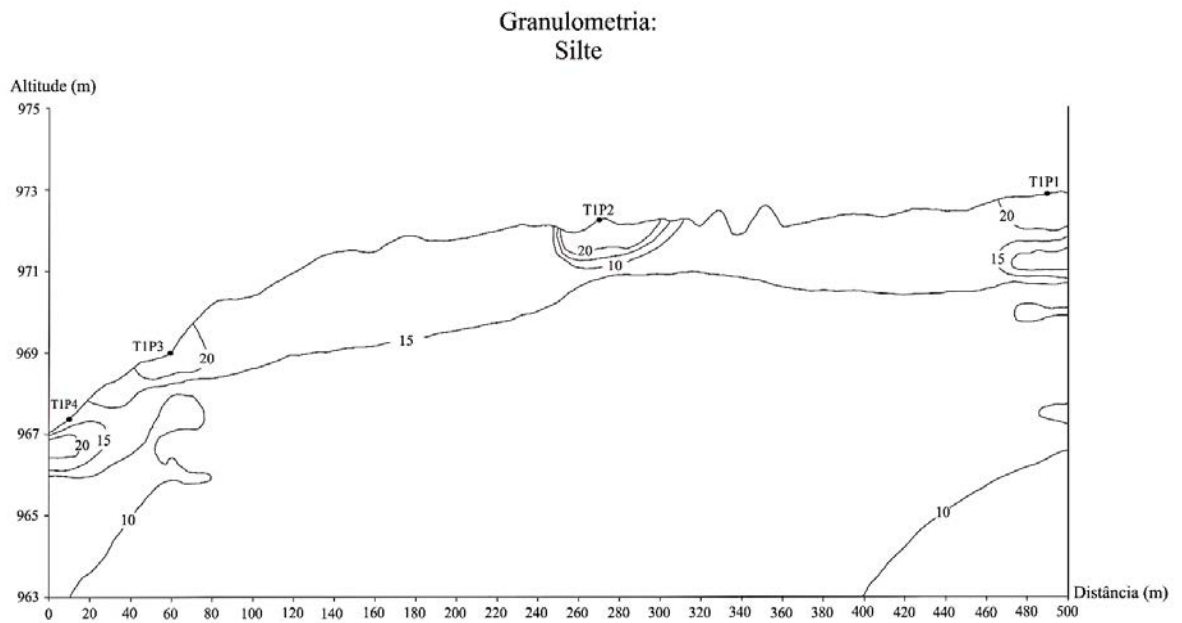


Figura 8. Perfil de distribuição da fração argila em relação à profundidade.

No caso do silte, as concentrações mais elevadas (isolinhas de 20%) se encontram em profundidades de até um metro (Figura 8), sendo que essas concentrações, assim como ocorre nos casos da areia fina (Figura 9) e a areia grossa (Figura 10), vão diminuindo gradativamente conforme ocorre um aumento na profundidade.

No que se refere a sequência granulométrica para areia fina (Figura 9), suas maiores concentrações (isolinhas de 7%) estão localizadas nas porções superficiais do perfil de alteração, atingindo profundidades de, no máximo, dois metros. Essas maiores concentrações, apesar de estarem próximas à superfície, estão inseridas entre porções de concentração intermediária (isolinhas de 5%). Também é possível observar que, conforme ocorre um aumento na profundidade, a concentração de areia fina diminui progressivamente (Figura 9).

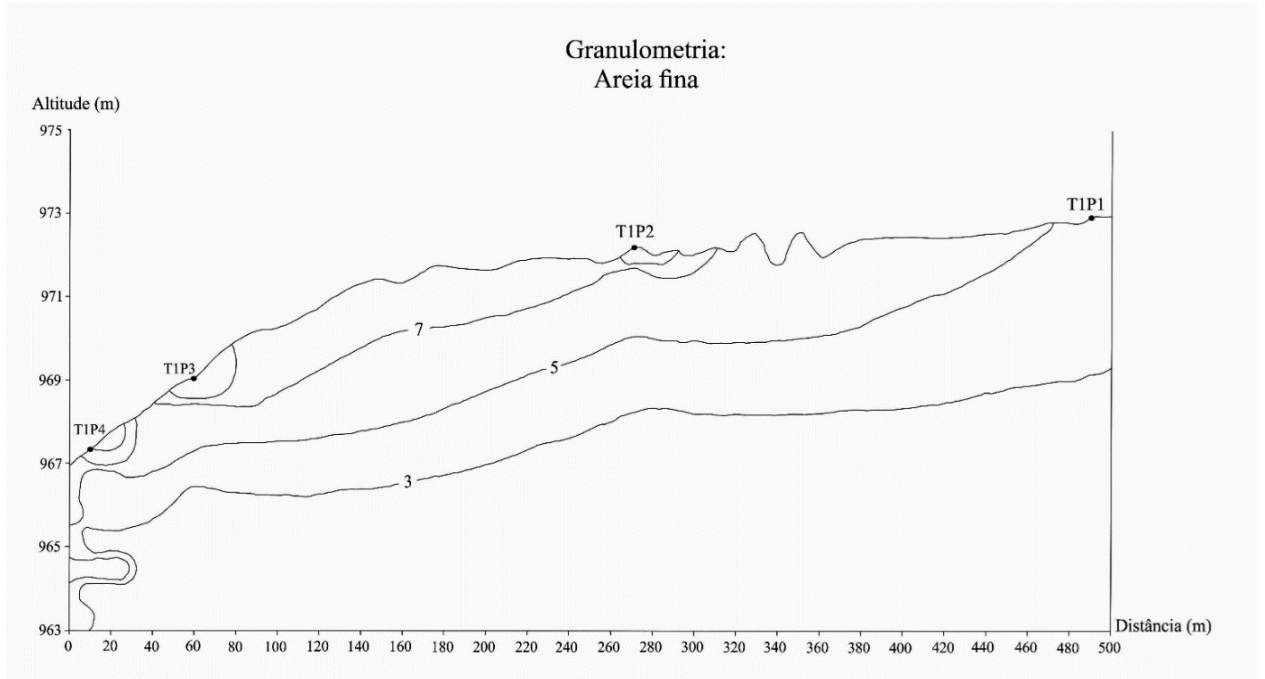


Figura 9. Perfil de distribuição da fração areia fina em relação à profundidade.

Em relação à concentração de areia grossa, essa apresenta seus maiores valores (isolinhas de 12 e 16%) no seguimento de jusante da vertente e em profundidades de, no máximo, quatro metros. Conforme avançam para leste, estas concentrações diminuem, mantendo-se restritas as porções mais superficiais do perfil de alteração (Figura 10). Conseqüentemente, as porções mais intermediárias e profundas do perfil são as que apresentam as menores concentrações (isolinhas de 4 e 8%) de grãos de areia grossa.

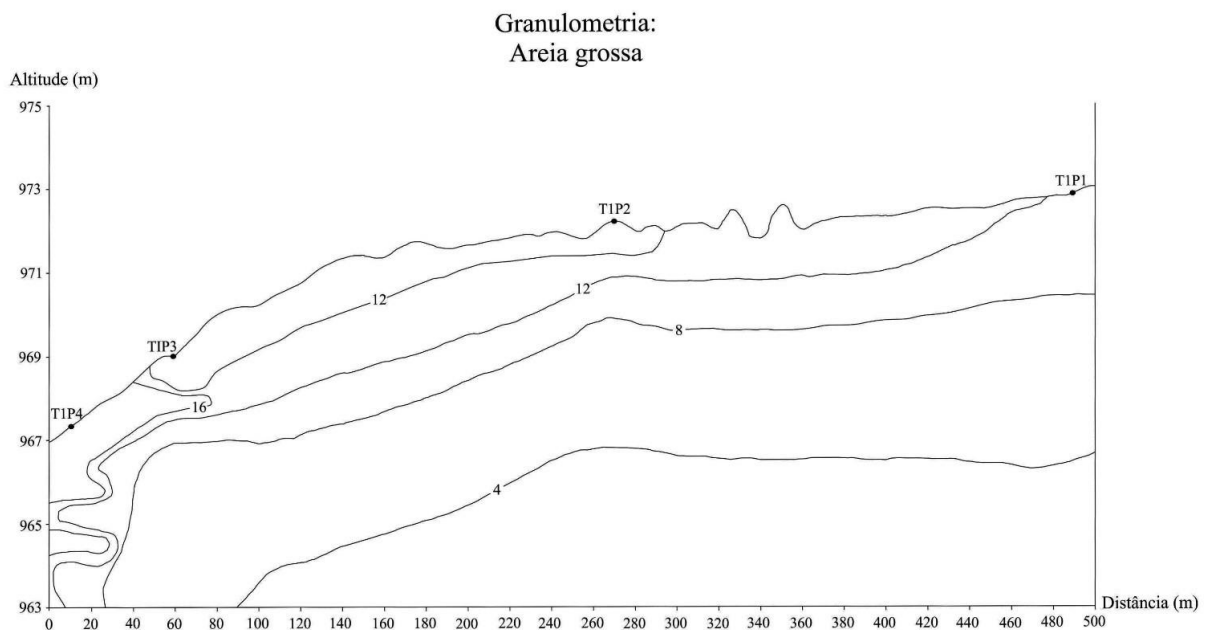


Figura 10. Perfil de distribuição da fração areia grossa em relação à profundidade.

Ao analisar a variação granulométrica ao longo da topossequência, foi possível concluir que gradientes laterais, como declividade e forma da vertente, exercem uma importância significativa no controle granulométrico de um perfil de alteração, não estando esse associado apenas às mudanças de horizonte.

Um exemplo da atuação desses fatores no controle granulométrico pode ser observado mais claramente no perfil de distribuição de areia grossa, a qual possui suas maiores concentrações próximas à porção mais baixa da vertente.

Segundo Reis et al. (2007), isto pode ser resultado da acumulação relativa da fração areia, em consequência de uma exportação intensa até a rede hidrográfica de materiais solúveis ou de partículas finas do solo, ocasionada pela permanência, na estação úmida, de água neste local. A estagnação da água, ou seja, as condições hidromórficas, provocariam a redução do ferro e, posteriormente, sua dissolução, que favoreceriam a desestabilização dos agregados, enquanto as condições ácidas permitiriam a dissolução das partículas de argila (Grimaldi et al., 1994).

Análises como estas, referentes à atuação da lateralidade em perfis pedogênicos, auxiliam numa maior compreensão sobre formação desses perfis e complementam a ideia de que homegeneidade é algo raro de ser encontrado quando associada às coberturas pedológicas.

5.4 Variações Granulométricas em Relação à Profundidade

5.4.1 Perfis T1P4

Dentre os gráficos granulométricos gerados para os perfis T1P4, aqueles situados em profundidades entre 0 e 100 cm, apresentam apenas uma população de partículas, a qual engloba granulometrias que vão do silte até areia (entre 20 μm e 1000 μm) (Figura 11).

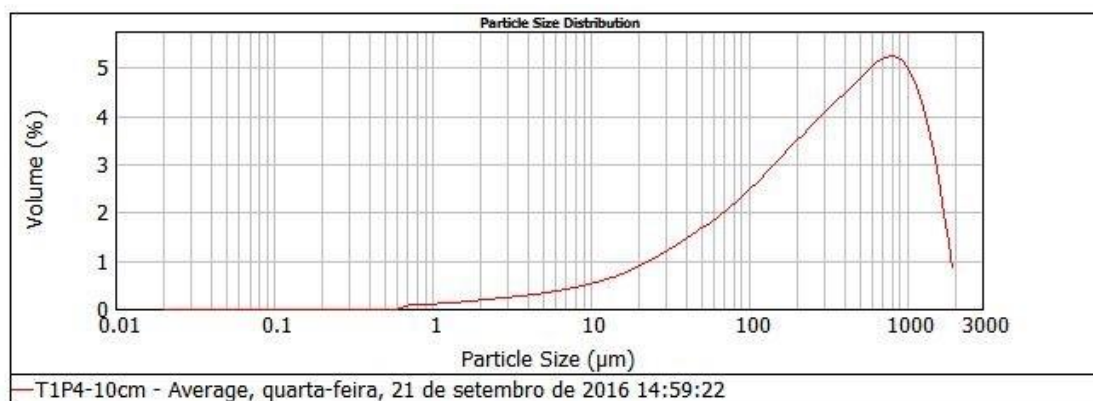


Figura 11. Composição granulométrica do perfil T1P4 a 10cm de profundidade.

Em profundidades entre 100 e 300 cm, os perfis passam a apresentar um caráter bimodal (Figura 12), com duas populações de partículas relativamente constantes. A primeira população representa cerca de 60% da constituição total do material, com partículas que variam de 3 a 100 μm , compreendendo as granulometrias de silte e areia. Já a segunda abrange cerca de 20% do total, com dimensões entre 100 e 500 μm , englobando apenas partículas de caráter arenoso.

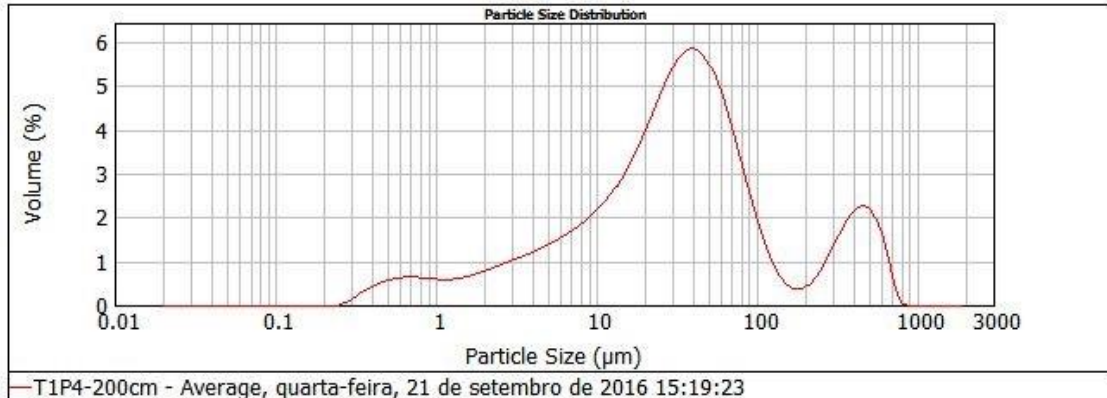


Figura 12. Composição granulométrica do perfil T1P4 a 200cm de profundidade.

Também foi possível observar que, em profundidades superiores a 280cm, ocorre uma queda de 10% nos grãos de areia que compões a segunda população de partículas.

5.4.2 Perfis T1P3

Diferentemente do observado nos perfis T1P4, nos perfis T1P3, o caráter bimodal das partículas já é identificado dentro de profundidades entre 0 e 100cm (Figura 13), mais especificamente a partir de 45cm, com duas populações de partículas já bem evidentes aos 73cm. A primeira família constitui cerca de 30% do total, enquanto a segunda gira em torno de 37%. Em relação à dimensão das partículas, na primeira população estas variam entre a fração silte e areia (15 μm - 100 μm), já na segunda, a fração arenosa é predominante (110 μm - 1000 μm).

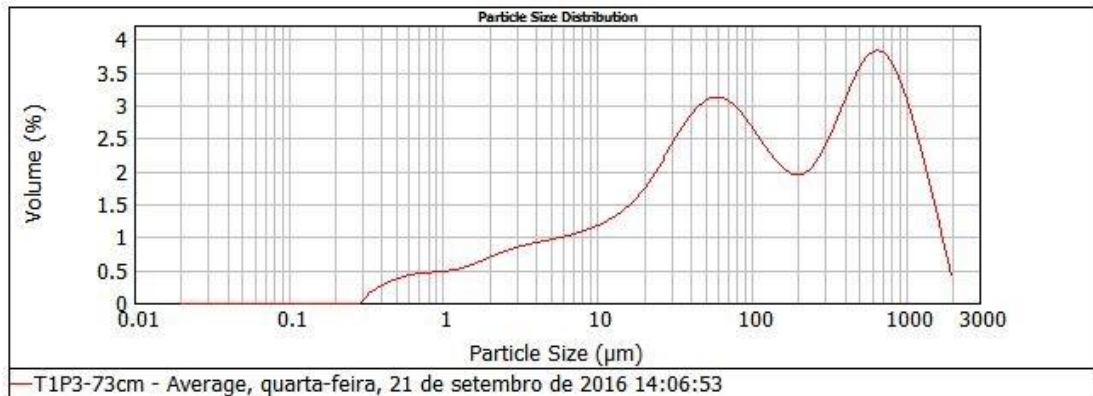


Figura 13. Composição granulométrica do perfil T1P3 a 73cm de profundidade.

A partir 170cm de profundidade ocorre uma inversão no padrão bimodal das populações de partículas (Figura 14), fazendo com que as partículas com menores dimensões (primeira população), passem a apresentar uma maior concentração (45%) quando comparadas à aquelas pertencentes a segunda população (32%).

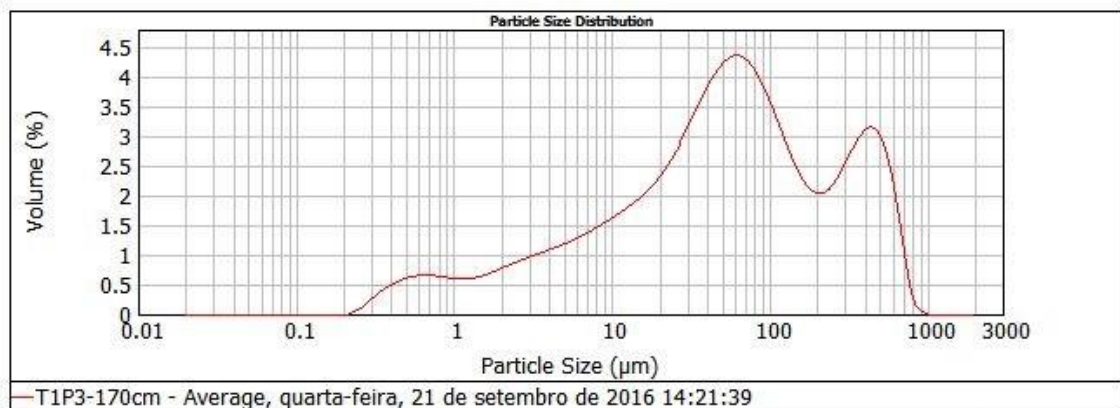


Figura 14. Composição granulométrica do perfil T1P3 a 170cm de profundidade.

Essa inversão se mantém até ao longo do restante do perfil, podendo ser observado uma queda significativa na concentração de partículas da segunda população, de 32% para 12% da concentração total, a partir dos 360cm de profundidade (Figura 15).

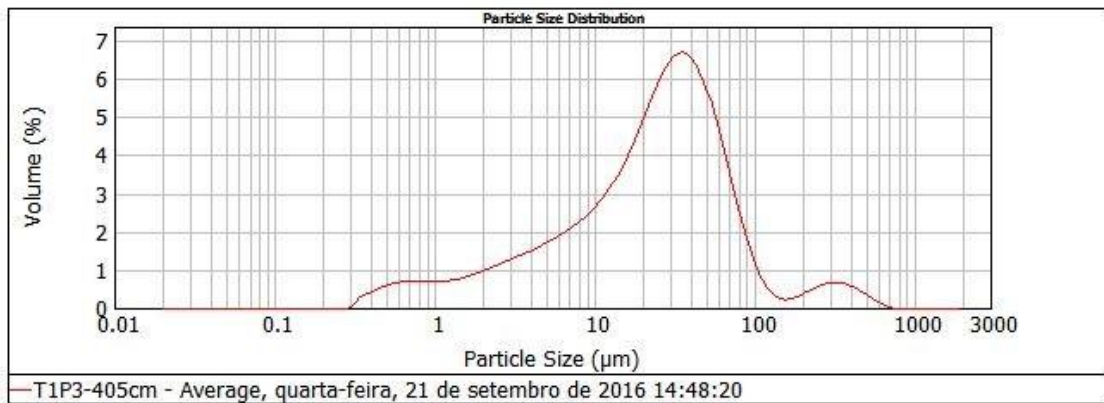


Figura 15. Composição granulométrica do perfil T1P3 a 405cm de profundidade.

5.4.3 Perfis T1P2

Nos gráficos para profundidades entre 0 e 100cm do perfil T1P2, o caráter unimodal é novamente observado (Figura 16), porém ainda apresentando uma tendência a bimodalidade. Nesta porção do perfil, partículas entre 20 μm e 800 μm são predominantes, constituindo cerca de 43% do total.

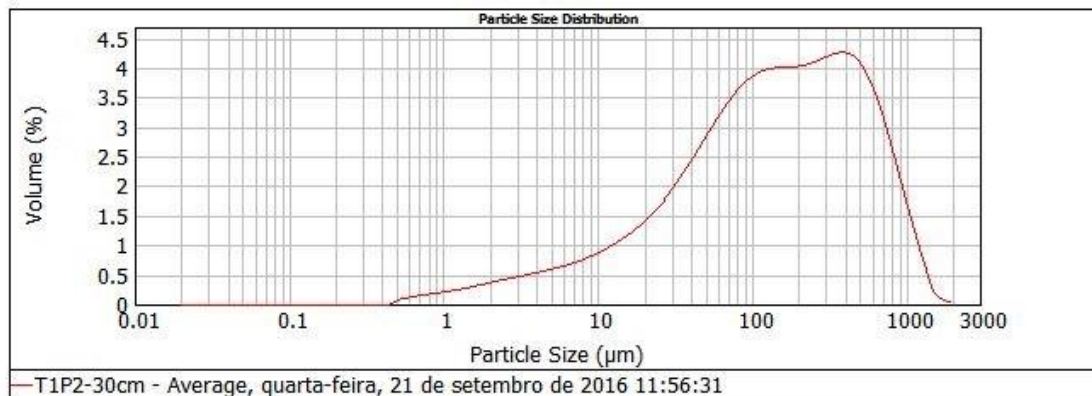


Figura 16. Composição granulométrica do perfil T1P2 a 30cm de profundidade.

Aos 170cm de profundidade, a bimodalidade começa a ser predominante, porém é apenas aos 230 cm que ela passa a ser evidente, com uma população de partículas entre 20 μm e 100 μm de diâmetro e uma segunda entre 250 μm e 700 μm (Figura 17).

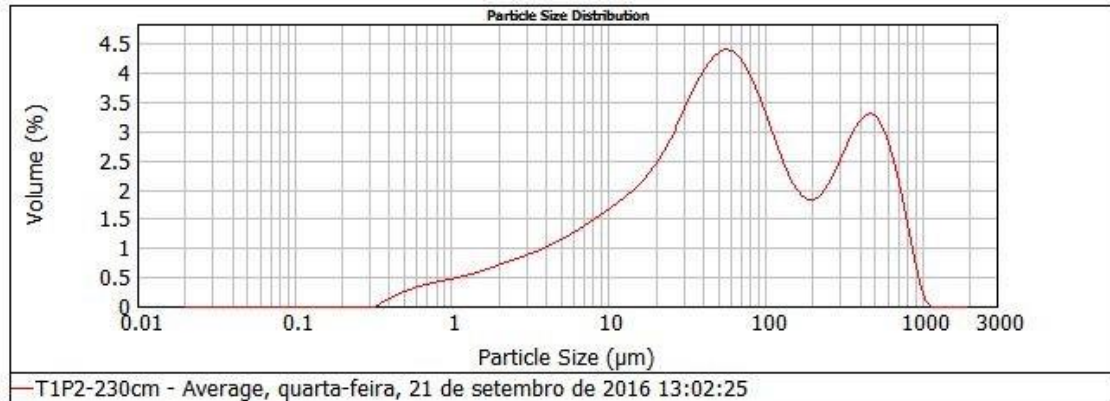


Figura 17. Composição granulométrica do perfil T1P2 a 230cm de profundidade.

Em 430cm, a concentração de partículas entre 250 μm e 700 μm (segunda população), sofre uma queda significativa (Figura 18), passando a representar apenas 10% do total, enquanto a primeira população passa a compor 60% do material analisado.

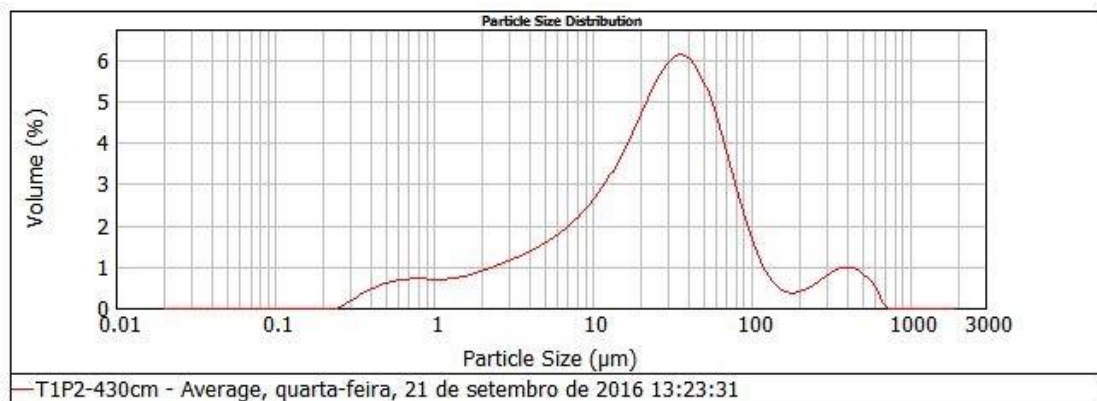


Figura 18. Composição granulométrica do perfil T1P2 a 430cm de profundidade.

5.4.4 Perfis T1P1

Em T1P1, os gráficos representativos de profundidades até 100cm possuem caráter unimodal, com partículas de dimensões entre 40 μm e 1000 μm , as quais constituem cerca de 53% do total (Figura 19).

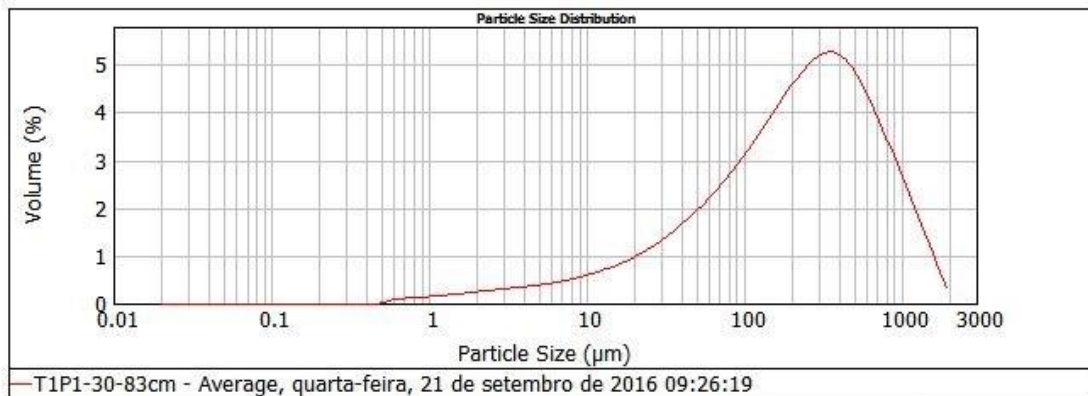


Figura 19. Composição granulométrica do perfil T1P1 a 30cm de profundidade.

Assim como nos perfis T1P4 e T1P2, os gráficos referentes ao perfil T1P1 passam a apresentar um caráter bimodal a partir de profundidades entre 100cm e 200 cm, mais especificamente a 150 cm (Figura 20). A esta profundidade, a primeira população de partículas apresenta dimensões entre 30 e 110 μm e concentração de, aproximadamente, 32,5%, enquanto que na segunda população, a concentração é de cerca de 35% e as dimensões ficam entre 110 e 1000 μm .

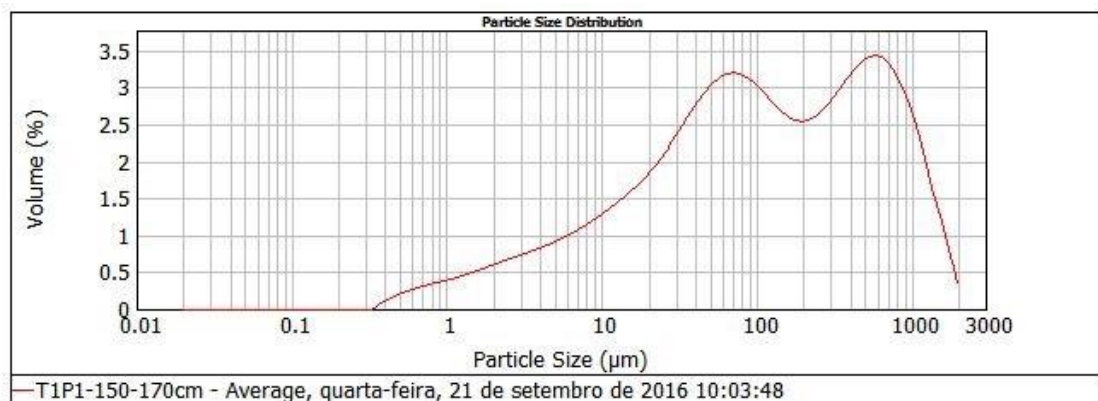


Figura 20. Composição granulométrica do perfil T1P1 a 150cm de profundidade.

O caráter bimodal permanece até profundidade de 560 cm, sendo que, a partir de 330 cm, a concentração de partículas maiores, associadas a segunda população, passa a diminuir gradativamente, chegando a compor, em profundidades de 530 cm, menos de 5% do total de partículas (Figura 21).

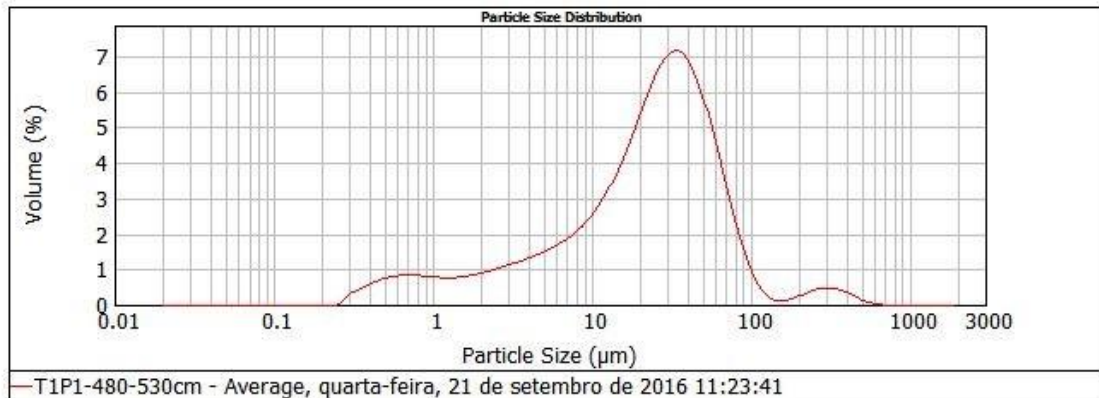


Figura 21. Composição granulométrica do perfil T1P1 a 480cm de profundidade.

Os gráficos de granulometria gerados para os quatro perfis demonstram uma alta concentração de grãos de silte (2 – 50%), o que não corrobora com as demais análises realizadas para este mesmo material, o qual demonstrou anteriormente um caráter mais argiloso. Isso pode ser explicado pela alta concentração de alumínio encontrada nas argilas da região, que faz com que estas argilas formem microagregados de alta densidade, os quais acabam não se desassociando com o uso de dispersante, fornecendo, dessa forma, uma resposta de tamanho mais próxima ao silte do que da argila, da mesma forma que ocorre nos depósitos de caulim do rio Jari no Pará (MONTES et al., 2002).

Outro ponto em comum entre os gráficos gerados para os quatro perfis encontra-se no fato de que todos eles apresentam uma tendência de diminuição no tamanho das partículas conforme ocorre um aumento na profundidade, tal fato pode estar associado a própria conformação do relevo, a qual direciona o fluxo de água, favorecendo o carreamento e a redistribuição de partículas finas no interior do solo, conforme destaca Souza et al. (2004). Outro fator que condiciona esse tipo comportamento pode estar associado à presença da alterita, que aparece em profundidade variável, segundo a classe de solo, como exemplificado no trabalho de Reis et al. (2007).

5.5 Análises Químicas para SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3

Óxidos de silício (SiO_2), alumínio (Al_2O_3) e ferro (Fe_2O_3) são compostos químicos comuns em perfis de alteração, podendo atuar como indicadores de processos de intemperismo e lixiviação. Para melhor observar a relação entre a variação das concentrações destes compostos ao longo do perfil pedogênico conforme ocorre um aumento na profundidade, foram

gerados tabelas com as concentrações de cada elemento, gráficos de dispersão e perfis de isolinhas de concentração.

5.5.1 Distribuição das Concentrações de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3

Como observado nas análises para SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 no ponto T1P1 (Tabela 1 e Figura 22), as concentrações do óxido de silício diminuem progressivamente da base para o topo do perfil, como demonstrado no perfil de isolinhas (Figura 26), estando seus maiores valores (36,9% - 39,1%) em profundidades entre 480 cm e 560 cm, e os menores (20,4%) em 200 cm e 220 cm.

As concentrações de óxido de alumínio, por sua vez, apresentam uma distribuição desigual da base para o topo do perfil, como mostrado na tabela de concentrações (Tabela 1), com uma tendência de aumento em direção ao topo. Seus maiores valores (45,1% - 45,5%) encontram-se entre 250 cm e 260 cm, 260 cm e 280 cm e 360 cm e 390 cm.

Entre os três óxidos principais, o óxido de ferro é o componente que apresenta o comportamento mais constante ao longo do perfil, com variações mínimas de cerca de 5% em todos os pontos analisado (Figuras 22, 23, 24 e 25).

Tabela 1. Concentrações de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 no ponto T1P1.

Profundidade (cm)	Concentração (%)		
	SiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃
0 - 30	27,4	39,1	8,5
30 - 83	23,6	43,3	8,5
83 - 125	23,7	44,6	8,1
150 - 170	24,1	43,9	8,1
200 - 220	20,4	39,2	8,0
250 - 260	23,9	45,1	8,1
260 - 280	24,2	45,5	8,8
290 - 310	23,0	44,8	9,1
330 - 360	24,9	44,8	8,5
360 - 390	26,2	45,5	8,4
390 - 430	29,2	42,5	7,8
430 - 450	32,7	41,7	7,2
450 - 480	34,3	40,5	6,7
480 - 530	36,8	40,6	6,7
540 - 560	39,1	39,0	5,2
Média	27,6	42,7	7,8

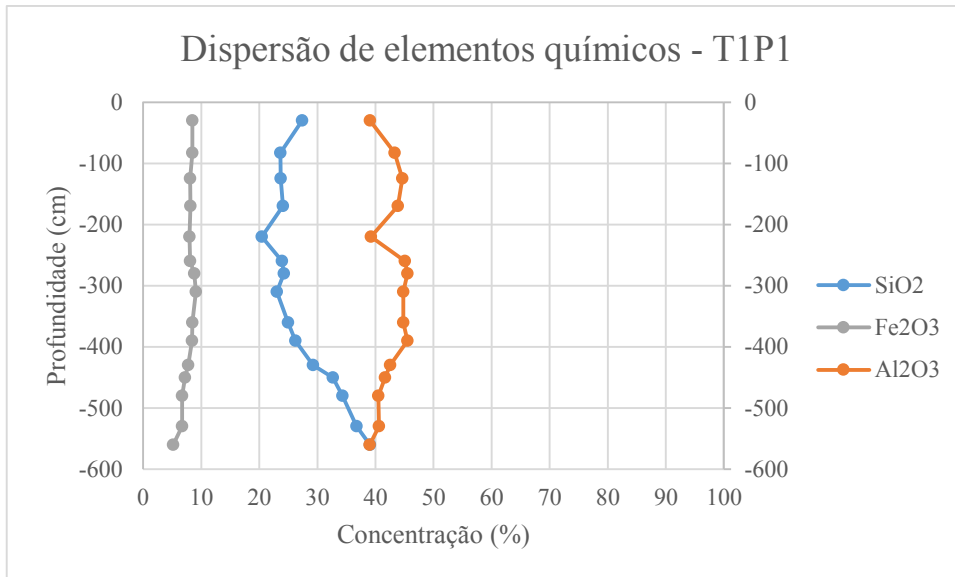


Figura 22. Gráfico de dispersão para as concentrações de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no ponto T1P1.

No ponto T1P2, o comportamento dos três óxidos é similar àquele observado no ponto T1P1 (Figura 23).

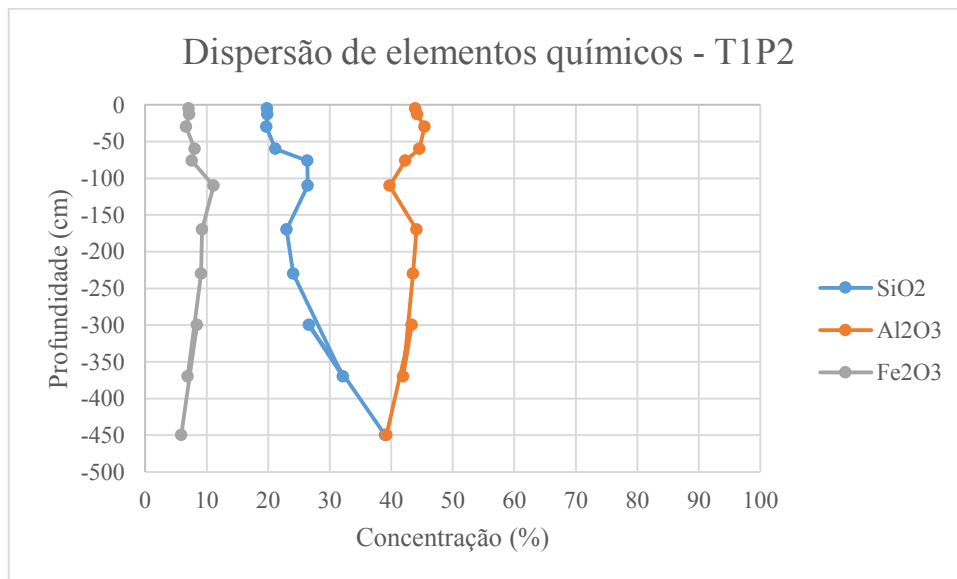
Neste ponto, o óxido de silício apresenta suas maiores concentrações (32,1% - 39%) em profundidades de base, entre 370 cm e 450 cm (Tabela 2).

O óxido de alumínio continua a apresentar o mesmo comportamento desigual com o tendência de enriquecimento em direção ao topo do perfil. Suas maiores concentrações (44,6% - 45,4%) estão em profundidades próximas à superfície (30 cm - 60 cm), enquanto que as menores (39,2%) encontram-se na base do perfil (450 cm).

O comportamento constante do ferro permanece o mesmo, porém agora é possível notar uma maior concentração (9,1% - 11,1%) desse componente em profundidades intermediárias deste perfil (110 cm - 230 cm) (Tabela 2), formando zonas de concentração mais elevada próximas à jusante (Figura 28).

Tabela 2. Concentrações de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no ponto TIP2.

Profundidade (cm)	Concentração (%)		
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
5	19,8	43,9	7,1
13	19,9	44,2	7,2
30	19,7	45,4	6,7
60	21,2	44,6	8,1
76	26,4	42,3	7,6
110	26,4	39,7	11,1
170	23,0	44,1	9,2
230	24,1	43,6	9,1
300	26,6	43,3	8,4
370	32,1	41,9	6,9
450	39,0	39,2	5,8
Média	23,2	38,9	7,1

Figura 23. Gráfico de dispersão para as concentrações de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no ponto TIP2.

No perfil TIP3, comportamentos característicos observados para os três óxidos em pontos anteriores se repetem, porém com agora com algumas particularidades em relação ao comportamento dos óxidos de silício de alumínio (Figura 24).

Nesse perfil, o óxido de silício apresenta o mesmo comportamento de diminuição em sua concentração da base para o topo do perfil, possuindo um aumento pontual (39,7 %) na profundidade de 110 cm (Tabela 3). Aqui, seus maiores valores de concentração (40,4% -

43,2%) estão em profundidades de 360 cm e 460 cm. Enquanto que os menores (20,7% - 20,9%) encontram-se muito próximos à superfície (2 cm – 8 cm).

A distribuição desigual, com tendência a um aumento em direção ao topo, do óxido de alumínio permanece. Sendo que suas maiores concentrações (48,7% - 49,1%) continuam próximas à superfície (33 cm – 45 cm).

Neste perfil, as concentrações pontuais de óxido de ferro (7,6% - 9,2%) em profundidades intermediárias (150 cm – 170 cm), gerando zonas de maior concentração (Figura 14), ainda podem ser observadas.

Um aspecto a ser observado neste perfil, ao contrário do que o ocorre em T1P1 e T1P2, as concentrações de óxidos de silício e alumínio tendem a se igualar em mais de um ponto do perfil (350 cm e 150 cm) (Figura 24) e não apenas na base da sequência, como observado nos pontos anteriores.

Tabela 3. Concentrações de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no ponto TIP3.

Profundidade (cm)	Concentração (%)		
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
2	20,7	40,0	3,8
8	20,9	44,2	3,5
20	21,7	47,4	2,6
33	22,8	48,7	3,2
45	20,7	49,1	2,4
73	23,5	48,0	2,3
80	29,3	46,3	1,5
110	39,7	35,8	2,4
150	24,3	45,0	7,6
170	23,8	44,4	9,2
210	25,9	45,9	6,2
260	28,1	44,6	6,0
300	33,7	42,7	4,5
360	40,4	39,8	3,2
405	32,1	48,4	2,9
460	43,2	38,4	2,5
Média	28,2	44,3	4,0

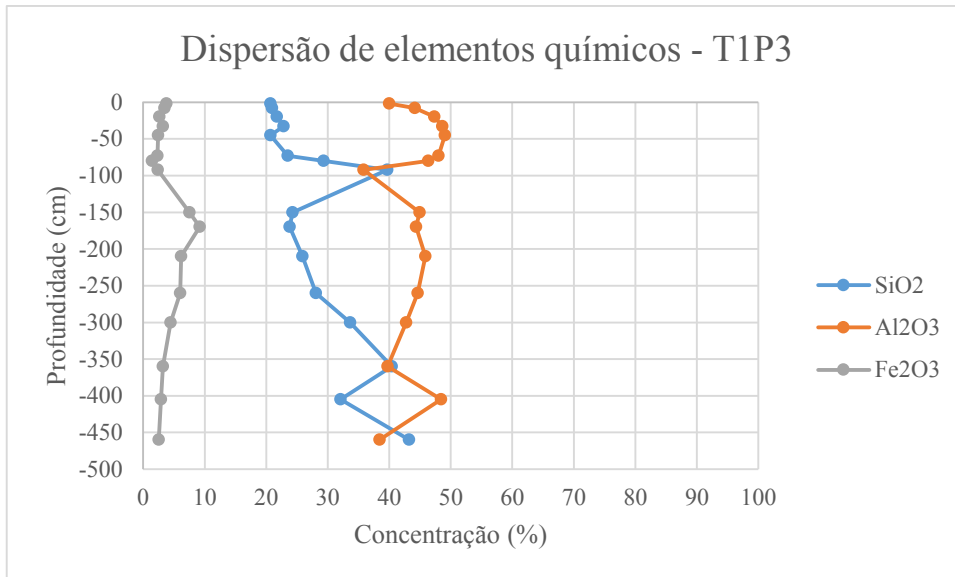


Figura 24. Gráfico de dispersão para as concentrações de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no ponto T1P3.

Por último, o ponto T1P4, repete o que foi observado nos pontos anteriores (Tabela 3). Sendo identificar apenas uma pequena alteração no comportamento do óxido de ferro.

O óxido de silício continua a apresentar o mesmo comportamento característico, tendo sua concentração sendo diminuída da base para o topo do perfil, estando seus maiores valores (42,68% - 46,67%) em profundidades entre 200 cm e 280 cm.

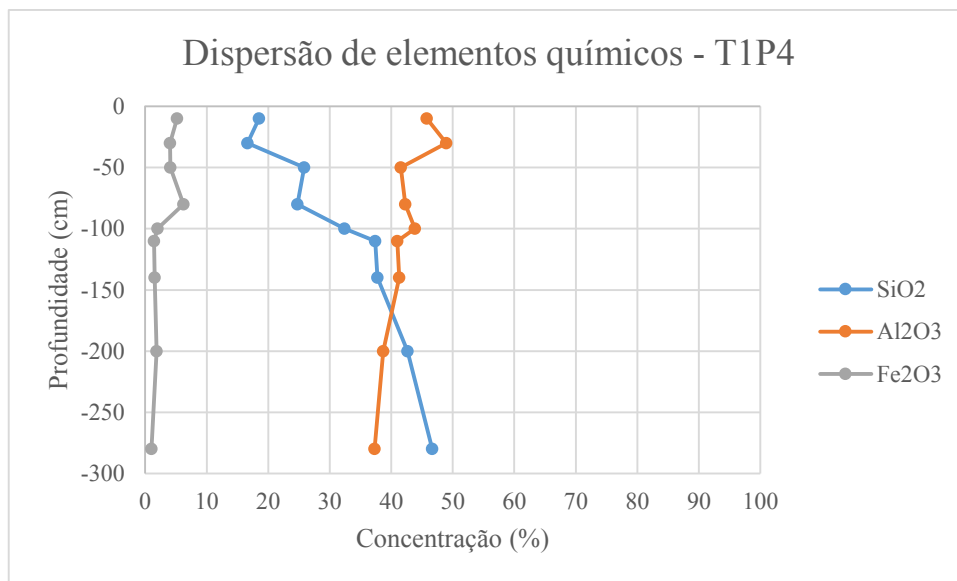
O alumínio ainda mantém sua distribuição desigual, com a tendência a um aumento em direção ao do perfil, estando suas maiores concentrações (45,77% - 48,93%) próximas a superfície, em profundidades entre 10 cm e 30 cm.

Diferentemente do padrão observado nos perfis T1P1, T1P2 e T1P3, as concentrações do óxido de silício e alumínio não possuem os mesmos valores iniciais, igualando-se apenas em profundidades entre 150 cm e 200 cm.

Neste ponto, o óxido de ferro continua a apresentar o mesmo comportamento constante observado nos perfis anteriores, porém, neste caso em particular, é possível observar, da base para o topo do perfil, uma tendência de aumento em sua concentração, a qual sai de 1,03% em profundidade de 280 cm e atinge 5,20% quando próximas a superfície (10 cm) (Tabela 4).

Tabela 4. Concentrações de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no ponto TIP4.

Profundidade (cm)	Concentração (%)		
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
10	18,51	45,77	5,20
30	16,65	48,93	4,02
50	25,83	41,54	4,11
80	24,77	42,30	6,21
100	32,43	43,87	1,99
110	37,38	41,00	1,45
140	37,74	41,28	1,55
200	42,68	38,67	1,87
280	46,67	37,29	1,03
Média	31,4	42,29	3,04

Figura 25. Gráfico de dispersão para as concentrações de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no ponto T1P4.

Como observado nas tabelas 1, 2, 3 e 4 e nos gráficos (Figuras 22, 23, 24 e 25) os óxidos de silício e o alumínio, apresentam um comportamento característico ao longo da evolução do perfil, estando a concentração de ambos os elementos diretamente relacionadas.

A concentração de ambos os elementos varia em altas taxas conforme ocorre um aumento na profundidade, estando essa variação em intervalos de 16 – 47% para o silício e 38 – 50% para o alumínio, em profundidades que variam de 50 cm até 450 cm.

Esse comportamento pode estar relacionado ao ambiente de formação, uma vez que este apresenta baixo pH, o que acelera os processos de intemperismo químico e, conseqüentemente, a mobilidade e a lixiviação da sílica para fora do sistema.

A concentração do óxido de ferro (Fe_2O_3) é relativamente constante ao longo de todo o perfil, possuindo variações mínimas (entre 1% e 11%), quando comparado aos óxidos de sílica (SiO_2) e alumínio (Al_2O_3), estando suas maiores concentrações localizadas em profundidades mais rasas, em um intervalo entre 50 a 160 cm.

Apesar do ferro permanecer muito menos móvel do que o alumínio e silício no perfil de alteração, pequenas frações do mesmo estão envolvidas em processos de dissolução e recristalização (FRITSCH et al., 2007).

A baixa taxa de variação do ferro ao longo do perfil pode ser explicada por uma possível conversão da hematita (Fe_2O_3), precipitada durante as fases iniciais de intemperismo, em goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$), devido a entrada de mais água no sistema, o que acarreta um desequilíbrio na estrutura da hematita, a qual acaba por incorporar uma hidroxila.

Por fim, o fato das maiores taxas de concentração de ferro estarem em profundidades mais rasas pode estar relacionado à formação das crostas ferruginosas superficiais observadas em campo, uma vez que a acumulação, dissolução parcial e neoformação de óxidos de ferro podem levar ao desenvolvimento de uma variedade de aspectos texturais (pisólitos, nódulos, vazios vermiformes) e a substituição de outros minerais, principalmente a caulinita (BUTT, LINTERN & ANAND, 2000).

Nessas couraças, formadas a partir de rochas ricas em quartzo, são encontradas elevadas concentrações de caulinita e hematita, juntamente a uma queda nas concentrações de silício, indicando que nestas situações o enriquecimento de caulinita permite o enriquecimento em hematita (BOEGLIN & MAZALTARIM, 1989).

5.5.2 Perfis de Isolinas de Concentração para SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3

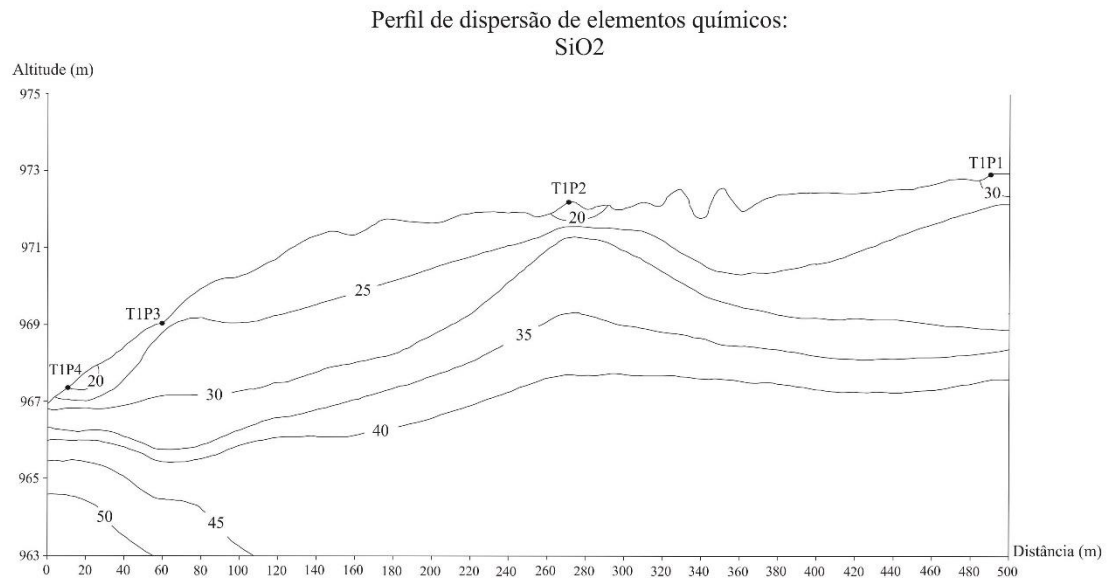


Figura 26. Perfil de isolinhas de concentração para SiO_2 .

No perfil de isolinhas gerado para o silício (Figura 26), é possível observar que as concentrações de silício diminuem de forma gradual do base para o topo do perfil, exemplificado pelas isolinhas de concentração que variam de 50%, em profundidades próximas à 460 cm, até isolinhas de 20%, em porções mais superficiais (2 – 30 cm).

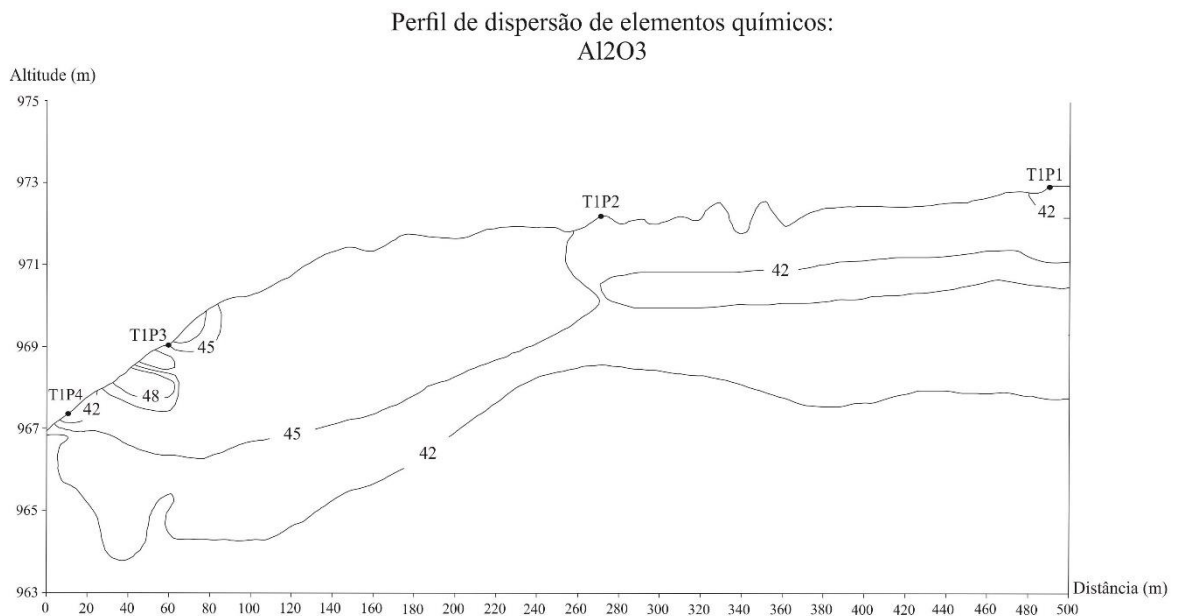


Figura 27. Perfil de isolinhas de concentração para Al_2O_3 .

Como é possível observar no perfil de distribuição do alumínio (Figura 27), esse elemento apresenta uma dispersão irregular, apresentando uma tendência de aumento de concentração da base para o topo perfil, mais especificamente em porções mais superficiais dos pontos T1P4 e T1P3, como indicado pelas isolinhas de 45 e 48%.

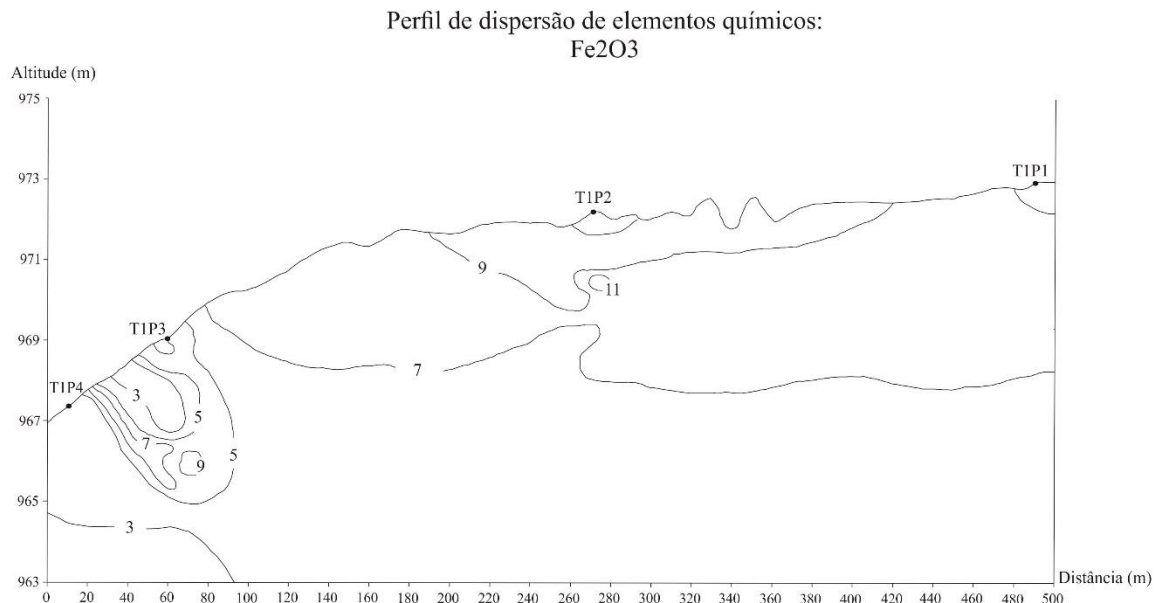


Figura 28. Perfil de isolinhas de concentração para Fe₂O₃.

Ao contrário do que é observado para as concentrações de silício (Figura 26), os perfis de isolinhas para o alumínio e para o ferro (Figuras 27 e 28) mostram que as concentrações de ambos os elementos aumentam da base para o topo do perfil, porém não de forma contínua. Sendo este aumento gradual, formando bolsões de menores concentrações para ambos os elementos, em porções próximas à superfície, como mostram as isolinhas de 3 para o ferro e de 42 para o alumínio.

Possíveis explicações para o comportamento destes componentes ao longo do perfil de alteração são encontradas nos trabalhos de Rosolen (2000) e Kronenberg & Melfi (1987), os quais serviram de base para a interpretação dos perfis de isolinhas.

Uma possível explicação para esse fato está relacionada ao aumento na concentração de matéria orgânica, comum em porções superficiais de perfis de alteração em regiões de clima tropical (ROSOLEN, 2000).

Outro fator que possibilita o aumento da concentração relativa de alumínio no perfil é retirada de sílica do sistema por processos de intemperismo químico em porções mais superficiais do terreno.

Ao contrário do que é apresentado no trabalho de Rosolen (2000), as concentrações de alumínio, no perfil estudado, não apresentam relação direta com o aumento da fração argila, ou seja, a concentração deste elemento pode não estar relacionado com processos de enriquecimento ligado à dissolução de argilas.

Outro ponto observado é o formato das isolinhas de concentração que, para o silício, apresentam-se contínuas ao longo toda a extensão do perfil, ao passo que as isolinhas de concentração do alumínio e do ferro tendem a adotar formas mais sinuosas e não – contínuas, o que pode evidenciar uma heterogeneidade na dispersão desses elementos no perfil.

Contudo, de maneira geral, as maiores concentrações (isolinhas de 48 e 9) desses dois elementos aparecem em profundidades de, no máximo, 250 cm para o alumínio e 110 cm para o ferro.

Uma particularidade do ferro é que este, por sua vez, tende a formar grandes concentrações pontuais dentro do perfil, como poder ser observado nos pontos com isolinhas de 9 e 11.

Uma explicação para esse fenômeno também é sugerida no trabalho de Kronenberg & Melfi (1987), onde estes propõem que o intemperismo químico e a lixiviação de bases (MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O) e sílica durante longos períodos de tempo geológico resultam em materiais ricos em caulinita, óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, o que explicaria as altas concentrações destes elementos em profundidades mais rasas, onde a ação do intemperismo químico e da lixiviação é mais atuante.

5.6 Análises Petrográficas

5.6.1 Lâminas – Perfil TIP4

De maneira geral, as lâminas de argila branca apresentam uma mineralogia constituída, por grãos de quartzo, majoritariamente, rutilo e cianita, inseridos em uma matriz caulínica de coloração marrom clara, originada da alteração química grãos de feldspato pré – existentes.

Os grãos de quartzo são arredondados a subarredondados, angulosos a subangulosos, com diâmetros entre 0,3 mm e 1,1 mm, correspondendo a cerca de 2% a 5% das lâminas (Figura 29).

Dentre os demais minerais primários, foram identificados grãos isolados de rutilo (mineral amarelado de baixa birrefringência), turmalina e cianita

Sombras de minerais fantasmas também são observadas por todo perfil. Essas estruturas correspondem a minerais primários, provavelmente feldspatos, já transformados em argilominerais (caulinita), e que tiveram seu formato original preservado dentro da matriz.

Na argila aluminosa, localmente, a cor do plasma é marrom avermelhada clara, com pontos de coloração mais escura, os quais indicam áreas de concentração ferruginosa.

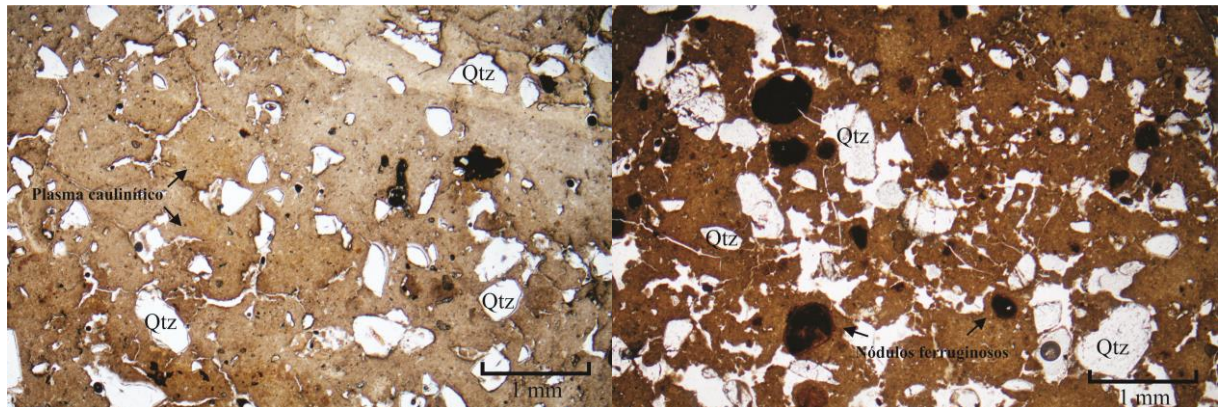


Figura 29. A - Imagem da lâmina T1P4 mostrando o aspecto geral dos cristais de quartzo no perfil; B - Cristais de quartzo juntamente a nódulos ferruginoso em porções mais superficiais do perfil T1P2.

5.6.2 Lâminas – Perfil T1P3

O perfil T1P3 é marcado pela presença de grãos de quartzo pouco angulosos e com baixo a alto grau de esfericidade, com diâmetros que vão de 0,09 mm até 1,1 mm, inseridos em uma matriz (caulinítica) de coloração marrom avermelhado. Estes mesmo grãos, a partir de 44 cm de profundidade, começam a perder sua estrutura, passando a apresentar traços de dissolução, como contatos amorfos.

Uma mudança marcante na passagem das lâminas do perfil T1P4 para as do perfil T1P3 está na alta concentração de núcleos ferruginosos de coloração marrom escuro avermelhado e diâmetros de até 2,2 mm, neste último.

Grãos primários de rutilo e cianita podem ser observados de forma pontual ao longo de todo o perfil, apresentando – se na forma de grãos isolados. O rutilo está sob forma de grãos angulosos e pouco esféricos, com coloração amarelada, alto grau de faturamento e diâmetros próximos a 0,2 mm (Figura 30).

A cianita mostra-se presente ao longo de todo perfil, de forma relativamente constante, apresentando características similares às dos grãos de quartzo, distinguindo-se desses pelo alto grau de fraturamento e clivagem característica em “escada” (Figura 30).

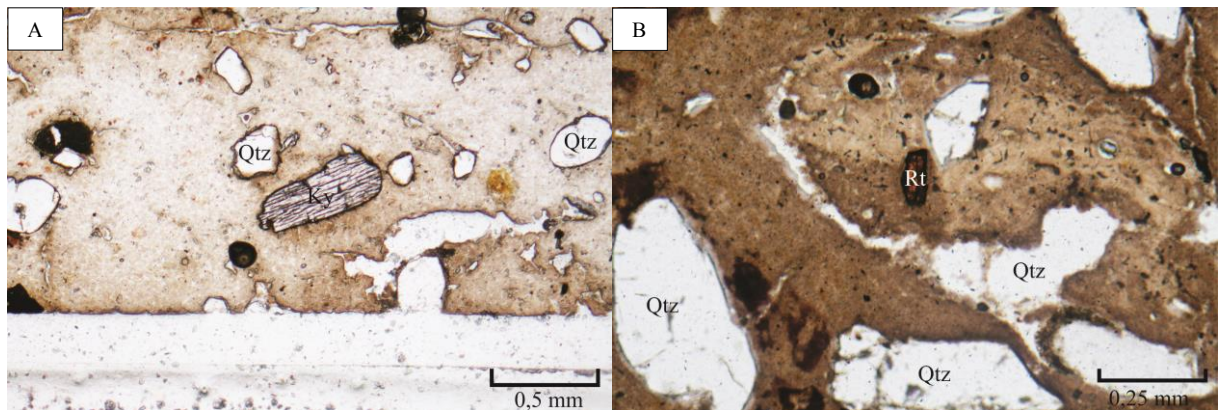


Figura 30. **A** - Cristal de cianita com clivagem característica em lâmina do perfil T1P3; **B** - Destaque do cristal de rutilo em lâmina do perfil T1P3.

5.6.3 Lâminas – Perfil T1P2

As lâminas do perfil T1P2 apresentam, mineralogicamente, quartzo, rutilo, cianita e turmalina, envolvidos por matriz caulínica de coloração marrom avermelhado. Sendo o quartzo o principal mineral constituinte.

Dentre os minerais observados, a turmalina é o que apresenta menor frequência ao longo do perfil, estando presente apenas em maiores profundidades (79 cm – 90 cm). Grãos similares aos de turmalina são observados em menores profundidades, porém não foi possível distinguir se se tratavam de grãos de turmalina propriamente dita ou cristais de rutilo já sob processo de alteração.

Os cristais de quartzo são subangulosos e apresentam esfericidade moderada, tendo seus diâmetros variando entre 0,09 mm e 1mm.

A cianita, por sua vez, apresenta hábito granular, com birrefringência moderada e alto grau de fraturamento.

Nódulos ferruginosos, com diâmetros que variam entre 1 mm (na base) e 0,07 mm (ao topo), são observados ao longo de todo o perfil (Figura 31), sendo que sua concentração diminui gradativamente da base para o topo do perfil, fazendo com que a matriz a caulínica perca sua coloração marrom avermelhada característica e passe a apresentar uma tonalidade marrom escuro, a partir dos 33 cm de profundidade. A gênese dos nódulos ferruginosos pode estar associada à uma forte acumulação secundária de caulinita nos macrovazios de rochas quartzosas e consecutiva acumulação de óxidos de ferro, paragênese comum em rochas alteradas em meio tropical úmido (TARDY, 1993)

O cristais de rutilo, por sua vez, apresentam hábito granular e fraco pleocroísmo amarelo/marrom claro, estando presentes desde porções mais profundas do perfil até porções mais rasas.

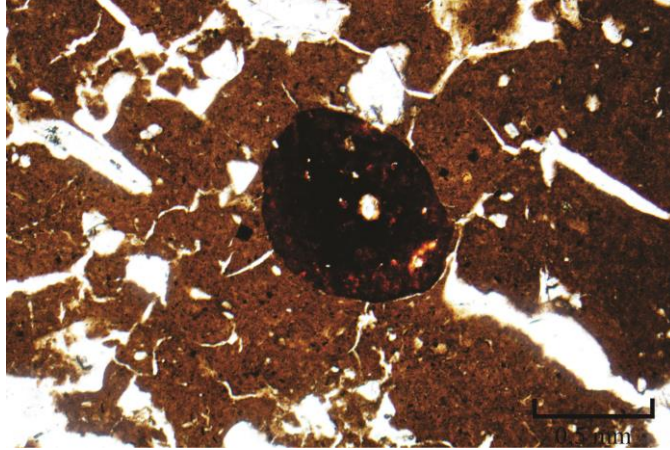


Figura 31. Nódulo ferruginoso em lâmina do perfil T1P2. Tais nódulos são feições recorrentes nos quatro perfis estudados.

5.6.4 Lâminas – Perfil T1P1

O perfil T1P1 marca o ponto mais elevado da sequência estudada, suas lâminas, assim como nas demais, apresentam, de maneira geral, grãos de quartzo imersos em uma matriz caulínica de coloração marrom claro.

Nesta porção da sequência, o quartzo apresenta-se como principal mineral constituinte das lâminas, seus cristais apresentam dimensões entre 0,05 mm a 1,5 mm, microfraturas e bordas de dissolução decorrentes dos processos de alteração, conforme nos aproximamos do topo do perfil.

Nódulos ferruginosos de coloração marrom avermelhado se fazem presentes, porém em concentrações muito inferiores, se comparadas com as lâminas dos perfis anteriores. Ainda neste perfil, esses mesmos nódulos, vão desaparecendo ou passam a apresentar feições de dissolução conforme ocorre uma diminuição na profundidade.

Em relação à concentração de minerais primários, estes apresentam uma concentração muito inferior quando comparada as demais porções do perfil, estando reduzidos a apenas alguns poucos cristais de rutilo e cianita.

5.6.5 Relação entre os Minerais Primários e a Fonte dos Sedimentos

Tendo como base os dados apresentados pelas análises químicas e petrográficas, os minerais primários encontrados ao longo dos quatro perfis estudados indicam que os sedimentos constituintes dos mesmos possuem, provavelmente, uma mesma fonte de origem, a qual, baseada na mineralogia primária encontrada nos sedimentos, pode estar relacionada às rochas do Grupo Araxá, característico de regiões de Goiás e do Triângulo Mineiro.

Trabalhos de Barbosa et al. (1970) restringiram o significado de “Grupo Araxá” para xistos micáceos com granada, rutilo, zircão, turmalina, cianita e estauroлита, intercalados por quartzitos, por vezes ferríferos, e anfíbolitos. Porém, trabalhos recentes de Seer et al. e Navarro et al. (2000, 2013, 2014), definem as rochas do Grupo Araxá como uma sequência de metassedimentos, contendo intercalações de rochas metaultramáficas, metamáficas e corpos graníticos associados, ricos em plagioclásio, granada, cianita e estauroлита, tendo rutilo e ilmenita como principais óxidos associados.

Como apresentado nos trabalhos previamente citados, os minerais constituintes das rochas do Grupo Araxá correspondem a aqueles observados nos sedimentos estudados neste trabalho. O que, por sua vez, pode indicar uma correlação direta entre essas rochas e os sedimentos que compõe os solos da região do Triângulo Mineiro, evidenciando um sistema de deposição que pode ser tanto autóctone quanto alóctone, uma vez que as rochas do Grupo Araxá se estendem desde o sudoeste de Minas Gerais até a porção central do Estado de Goiás.

6. Conclusão

A história evolutiva das chapadas sedimentares do Triângulo Mineiro encontra-se associada a longos eventos de erosão que, associados a um clima condicionado por alternâncias entre estações secas e úmidas, responsável por desempenhar um papel fundamental como condicionante para a acumulação mineral, e à uma topografia marcada por um longo processo de evolução ao longo da história geológica, foram responsáveis por moldar as paisagens que hoje dão forma a todo planalto central brasileiro. Na região do Triângulo mineiro, essas chapadas são sustentadas pelos arenitos da Formação Marília, ainda pouco estudo em termos de sua granulometria, geoquímica e área fonte.

As análises granulométricas realizadas sob os sedimentos dessa formação evidenciaram uma heterogeneidade em relação à disposição espacial de suas granulometrias, as quais apresentam uma leve tendência de diminuição conforme aumenta a profundidade. Tal

heterogeneidade mostrou-se não estar relacionada à discordâncias, sejam elas sedimentares, estruturais ou de caráter litológico, o que, por sua vez, pode indicar que a distribuição destas partículas provavelmente esteja mais intimamente relacionada a processos de redistribuição hidromórfica condicionados pela própria topografia do perfil.

Em relação à geoquímica dos perfis estudados, mais especificamente em relação ao comportamento dos óxidos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3), está apresenta-se condicionada por processos de intemperismo químico atuantes sobre o perfil como a lixiviação de base (MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O), aumento do pH, remobilização da sílica e também a um aumento na concentração de matéria orgânica em superfície.

Do ponto de vista mineralógico, as análises petrográficas sugerem que, com base na mineralogia primária remanescente, os sedimentos da Formação Marília podem ter sua fonte associada as rochas metassedimentares do Grupo Araxá presentes na região. Outro ponto observado fica por conta da uniformidade dos cristais de quartzo, seja em relação à sua forma ou às suas concentrações, ao longo de toda extensão lateral dos perfis, exibindo apenas algumas diferenças de caráter morfológico devido a diferenças de profundidade.

Tendo em vista as análises realizadas, foi possível inferir que os fatores que controlam a dinâmica desses perfis estão relacionados a fatores intempéricos, hidromórficos e topográficos, não havendo evidências claras em relação ao papel desempenhado por discordâncias na dinâmica destes perfis, sejam elas estruturais ou sedimentares.

O estudo da distribuição granulométrica e dos aspectos geoquímicos e mineralógicos de perfis de alteração encontrados em meio tropical auxilia em um maior entendimento em relação às condicionantes responsáveis pela formação e evolução dos mesmos, além de contribuir no aprofundamento dos conhecimentos acerca dos aspectos geológicos e ambientais relacionados ao intemperismo e evolução dos solos em regiões tropicais. Ademais, a avaliação dos parâmetros granulométricos e mineralógicos é de fundamental importância para avaliar formações produzidas pela ação do intemperismo ou induzidas por descontinuidades nos níveis sedimentares.

7. Referências Bibliográficas

AB'SÁBER, A. N. Contribuição à geomorfologia da área dos cerrados. Universidade de Sao Paulo, 1963.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.C.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. Geologia da região do Triângulo Mineiro. 1970. 140p. Boletim 136 - DNPM/DFPM, Rio de Janeiro.

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. 1984. 191 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro.

BARCELOS, J. H.; SUGUIO, K.; GODOY, A. M.; HIRATA, R. A.; CONTIJO, R. C. Aspectos Litoestratigráficos da Formação Uberaba, Cretácea da Bacia do Paraná. 1987. v. 5/6, 3142. Geociências.

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

BATEZELLI, A; GOMES, N. S; DE JESUS PERINOTTO, J. A. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). 2007 v. 35, n. 3, p. 311-322 - Brazilian Journal of Geology.

BEAUVAIS, A. Ferricrete biochemical degradation on the rainforest–savannas boundary of Central African Republic. 2009. 150, p. 379 – 388. Geoderma.

BOEGLIN, J.L., MAZALTARIM, D. Géochimie, degrés d'évolution et lithodépendance des cuirassés ferrugineux de la région de Gaoua au Burkina-Faso. 1989. 42, p 27-44. Sci. Géol. Bull, Strasbourg.

BORTOLUZZI, E.C.; PERNES, M.; TESSIER, D. Mineralogia de partículas envolvidas na formação de gradiente textural em um Argissolo subtropical. 2008. v.32, n.3, p. 997-1007. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa.

BUTT C. R. M., LINTERN M. J. & ANAND R. R. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain - implications for geochemical exploration. 2000. 16, p 167-183. *Ore Geology Reviews*.

COELHO, C V. Avaliação do Enriquecimento Aluminoso em Perfil Laterítico Desferruginizado na Chapada Sedimentar do Triângulo Mineiro e Potencial Econômico. 2014. 48f. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro.

D. DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E. A.; DE CASTRO J. C.; MARANHÃO, M. D. S. A. S.; SUÁREZ, J. M.; RODRIGUES R. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. 2001. v. 20, n. 1, p. 245-304. *Revue de Paléobiologie*.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solos. 1997. 212. Rio de Janeiro.

FERNANDES L.A. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). 1998. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M. Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). 2000. v. 30 n.o 4, p. 717-728. *Revista Brasileira de Geociências*,

FERNANDES, L. A. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1: 1.000. 000. 2004. 55. *Boletim Paranaense de Geociências*.

FERNANDES, A.J.; MELLO, C.L. Coberturas cenozóicas e estruturas deformadoras na Depressão Periférica Paulista, Campinas, São Paulo. 2004. 25:49-66. *Revista do Instituto Geológico*.

FRITSCH, E.; HERBILLON, A. J.; NASCIMENTO, N. R. GRIMALDI, M.; MELFI, A.J.. From Plinthic Acrisols to Plintosols and Gleysols: iron and groundwater dynamics in the tertiary sediments of the upper Amazon basin. *European Journal of Soil Science*, 2007, vol. 58: 9891006.

GRIMALDI, C.; FRITSCH, E.; BOULET, R. Composition chimique des eaux de nappe et évolution d'un matériau ferrallitique en présence du système muscovite-kaolinite-quartz. 1994. t. 319, ser. II, p. 1383-9C. R. Acad. Sci., Paris.

INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION - I.S.S.C. Unconformity bounded stratigraphic units. 1987. v.98 (2), p 232-237. Geol. Soc. Am. Bull., Boulder

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. 1956. 2, ano XVIII, pp. 147-265. Rev. Bras. Geogr.

KRONBERG, B. I.; MELFI, A. J. The geochemical evolution of lateritic terranes. Zeitschrift fur Geomorphologie, 1987, 64: 25-32.

LAVEUF, C.; CORNU S. A Review on the potentiality of rare Earth elements to trace pedogenetic processes. 2009. v. 154, p. 1-12. Geoderma.

McKAY, L. D.; DRIESE, S. G.; SMITH, K. H. & VEPRASKAS, M. J. Hydrogeology and pedology of saprolite formed from sedimentary rock, eastern Tennessee, USA. 2005. 126:27-45, Geoderma.

MONTES, C. R., MELFI, A. J., CARVALHO, A., VIEIRA-COELHO, A. C., FORMOSO, M. L. L. Genesis, mineralogy and geochemistry of kaolin deposits of the Jari River, Amapá State, Brazil. 2002. v. 50, n. 4, 494-503. Clays and Clay Minerals.

NAVARRO G. R. B., ZANARDO A., CONCEIÇÃO F. T. O Grupo Araxá na Região Sul-Sudoeste do Estado de Goiás. 2013. 13(2):5-28. Revista Geologia-USP, Série Científica.

NAVARRO G. R. B., ZANARDO, A., CONCEIÇÃO, F. T. Ortognaisses peraluminosos associados ao Grupo Araxá na região de Mairipotaba-Prof. Jamil Safady, Goiás. 2014. v 44, n. 2, p. 235-248. Brazilian Journal of Geology. Sociedade Brasileira de Geologia.

PESSENDA, L. C. R, BOULET, R., ARAVENA, R., ROSOLEN, V., GOUVEIA, S. E. M, RIBEIRO, A. S., LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a Forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. 2001. 11(2): 250-254. The Holocene.

QUEIROZ, A. T. Análise e avaliação da demanda e da disponibilidade hídrica nos alto e médio curso do Rio Uberabinha e o abastecimento público em Uberlândia (MG). 2012. 137 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geografia, UFU, Uberlândia.

REIS, M. S.; FERNANDES, A. R.; GRIMALDI, C.; SARRAZIN, M.; GRIMALDI, M. Variação da composição granulométrica e orgânica do solo em uma topossequência da microrregião de Marabá-PA. 2007. v. 2, n. 3, p. 33-44. Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi Cienc. Nat., Belém.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. 1997. v. 27, n. 2, p. 153-162. Revista Brasileira de Geociências,

ROSOLEN, V. S. Transformação de uma cobertura laterítica por hidromorfia: estudo de uma topossequência da Amazônia brasileira (Humaitá-AM). 2000. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SALGADO, L. M. L. Late Quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. 1997. v. 12, n. 5, p. 371 – 379. Journal of Quaternary. Science.

SEER, H. J. O Grupo Ibiá na sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado a evolução de arcos magmáticos. 2000. 30(4): 737- 744. Revista Brasileira de Geociências.

SILVA, F. P.; KIANG, E.; CHANG, H.; CAETANO-CHANG, M. R. Perfis de Referência do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo.

SOUZA, Z. M. Influência da pedofoma na variabilidade espacial de alguns atributos físicos e hídricos de um Latossolo sob cultivo de cana-de-açúcar. 2004. v. 09, n. 01, p. 1-11. Irriga.

SUGUIO K. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro). 1999. 366p. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas.

SUGUIO, K. Geologia Sedimentar. 2003. São Paulo: Edgard Blücher. v. 01. 400 p.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. 1997. v. 27, n. 2, p. 153-162. Revista Brasileira de Geociências.

TARDY, Y. Pétrologie des laterites et des sols tropicaux. Masson, Paris, 1993, 459p.

TAVARES, Roberto et al. Levantamento da Geologia da Bacia Bauru (Cretáceo Superior) na Região Pontal do Triângulo Mineiro, Minas Gerais. *Horizonte Científico*, v. 6, n. 1, 2012.

ROSOLEN, V. Transformação de uma cobertura laterítica por hidromorfia: estudo de uma toposseqüência da Amazônia brasileira (Humaitá-AM). 2000. 201pp. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ROSOLEN, V.; LAMOTTE, M.; BOULET, R.; TRICHET, J.; ROUER, O.; MELFI, A.J. Genesis of a mottled horizon by Fe-depletion within a laterite cover in the Amazon Basin. 2002. vol. 334, pp. 187-195. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences. Série Geoscience*,

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. 1994. v.3, p. 262-264. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Balneário Camboriu, Santa Catarina.

SILVA, R. B. de, ETCHEBEHERE, M. L. de C., SAAD, A. R. Groundwater Calcretes: Uma Interpretação Alternativa para os Calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro. 1994. p. 85-90. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Boletim... Brasil, Rio Claro.

VALADÃO, R.C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. 2009. 10, 2:77-90. *Revista Brasileira de Geomorfologia*.

VELBEL, M.A. Mechanisms of saprolitization, isovolumetric weathering and pseudomorphous replacement during rock weathering: a review. 1990. p.17-18. In: International Symposium of Geochemistry of the Earth's Surface and Mineral Formation, 2. Aix en Provence, Proceedings.

WERNECK, F.P. The diversification of eastern South American open vegetation biomes: Historical biogeography and perspectives. 2011. v. 30, 1630–1648. *Quat Sci Ver*.

WHITE, A. R. Determining mineral weathering rates based on solid and solute weathering gradients and velocities: application to biotite weathering in saprolites. 2002. v. 190, p. 69-89. *Chemical Geology*.

