

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MINERALOGIA E PETROLOGIA

Tese de Doutorado

**PETROGRAFIA, MINERALOGIA E
GEOMORFOLOGIA DE REGÓLITOS
LATERÍTICOS NO DISTRITO FEDERAL**

ÉDER DE SOUZA MARTINS

Brasília – 2000

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MINERALOGIA E PETROLOGIA

Tese de Doutorado

**PETROGRAFIA, MINERALOGIA E
GEOMORFOLOGIA DE REGÓLITOS
LATERÍTICOS NO DISTRITO FEDERAL**

ÉDER DE SOUZA MARTINS

Orientador:

PROF. DR. JOSÉ CARLOS GASPAR

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Basile Kotschoubey

Prof.a. Dra. Sônia Maria Barros de Oliveira

Prof. Dr. Marcel Auguste Dardenne

Prof.a. Dra. Maria Leonor Lopes Assad

Brasília - 2000

Ofereço esta Tese à Maria Helena, Igor e Beatriz

Agradecimentos

O autor agradece a todas as pessoas e instituições que contribuíram com sua formação acadêmica, que culminou nesta Tese. Em especial, o autor agradece a:

- *Prof. Dimas Dias Brito*, por sua amizade e por incentivar o estudo de geologia a vinte anos atrás;
- *Altamiro Gonçalves*, por sua amizade e por incentivar o estudo de lateritos a quinze anos atrás;
- *Prof. Bhaskara Rao Adussumilli*, pelos ensinamentos iniciais em estudos científicos de lateritos, numa época que este tema não era fundamental ao então Departamento de Geologia e pelo seu incentivo, sempre sem limites;
- *Prof. Othon Henry Leonardos*, por sua amizade e por despertar a análise dos fatos por meio de processos e pelo convite constante à criatividade, sua característica mais marcante;
- *Prof. José Carlos Gaspar*, por sua amizade e por viabilizar esta Tese em todos os aspectos, na orientação científica, na adequação da infra-estrutura necessária, na sua compreensão dos aspectos humanos, na clareza e objetividade e na convivência harmoniosa e produtiva destes cinco anos;
- *Profa. Maria Léa Salgado-Labouriau*, por sua contribuição fundamental nas discussões sobre o paleoclima durante o Quaternário na região, em especial na revisão do capítulo IV;
- *Andria Carneiro Vieira, Wisley Moreira Farias e Érica Gonçalves Gravina*, bolsistas e amigos destes cinco anos, que já alçaram vôos próprios, ao empenho fundamental que culminou com o desenvolvimento desta Tese;
- *Benedito José Martins e Neli Gonçalves de Souza Martins*, pais que souberam incentivar o filho por vários caminhos, às vezes tortuosos, mesmo de longe, emanando o amor que não tem limite;
- *Maria Helena da Silva Martins, Igor da Silva Martins e Beatriz Silva Martins*, esposa e filhos, que suportaram estes cinco anos com muito amor, carinho e compreensão;
- *Eduardo de Souza Martins*, irmão que abriu os caminhos da terra *brasiliensis*, dando incentivo, liberdade e oportunidade de alcançar este estágio;
- *Iracema Maria Gonzales*, cunhada e irmã de coração, que apoiou em todas as circunstâncias nos últimos dezessete anos de convivência;
- *Edson de Souza Martins, Eliana de Souza Martins, Elisete de Souza Martins e Ednei de Souza Martins*, irmãos que apoiaram com muito carinho durante todo o tempo, mesmo a distância;
- *Rogério Silva Oliveira*, aos desvãos e discussões proveitosas durante estes quinze anos de amizade;
- *Antônio Serradela Carvalho*, irmão de coração nas diversas viagens e aventuras;
- *Fabício Bueno da Fonseca Cardoso*, amigo fundamental nos momentos cruciais desta Tese, contribuindo nas diversas etapas, dos estudos de campo, de laboratório, discussões, confecções de figuras e revisão do texto;
- *Michel Brossard*, amigo que contribuiu com seu conhecimento pedológico e disponibilizando sua biblioteca, fundamental nas discussões empreendidas no decorrer do texto da Tese;
- *Osmar Abílio de Carvalho Jr.*, aos sonhos ilimitados e diversas discussões e contribuições ao desenvolvimento desta Tese, em especial pela co-autoria do capítulo II, sobre Geomorfologia, que esse amigo compartilhou seu conhecimento de SIG e de geomorfologia ao trabalho;
- *Gustavo Macedo de Mello Baptista*, amigo solidário em vários momentos difíceis, que compartilhou seu conhecimento em geomorfologia e SIG na co-autoria do capítulo II;
- *Eduardo Delgado Assad*, amigo e chefe, à confiança e ao incentivo profissional depositados, a sua busca de grandes desafios e de soluções viáveis;
- *Maria Leonor Lopes Assad*, amiga que contribuiu com seu apoio em diversos momentos difíceis, nas discussões, em aceitar participar da banca examinadora, pela paciência em receber o volume da Tese e pelas importantes contribuições;

- *Basile Kotschoubey*, por participar da banca examinadora e pela paciência em receber o volume da Tese, depois de tantos adiamentos;
- *Sonia Maria Barros de Oliveira*, por participar da banca examinadora e pela paciência em receber o volume da Tese, depois de tantos adiamentos;
- *Marcel Auguste Dardenne*, pela sinceridade nas diversas discussões empreendidas durante estes quinze anos, por participar da banca examinadora e pela paciência em receber o volume da Tese, depois de tantos adiamentos;
- *José Silva Madeira Netto*, amigo e integrante da equipe de Pedologia da Embrapa-CPAC, a sua solidariedade, alegria e compartilhamento de seu conhecimento, aos desafios que estão por vir;
- *Adriana Reatto dos Santos Braga*, amiga e integrante da equipe de Pedologia da Embrapa-CPAC, a sua energia contagiante e competência compartilhadas, aos desafios que estão por vir;
- *Silvio Tulio Spera*, amigo e integrante da equipe de Pedologia da Embrapa-CPAC, a sua capacidade e solidariedade compartilhadas, aos desafios que estão por vir;
- *João Roberto Correia*, amigo e integrante da equipe de Pedologia da Embrapa-CPAC, ao seu conhecimento compartilhado e busca de soluções de problemas sociais através de seu trabalho, aos desafios que estão por vir;
- *Carlos Nogueira Costa Jr.*, amigo e cúmplice das horas difíceis, a sua simplicidade, perspicácia e coragem em aceitar novos desafios;
- *Murilo Gomes Torres*, amigo e solidário das diversas noites diante do difratômetro, a sua grande energia renovadora que contagia a todos;
- *Claudinei Gouveia*, amigo que contribuiu com seus questionamentos e propostas de estudos de lateritos;
- *Marco Antonio de Godoy*, amigo que colaborou com seu otimismo e grande energia;
- *Sérgio Paulo F. Brito*, amigo que colaborou com a aquisição de mapas raros e com sua alegria;
- *Simone Hamada de Brito, Leonardo Resende e Leonildes Soares de Melo Filho* pela confecção de parte das figuras;
- *Metrô-DF*, por conceder cópias de mapas e relatórios sobre o Metrô-DF, no trecho Águas Claras, fundamental a esta Tese;
- *Diógenes Mortari*, por conceder cópia do relatório sobre o mapa estrutural do Metrô-DF, no trecho Águas Claras;
- *CNPq*, ao financiamento das diversas bolsas de estudo nestes últimos 15 anos;
- *CAPES*, ao financiamento da bolsa de doutorado;
- *Instituto de Geociências da UnB*, por acolher e entender o autor nestes dezesseis anos ininterruptos, metade da vida de ambos;
- *FAP-DF*, por financiar o desenvolvimento do Laboratório de Termoanálise do IG e desta Tese.

Resumo

Esta Tese apresenta um estudo petrográfico e mineralógico de rególitos lateríticos no Distrito Federal. Os perfis estudados representam três litossequências, duas sequências verticais e uma topossequência.

As couraças ferruginosas ocorrem em bordas de chapadas elevadas (altitudes 1050-1150 m) sobre rochas metapsamo-pelíticas do Grupo Paranoá e cobrindo chapadas baixas (altitudes 900-1000 m) sobre rochas metapelíticas do Grupo Canastra.

Os perfis encouraçados são truncados e mostrando variações faciológicas laterais e verticais. As fácies observadas foram correlacionadas com as variações climáticas dos últimos 35000 anos. As fácies de acumulação desidratada, de característica maciça, típicas de clima similar ao atual (anterior a 35000 anos), apresentam hematita e caulinita como minerais cardinais. As fácies de degradação hidratada, caracterizadas por estruturas pisoidais e nodulares, associadas a clima mais úmido e frio que o presente (35000 a 21000 anos a.p.), apresentam caulinita como o principal mineral formado. As fácies de degradação desidratada, de características brechóide e nodular, associadas a clima mais seco que o presente (21000 a 7000 anos a.p.), apresentam hematita e sílica amorfa como as fases características. As fácies de acumulação hidratada, caracterizadas por estruturas colunares e nodulares, associadas ao clima atual (7000 anos a.p.), apresentam goethita e gibbsita como os principais minerais.

A cobertura pedológica dos rególitos lateríticos apresenta variações verticais e laterais, em função das condições morfo-hidrológicas e dos materiais de origem. A classe Latossolo Vermelho-Amarelo é característica sobre perfis encouraçados. A classe Latossolo Vermelho-Escuro é típica das chapadas elevadas sobre rochas arenosas do Grupo Paranoá e nos interflúvios, ambas sem couraças. Os solos hidromórficos, com ou sem níveis ferruginosos, ocorrem no contato com córregos. A classe Cambissolo é típica de relevos que apresentam declividades elevadas.

Nos interflúvios, abaixo dos níveis das chapadas, ocorrem calhas preenchidas por sedimentos. Essas calhas são consideradas como paleo-voçorocas ou paleo-vales desenvolvidos durante a época mais úmida e fria que o presente (35000 a 21000 anos a.p.). A sedimentação ocorreu durante a época seca por depósitos de fluxo de detritos (21000 a 7000 anos a.p.). A pedogênese sob clima atual (7000 anos a.p.) modificou a mineralogia do sedimento. O grau de cristalinidade da caulinita e da gibbsita é maior no topo e na base, respectivamente, dos perfis da topossequência nos sedimentos. Essa inversão é resultante do processo de remoção desses minerais da área fonte e sua deposição na calha.

Abstract

This Thesis presents petrography and mineralogy of laterite regoliths from the Distrito Federal. The studied profiles include three lithosequences, two vertical sequences, and one toposequence.

Ferruginous duricrusts occur at the borders of high-altitude plateaus (1050-1150m), over metapsamo-metapelitic rocks of the Paranoá Group, and recovering the low-altitude plateaus (900-1000m), over metapelitic rocks of the Canastra Group.

Duricrust profiles are young and truncated. Lateral and vertical facies variations are related to climate changes during the last 35.000 years. Dehydrated aggradation facies, characteristically massive and typical of a climate similar to the present (but before 35.000 years BP) contain mostly hematite and kaolinite. Hydrous degradation facies present nodular and pisoidal structures, are mainly composed by kaolinite, and can be associated to a colder and more humid climate than the present (35.000 to 21.000 years BP). Dehydrated degradation facies are brecciated or nodular, contain mainly hematite and amorphous silica, and were formed in a dryer than today's climate (21.000 to 7.000 years BP). Hydrous aggradation facies are characterized by columnar and nodular structures, are mainly composed by goethite and gibbsite, and are related to the present climate (starting about 7.000 years BP).

The pedological mantle over the laterite regoliths varies horizontally and vertically as a function of morpho-hydrological conditions and also of the original derivation material. Rhodic Ferralsols soil class is characteristic of duricrust profiles. Soils from the Xanthic Ferralsols class occur over the Paranoá Group quartzites and in interfluves, both without duricrusts. Hydromorphic soils with or without ferruginous horizons occur nearby the creeks. Cambisols class soils are typical of steep slopes.

In the interfluves, downhill from the plateaus, there are V and U-shaped depressions (gutters) filled with transported soil. These gutters are interpreted as palaeo-valleys or palaeo-*voçorocas* developed during the period 35.000 to 21.000 years BP, in a colder and more humid climate than the present. Debris flow sedimentation filled the gutters under a dry climate (21.000 to 7.000 years BP). The pedogenetic processes relative to the present climate and period (from 7.000 BP until now) has modified the sediments mineralogy. Gibbsite and kaolinite crystallinity degree is larger at the profiles top and bottom, respectively, of sediment toposequences. This inversion is the result of the gibbsite and kaolinite removal process from their source and deposition inside the gutters.

SUMÁRIO

Agradecimentos

Resumo

Abstract

INTRODUÇÃO.....	001
Apresentação.....	001
Objetivos e Justificativas.....	001
Organização do Texto.....	003
1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	004
1.1 Aspectos Geológicos dos Rególitos Lateríticos.....	004
Conceito de Pedosfera.....	004
Visões das Diversas Ciências sobre a Pedosfera.....	004
Visão Geológica sobre a Pedosfera.....	006
LATERITO E RÉGOLITO LATERRÍTICO.....	007
Estruturação dos Perfis.....	012
Perfil Ideal.....	012
Bauxitos Lateríticos.....	014
Características dos Horizontes.....	015
Rocha-Mãe.....	015
Saprólito.....	016
Horizontes Bauxíticos.....	016
Horizonte Ferruginoso.....	016
Cobertura Pedológica.....	016
IDADE.....	016
1.2 intemperismo laterítico.....	017
Aspectos Mineralógicos.....	017
Aspectos Físico-Químicos e Termodinâmicos.....	019
Variações Volumétricas das Transformações Mineralógicas.....	023
1.3 APLAINAMENTO EM REGIÕES INTERTROPICAIS CRATONIZADAS.....	025
Formas de Relevo.....	027
Modelos de Geração de Superfícies de Aplainamento.....	031
I.4 VARIAÇÕES FACIOLÓGICAS E SUAS INTERPRETAÇÕES	
II. REVISÃO SOBRE OS ASPECTOS FÍSICOS DO DISTRITO FEDERAL	
II.1 INTRODUÇÃO.....	041
Características Fisiográficas e Clima Atual.....	041
II.2 GEOLOGIA.....	042
Grupo Paranoá – Meso-neoproterozóico.....	046
II.3 PEDOLOGIA.....	047
Latossolo Vermelho-Escuro (LE).....	047
Latossolo Vermelho-Amarelo (LV).....	049
Cambissolo (Cb).....	049
Podzólico Vermelho-Amarelo (PV).....	049
Podzólico Vermelho-Escuro (PE).....	049
Solos Hidromórficos Indiscriminados (Hi).....	050

Solos Aluviais.....	050
Areias Quartzosas (AQ).....	050
Estudos Sistemáticos de Solos do Distrito Federal.....	050
II.4 GEOMORFOLOGIA.....	051
Belcher (1954).....	052
Penteado (1976).....	053
CODEPLAN (1984).....	054
RADAMBRASIL (1984).....	056
Novaes Pinto (1986, 1987, 1994).....	057
II.7 DISCUSSÃO.....	059
Critérios de Compartimentação Geomorfológica:	
Terminologia e Perfis Típicos do Distrito Federal.....	059
Controle Lito-estrutural.....	062
Cobertura Pedológica e as Couraças.....	063
II.8 Conclusões e questionamentos.....	064
III. MATERIAIS E MÉTODOS.....	066
III.1 INTRODUÇÃO.....	066
III.2 Critérios de escolha dos perfis.....	066
III.3 Contexto dos perfis estudados.....	068
III.4 Descrição de Campo.....	072
III.5 AMOSTRAGEM.....	072
Amostras Deformados.....	072
Amostras Indeformados.....	073
III.6 Preparação das Amostras Deformadas.....	073
Preservação das Amostras e Separação em Peneiras.....	073
Dispersão.....	074
Separações das Frações Silte e Argila.....	075
Técnicas de Separação Química.....	075
III.7 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS INDEFORMADAS.....	076
III.8 TÉCNICAS INSTRUMENTAIS.....	076
Difratometria de Raios-X.....	076
Análise Térmica.....	077
Microscopia Eletrônica de Varredura.....	077
Microscopia Eletrônica de Transmissão.....	078
Microsonda Eletrônica.....	078
III.9 DETERMINAÇÕES ANALÍTICAS DAS AMOSTRAS DEFORMADAS.....	078
Determinação Química dos Elementos maiores.....	078
Determinação Química das fases de Baixa cristalinidade.....	079
Identificação Mineralógica.....	079
Quantificação índices de Cristalinidade.....	085
IV. CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO DE COURAÇAS FERRUGINOSAS EM BORDA DE CHAPADA NA REGIÃO DE SÃO SEBASTIÃO	
IV.1 Introdução.....	087
IV.2 Perfis Estudados.....	087
IV.3 Aspectos Gerais.....	087
IV.4 Descrição dos Horizontes.....	091
Horizonte de Saprólito.....	091
Horizontes de Crostas lateríticas.....	094
Carapaça.....	094
Crostas Maciça a Colunar.....	094
Fácies Maciça.....	094
Fácies Nodular e Horizonte de Solun.....	097
Fácies Pisoidal.....	100

Fácies Brechóide.....	104
Fácies Vermiforme.....	104
Fácies Colunar.....	104
Couraça Pisolítica.....	112
IV.5 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA.....	112
IV.6 DISCUSSÃO.....	116
Contexto Geomofológico e condicionamento Lito-Estrutural	116
Evolução das Couraças na Borda de Chapada	116
Condições de Geração das Crostas.....	118
Couraça Pisolítica.....	118
Mecanismos de Recuo da Borda de Chapada.....	119
IV.7 Conclusões.....	119
V. CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO DE COURAÇAS FERRUGINOSAS NA SEQÜÊNCIA CAPÃO DA ONÇA	
V.1 Introdução.....	120
V.2 Perfis Estudados.....	120
V.3 Descrição dos Perfis.....	125
Horizonte de Saprólito.....	125
Horizontes de Crostas lateríticas.....	125
Fácies Carapaça.....	125
Fácies Maciça.....	128
Fácies Nodular Inferior.....	128
Fácies Nodular Média.....	128
Fácies Nodular Superior e Cobertura de Solum.....	132
Fácies Colunar.....	132
V.4 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA.....	137
V.5 Discussão.....	138
Contexto Geomorfológico e Condicionamento Lito-Estrutural.....	138
Evolução do Horizonte de Saprólito.....	139
Evolução do Horizonte Ferruginoso.....	140
V.6 CONCLUSÕES	
VI. caracterização e evolução Petrográfica da Litossequência Águas Claras e da Topossequência Estação Central	
VI.1 INTRODUÇÃO.....	144
VI.2 PERFIS ESTUDADOS.....	144
VI.3 Descrição dos Perfis.....	148
Litossequência Água Claras.....	148
Porção Superior	151
Porção Intermediária.....	154
Porção Inferior.....	160
TOPOSSEQUÊNCIA ESTAÇÃO CENTRAL.....	160
Porção de Topo.....	161
Porção Mediana.....	161
Porção Basal.....	161
VI.4COMPOSIÇÃO MINERALÓGICO.....	164
Litossequência Águas Claras	164
Topossequência Estação Central.....	166
VI.5 DISCUSSÃO	
Contexto Geomorfológico e Condicionamento Lito-Estrutural.....	166
Perfis da Porção Superior_Chapadas Elevadas.....	168
Condições de Geração e Evolução das Calhas.....	170

Pedogênese dos Sedimentos.....	171
VI.6 CONCLUSÕES.....	173
VII-CARACTERIZAÇÃO DA LITOSSEQUÊNCIA GRANJA DO IPÊ E DA SEQUÊNCIA GRANJA DO IPÊ E DA SEQUÊNCIA VERTICAL PROFLORA	
VII.1 DESCRIÇÃO DA SSEQUÊNCIAS.....	174
Litossequência Granja do Ipê.....	164
Seqüência Vertical Proflora.....	166
VII.2 discussão e conclusões	180
XIII.PROPOSTA DE MODELO DE EVOLUÇÃO DOS REGÓLITOS LATERÍTICOSNO DISTRITO FEDERAL	
XIII.1 INTRODUÇÃO.....	181
XIII.2 FATOS E INTERPRETAÇÕES.....	182
XII.3 MODELO DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	183
XI. CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	186
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	188
ANEXOS	
ANEXO I-Glossário.....	A.1
ANEXO II-Dados Analíticos.....	A.13

INTRODUÇÃO

APRESENTAÇÃO

Esta Tese é parte integrante do curso de Doutorado em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), realizado pelo autor entre fevereiro de 1993 e dezembro de 1998.

O estudo de lateritos, tema deste trabalho, vem sendo feito pelo autor desde a graduação, em meados da década de 80. Naquela época, não existia, no então Departamento de Geologia da Universidade de Brasília, linhas de pesquisa dedicadas aos ambientes supergênicos, tampouco ao estudo de lateritos.

O sólido grupo existente tinha a tarefa fundamental, desde o início em 1966, de desenvolver o conhecimento geológico do Centro-Oeste em seus aspectos mais básicos. Mesmo tendo um número reduzido de professores, em torno de 30, este objetivo sempre foi alcançado. O resultado deste esforço é demonstrado atualmente pelos laboratórios de alto nível, pela produtividade científica reconhecida e pelo excelente conceito existente na comunidade geológica nacional do IG-UnB.

Atualmente, as linhas de pesquisa foram naturalmente ampliadas e pode-se afirmar que a geologia de ambientes supergênicos, incluindo aí os lateritos, constitui cada vez mais tema de pesquisas, dissertações e teses (Guimarães 1978, Dossin 1983, Fernandes 1983, Carvalho 1991, Martins 1991, Torres 1996, Costa Jr. 1997).

OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

O objetivo central desta Tese é a caracterização de rególitos lateríticos do Distrito Federal por meio de uma abordagem petrográfica, mineralógica e geomorfológica.

Os rególitos estão representados por perfis selecionados em diversos contextos geológicos, geomorfológicos e pedológicos, permitindo a determinação das variações faciológicas das couraças ferruginosas e dos solos.

A partir dos dados obtidos, integrados às informações existentes sobre a região, e à luz dos diversos referenciais teóricos, é elaborado um modelo evolutivo de rególitos lateríticos na região.

A abordagem empregada tem como principal argumento a associação dos processos que ocorrem no desenvolvimento dos rególitos lateríticos, como em qualquer fenômeno

geológico, com minerais, formando assembléias e tramas denunciadoras do ambiente gerador. A compreensão destes fenômenos na paisagem constitui outro objetivo importante. Trata-se, portanto, de uma contribuição ao conhecimento dos rególitos lateríticos na região. Os estudos anteriores são restritos a alguns horizontes da cobertura pedológica (Moniz 1969, Rodrigues 1977, Macedo 1986) e das crostas lateríticas (Belcher 1954, RADAMBRASIL 1984, Novaes Pinto 1994). Os estudos existentes sobre a cobertura pedológica, apesar de empregarem uma abordagem mineralógica, buscam a gênese dos horizontes segundo a dinâmica ambiental atuante no presente, uma vez que os horizontes mais profundos não são contemplados, impossibilitando uma visão da história pretérita dos materiais. Por outro lado, os trabalhos anteriores sobre as crostas são abordados no contexto da evolução do relevo, a partir de estudos regionais e de campo, sem nenhum aprofundamento em estudos mineralógicos e petrográficos.

A abordagem empregada neste trabalho amplia o objeto de pesquisa dos estudos anteriores, considerando as crostas lateríticas e a cobertura pedológica no contexto da paisagem e empregando técnicas da mineralogia e petrografia aplicadas a esses materiais.

A necessidade de um conhecimento mais amplo sobre o tema na região obrigou a escolha de várias áreas para que os diversos contextos da paisagem fossem representados. Um quadro geral sobre o tema na região foi alcançado, mas grande parte das novas questões levantadas não puderam ser aprofundadas devido às limitações de tempo. Os diversos horizontes e fácies descritos poderão constituir objetos de futuras pesquisas mais específicas.

O estudo dos lateritos, enquanto pesquisa básica, relaciona-se com questões sociais e econômicas e, no caso do DF, existem vários aspectos específicos que precisam ser compreendidos.

O DF está localizado na porção nuclear do cerrado (Novaes Pinto 1994), sendo a única região na América do Sul que apresenta, em conjunto, rios pertencentes às bacias sãofranciscana, platina e do Tocantins, portanto, de fundamental importância ecológica e

econômica. Esta região detém um valioso banco genético e, por suas características naturais, constitui área chave no estudo pedogeomorfológico do Planalto Central.

A ocupação desordenada, realizada em elevadas taxas nos últimos 10 anos, provocou vários problemas ambientais relacionados com erosão, assoreamento e comprometimento dos recursos hídricos. A exploração inadequada de depósitos de cascalho laterítico, empregados como fonte de materiais para pavimentação de rodovias, provocou imensas voçorocas que comprometem os recursos hídricos superficiais e subterrâneos, naturalmente escassos na região. Neste sentido, o modelo genético de desenvolvimento das crostas lateríticas e o estudo de suas tipologias e fácies, que constituem um dos objetivos desta Tese, são fundamentais ao planejamento de lavra de cascalho laterítico, tanto em relação aos aspectos ambientais, como econômicos (Martins *et al.* 1998).

O conhecimento da dinâmica da paisagem, realizado por meio da análise da organização das fácies lateríticas, pode ser empregado como base para o desenvolvimento de critérios de zoneamento ambiental, identificando áreas com diferentes graus de sensibilidade.

Ademais, foram encontrados vestígios de sítios arqueológicos de comunidades pré-cerâmicas, cerâmicas e históricas em vários pontos do DF (Bertran 1994), mostrando a importância desta região em relação à ocupação humana pré-histórica e histórica. Os resultados desta Tese podem ser utilizados como um dos suportes ao conhecimento dos ambientes onde estas comunidades viveram.

Portanto, a importância da região dos pontos de vista econômico, social, ecológico, ambiental, pedogeomorfológico, pré-histórico e histórico, demanda e justifica a execução urgente de trabalhos básicos e os estudos empreendidos nesta Tese constituem significativa contribuição.

ORGANIZAÇÃO DO TEXTO

A estratégia empregada na organização do texto foi de partir do aspecto geral, por meio de uma revisão sobre o tema, indo para situações específicas por meio dos estudos de caso e, finalmente, voltando ao geral, reunindo as duas visões e propondo um modelo.

A petrografia e a mineralogia dos lateritos foram as principais abordagens de laboratório que puderam correlacionar as diversas áreas de estudo, fundamentais na elaboração de um modelo de evolução dos rególitos lateríticos associados ao modelado.

O capítulo I é destinado a uma revisão bibliográfica sobre os diversos aspectos dos lateritos e rególitos lateríticos. Nesta revisão procurou-se organizar as idéias existentes, especialmente das contribuições mais abrangentes e atualizadas (Melfi & Carvalho 1987, Bárdossy & Aleva 1990, Nahon 1991, Tardy 1993). Os estudos realizados na África Central (Ruhe 1954, Beauvais 1991, Tardy 1993), região similar em diversos aspectos ao Planalto Central, serviram como referências a diversas discussões empreendidas.

O capítulo II apresenta uma síntese e discussão do conhecimento existente sobre o tema no Distrito Federal, além de terminologia geomorfológica empregada nos capítulos subseqüentes. A revisão sobre o tema na região mostrou que as contribuições existentes baseiam-se ou em informações regionais, ou em estudos detalhados de porções dos rególitos lateríticos. As contribuições geológica, geomorfológica e pedológica regionais (Belcher 1954, EMBRAPA 1978, CODEPLAN 1984, RADAMBRAIL 1984, Novaes Pinto 1994, Faria 1995), foram muito importantes na seleção das áreas de estudos e na compreensão do quadro geral do tema na região.

O capítulo III apresenta os materiais e métodos empregados. Os critérios de seleção das áreas de estudo e os procedimentos empregados nos estudos de campo e de laboratório são discutidos e descritos. Os problemas analíticos encontrados e as soluções empregadas são apresentados e discutidos.

Os capítulos IV e V apresentam estudos morfológicos e petrográficos de crostas lateríticas na litosseqüência São Sebastião e na seqüência vertical Capão da Onça, respectivamente. As variações faciológicas dos materiais lateríticos são apresentadas e são feitas discussões de possíveis modelos evolutivos.

Os capítulos VI e VII apresentam estudos da cobertura pedológica e de crostas ferruginosas referentes à litosseqüência e à toposseqüência Águas Claras, respectivamente. As variações mineralógicas e as gêneses dos diversos volumes pedológicos e possíveis modelos são discutidos.

No capítulo VIII, os estudos sobre as couraças as coberturas realizados nos capítulos IV, V, VI e VII e em outras áreas no DF são sintetizados. Neste capítulo é privilegiada uma abordagem mineralógica e discutida a distribuição das fácies lateríticas na paisagem. Os mecanismos de acumulação e degradação são discutidos e posicionados no contexto geológico e geomorfológico. Os diversos aspectos da cobertura pedológica e das couraças são associados a um modelo geral de desenvolvimento dos rególitos lateríticos na região.

Finalmente, no capítulo IX são apresentadas as conclusões e questionamentos para as pesquisas futuras.

O texto é finalizado com as referências bibliográficas empregadas e anexos.

Capítulo II. REVISÃO SOBRE OS ASPECTOS FÍSICOS DO DISTRITO FEDERAL

II.1 Introdução

Neste capítulo é feita uma revisão sobre os aspectos físicos do Distrito Federal e apresentada a terminologia das formas de relevo utilizada no texto.

CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS E CLIMA ATUAL

O Distrito Federal localiza-se no Planalto Central do Brasil (Fig. II.1), compreendendo uma área de 5814 km², limita-se ao norte pelo paralelo de 15°30' latitude Sul, a Leste pelo rio Preto, ao Sul pelo paralelo de 16°03' de latitude Sul e a oeste pelo rio Descoberto. A região é drenada por rios que pertencem a três das mais importantes bacias fluviais da América do Sul: a bacia do Paraná (rio Descoberto, rio São Bartolomeu), bacia do São Francisco (rio Preto) e bacia do Tocantins (rio Maranhão).

A vegetação predominante no Distrito Federal é o cerrado, que cobre cerca de 90% de sua área. Encontram-se todas as fitofisionomias comumente englobadas sob o termo cerrado, que vão desde árvores de porte elevado até ervas esparsas, formando um mosaico com a vegetação de matas galerias e ciliares em torno das drenagens e rios (Eiten 1994).

As classificações climáticas de Köppen e de Thornwait foram definidas para a região. Segundo a classificação de Köppen, o clima atual na região do DF enquadra-se entre os tipos “tropical de savana” e “temperado chuvoso de inverno seco”, caracterizado pela existência bem nítida de duas estações: uma chuvosa e quente, entre os períodos de outubro a abril, e outra fria e seca, de maio a setembro (HIDROGEO 1990).

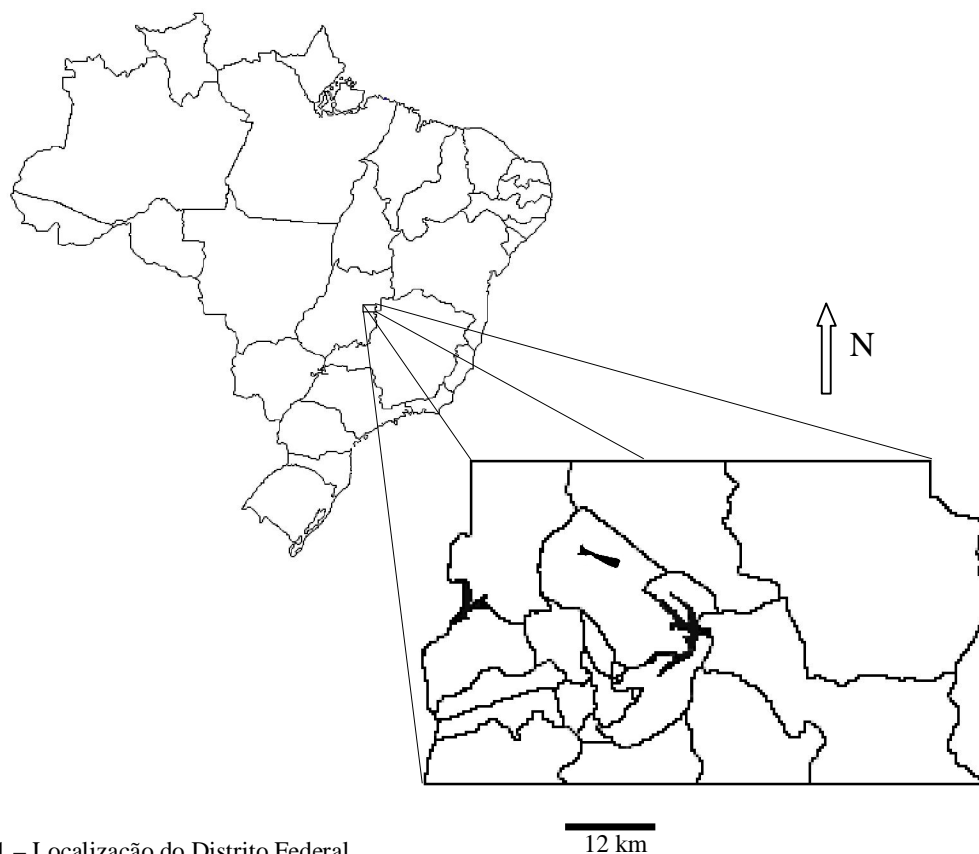


Figura II.1 – Localização do Distrito Federal.

Como as variações locais de precipitação não são relevantes, a classificação climática de Thornwait baseia-se principalmente nas variações de temperatura (CODEPLAN 1984). Conforme esse estudo, o “clima tropical de altitude” (Cwb) é típico das chapadas mais elevadas, acima de 1200 m. Caracteriza-se pela temperatura inferior a 18° C, no mês mais frio, e média inferior a 22° C, no mês mais quente. O “clima tropical de altitude” (Cwa) ocorre no Pediplano de Brasília, em cotas entre 1000 e 1200 m. Caracteriza-se pela temperatura inferior a 18° C, no mês mais frio, e média superior a 22° C, no mês mais quente. O clima tropical (Aw) situa-se nas principais bacias hidrográficas da região, abaixo da cota de 1000 m. Caracteriza-se pela temperatura média superior a 18° C, em todos os meses do ano.

Segundo EMBRAPA (1998), as precipitações variam entre 1.500 e 1.750 mm anuais, sendo a média em torno de 1.600 mm, alcançando em janeiro o seu maior índice pluviométrico (320 mm/mês) e durante os meses de junho, julho e agosto, chegando à média mensal total da ordem de 50 mm.

Em relação à umidade relativa do ar, durante os meses de janeiro a abril, os valores flutuam em torno de 75%. Em agosto atinge uma média mínima de 30%, porém, durante alguns dias, pode alcançar valores de até 11%.

II.2 Geologia

O DF está localizado no setor oriental da Província Estrutural do Tocantins, mais especificamente, na porção centro sul da Faixa de Dobramentos Brasília (Almeida & Hasui 1984, Marini *et al.* 1981, 1984). De acordo com esses autores, o ciclo Brasileiro, em sua fase compressiva mais importante, gerou estruturas representadas por dobras isoclinais a recumbentes, lineares, com foliação de transposição, falhamentos inversos, cavalgamentos e transcorrências. No final deste ciclo, caracterizado por domínio de fases distensivas, foram gerados domeamentos regionais e falhas normais. Todas essas estruturas mostram marcada vergência para leste,

em direção ao Cráton do São Francisco. A Figura II.2 representa um esboço geológico da região, caracterizado por rochas metassedimentares dos grupos Canastra, Paranoá, Araxá e Bambuí (Freitas-Silva & Campos 1998). A Figura II.3 apresenta a coluna estratigráfica do DF, conforme estes autores.

O Grupo Paranoá é considerado de idade Meso/Neoproterozóica, sendo composto por rochas metapsamo-pelíticas e carbonáticas, estudadas por Faria (1995) na região de São João da Aliança/Alto Paraíso de Goiás. No DF estão separadas em seis unidades, correlacionáveis da base para o topo com as unidades S, A, R₃, Q₃, R₄ e PC das áreas-tipo.

O Grupo Canastra é datado como de idade Meso/Neoproterozóica, sendo subdividido nas formações Serra do Landin, Paracatu e Serra dos Pilões (Freitas-Silva & Dardenne 1993). No DF é constituído principalmente por clorita e sericita filitos e subordinadamente calcifilitos, filitos carbonosos, quartzitos e mármores finos, correlacionáveis com as formações Serra do Landin e Paracatu.

O Grupo Araxá foi datado como Neoproterozóico (Pimentel *et al.* 1993), sendo no DF, representado por muscovita xistos, clorita-quartzo xistos, muscovita-granada xistos e raras lentes de quartzitos micáceos.

O Grupo Bambuí foi extensivamente estudado por Dardenne (1978), sendo considerado de idade Neoproterozóica e constituído por uma seqüência pelito-carbonatada-arcoseana, dividida da base para o topo nas formações Jequitáí, Sete Lagoas, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. No DF é representados por metassiltitos, metassiltitos argilosos, metargilitos e raras intercalações de arcóseos, correlacionáveis ao topo da Formação Serra da Saudade e à base da Formação Três Marias.

Os contatos entre as várias unidades são tectônicos e representados por sistemas de cavalgamentos regionais com vergência para o Cráton, desenvolvidos durante a evolução do Ciclo Brasileiro. Os sistemas de empurrão invertem a estratigrafia regional e foram denominados de Sistema do Paranã (posiciona o Grupo Paranoá sobre o Grupo Bambuí), Sistema Bartolomeu/Maranhão (coloca o Grupo Canastra sobre os grupos Paranoá e Bambuí) e Sistema Descoberto (desloca o Grupo Araxá sobre o Grupo Paranoá) (Freitas-Silva & Campos 1998).

As megaestruturas observadas no DF evidenciam dobramentos no estilo domos e bacias (caixa de ovos), onde observa-se um alongamento maior do eixo NS em relação ao EW, conforme um padrão de interferência de esforços nessas direções, sendo a mais importante a EW, com vergência para o Cráton do São Francisco. Essas megaestruturas são associadas à última fase do Ciclo Brasileiro (F.H. Freitas-Silva, com. oral).

Os lineamentos marcados por linhas de drenagem e cristas evidenciam um padrão de cisalhamento conjugado N45W e N45E, associados à compressão de oeste para leste. Os lineamentos próximos de NS e EW podem ser interpretados como fraturas de extensão e dilacionais, respectivamente. Esta organização dos lineamentos são típicos de toda a Faixa Brasília (F.H. Freitas-Silva, com. oral).

A principal direção de falhas/fraturas observadas por Freitas-Silva & Campos (1993) na região do Parque Nacional de Brasília é N15E/90. No entanto, o estudo da frequência dessas feições mostram uma grande dispersão nos estereogramas. A segunda direção importante de falhas/fraturas é ortogonal ao sistema anterior. Esses dados indicam que essas feições rúpteis, que ultimaram o ciclo Brasileiro na região, são resultantes do padrão de domeamento existente.

A geologia do Grupo Paranoá será detalhada, em função de seu conhecimento mais detalhado e maior representatividade no DF.

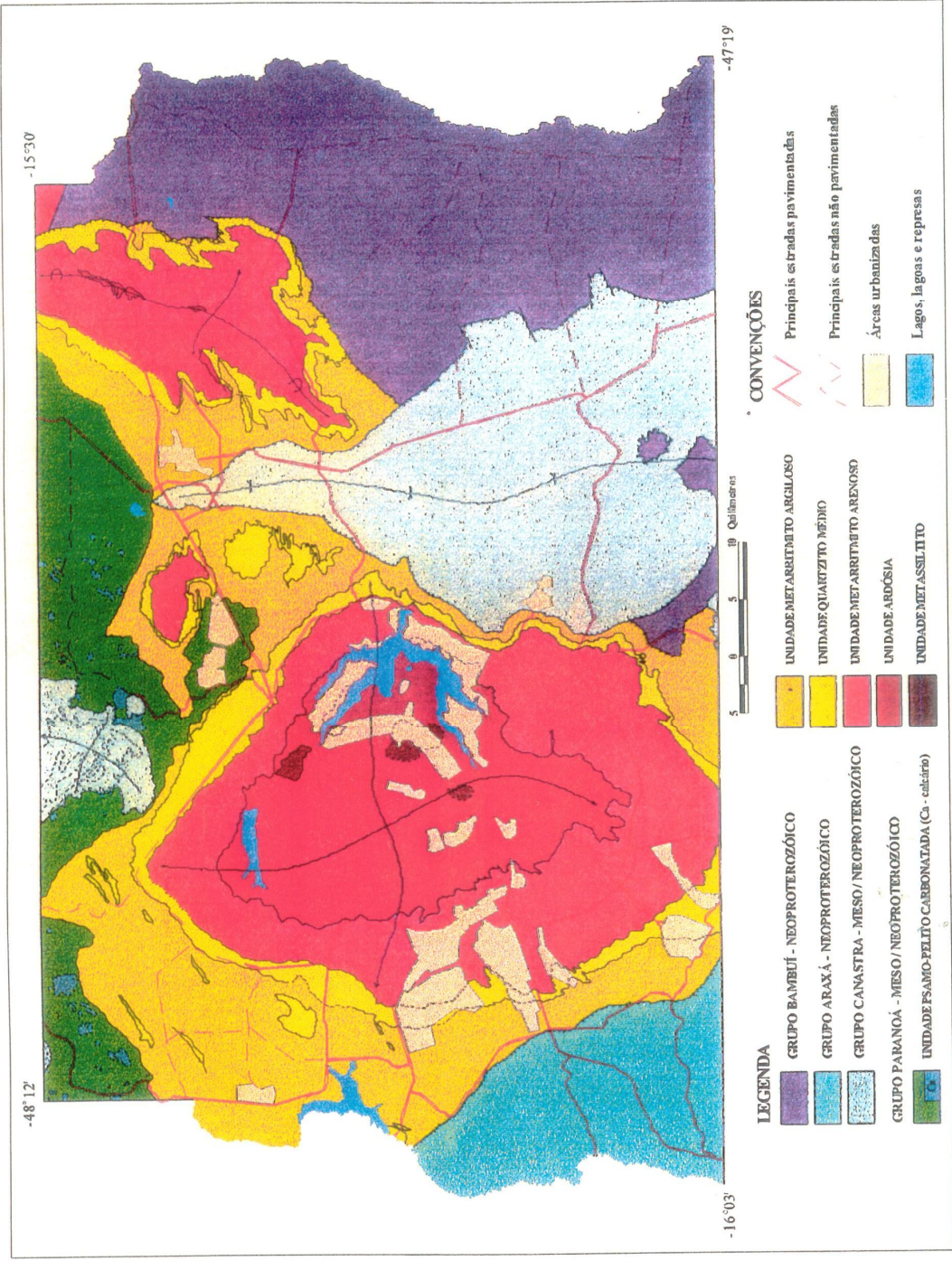


Figura II.2 – Mapa Geológico simplificado do DF (Fonte: Freitas-Silva & Campos 1998)

GRUPO PARANOÁ – MESO-NEOPROTEROZÓICO

Freitas-Silva & Campos (1998) reconheceram seis litofácies na seqüência deposicional Paranoá no DF. As litofácies são descritas a seguir, da base para o topo (Fig. II.3):

Unidade S - Representada pela fácies Metassilito, sendo caracterizada por metassilitos argilosos, cinza claros, vermelhos a brancos, laminados, sericíticos e apresentando intercalações lenticulares métricas de quartzito médio, localmente grosseiro. Estruturas de gretas de contração são típicas. A espessura máxima é da ordem de 130 m. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma pelítica com tempestitos ocasionais. Aflora na Chapada do Pipiripau.

Unidade A - A fácies Ardósia é constituída de ardósias roxas e vermelhas, com bandas brancas, cuja estrutura mais conspícua é a clivagem ardosiana. Na parte superior ocorrem ocasionais intercalações de metassilitos e quartzitos finos com espessuras máximas de 20 cm, com estrutura *hummocky*, apresentando, uma espessura máxima de 60 m. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma pelítica com tempestitos no topo. Aflora na depressão do Paranoá.

Unidade R₃ - A fácies Metarritmito Arenoso caracteriza-se pela alternância de camadas arenosas e pelíticas, onde predominam as primeiras e que empresta à rocha um caráter rítmico. Na base da unidade, os níveis arenosos podem alcançar 8 m de espessura. As intercalações argilosas e siltosas são geralmente centimétricas e raramente alcançam 2 m de espessura. A espessura máxima dessa unidade é de 150 m. O ambiente deposicional é interpretado como de plataforma dominada por tempestades, nas porções basais a medianas, passando para o topo a intermaré com eventos periódicos de tempestades. Aflora adjacente à fácies Ardósia, em relevo plano, na transição entre os topos da chapada da Contagem e a depressão do Paranoá.

Unidade Q₃ - Representada pela fácies Quartzito Médio, localmente possui leitos de granulometria grossa e microconglomerática, constituídos essencialmente de quartzo e sericita. Na base são comuns as intercalações centimétricas silto-arenosas. Raramente ocorrem intercalações lenticulares de metarritmito. A unidade apresenta-se com espessura máxima de 25 m. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma arenosa dominada por ondas e correntes de maré. Ocorre nos topos da chapada da Contagem, no semi-domo de Brasília.

Unidade R₄ - Representada pela fácies Metarritmito Argiloso, sendo composta por alternâncias de metassilitos e metargilitos e quartzitos finos em camadas predominantemente centimétricas, com certo predomínio da fração silte-argila. A espessura máxima dessa unidade é de 100 m. Interpreta-se o ambiente de deposição como plataforma pelítica com tempestitos ocasionais. Ocorre nos flancos do semi-domo de Brasília.

Unidade PC – Caracterizada pela fácies Argilo-Carbonatada, com metargilitos, ardósias, metamargas, lentes de calcário e calcarenitos. Ocorrem raras lentes de dolomitos com estromatólitos. Na parte inferior da unidade, as lentes de calcário possuem intercalações de metargilitos e, na base da unidade, de quartzitos médios a microconglomeráticos. A espessura máxima dessa unidade é de 150 m. O ambiente de deposição é interpretado como marinho. Aflora na bacia do rio Maranhão, em relevos acidentados.

II.3 Pedologia

Os solos do DF representam as principais classes de solo da região do cerrado (Buol & Cline 1973). A melhor fonte de informações sobre os solos encontrados no DF é o trabalho realizado pelo Serviço Nacional de Levantamento de Solos (EMBRAPA 1978), de onde se obteve o mapa pedológico do DF, na escala 1:100.000 (Fig. II.4).

A partir do trabalho citado, identifica-se que a região possui três classes de solos mais importantes, denominadas de Latossolo Vermelho-Escuro (LE), Latossolo Vermelho-Amarelo (LV) e Cambissolo (Cb). A representatividade territorial destes no DF é de 85,49 %.

Os latossolos representam 54,47% da área, divididos em LE (38,63%) e LV (15,84%). A classe LE ocorre principalmente nos topos das chapadas, principais divisores com topos planos, na depressão do Paranoá e na bacia do Preto. A classe LV ocorre principalmente nas bordas de chapada e divisores, em superfícies planas abaixo dos topos da chapada da Contagem, sempre adjacente à classe LE. A classe LV ocorre especialmente no divisor Descoberto-Preto.

A classe Cb (31,02%) ocorre preferencialmente nas vertentes das bacias mais importantes, do Maranhão, do Descoberto e do São Bartolomeu, além das encostas com declividades mais elevadas na depressão do Paranoá e na bacia do Preto.

Outras classes de solos cobrem 9,06% do total, representados por: podzólicos (4,09%); brunizos avermelhados (0,09%); solos aluviais (0,19%); solos hidromórficos indiscriminados (4,16%); areias quartzosas (0,53%). O restante da área é representada por superfície aquática e áreas urbanas (5,45%). Os podzólicos são mais típicos na bacia do Maranhão associados ao brunizem avermelhado. Os solos aluviais ocorrem em porções restritas dos vales do Preto e Maranhão. Os solos hidromórficos são importantes ao longo de córregos pequenos e nascentes dos principais rios. A classe Areia Quartzosa é típica do rebordo de chapadas, especialmente sobre quartzitos.

A seguir são descritas as principais características das classes mais importantes de solos.

LATOSSOLO VERMELHO-ESCURO (LE)

EMBRAPA (1978) define como solos não hidromórficos, com horizonte A moderado e horizonte B latossólico, textura argilosa ou média e ricos em óxi-hidróxidos de Fe e Al. São muito porosos, bastante permeáveis e de acentuadamente a fortemente drenados. Também são álicos e fortemente ácidos.

A vegetação associada é geralmente de cerrado e cerradão. O relevo geralmente é plano a suave ondulado, de grande continuidade. Ocorre nas chapadas mais elevadas e divisores de drenagem mais contínuos, sobre as rochas do Grupo Paranoá.

O horizonte A é subdividido em A₁ e AB, com espessura entre 20 a 50 cm, apresentando cor predominantemente bruno-avermelhada escura, com estrutura granular fraca a moderadamente desenvolvida, sendo friável a muito friável quando úmido.

O horizonte B latossólico, possui as seguintes características:

- espessura quase sempre maior que 250 cm;
- pouca ou nenhuma diferenciação entre os seus subhorizontes;
- relação Ki ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) quase sempre inferior a 2,0;
- gradiente textural (B/A) é baixo.

O Latossolo Vermelho-Escuro apresenta cores no horizonte B com matiz 2,5YR ou mais vermelho e normalmente valor 4 ou menor.

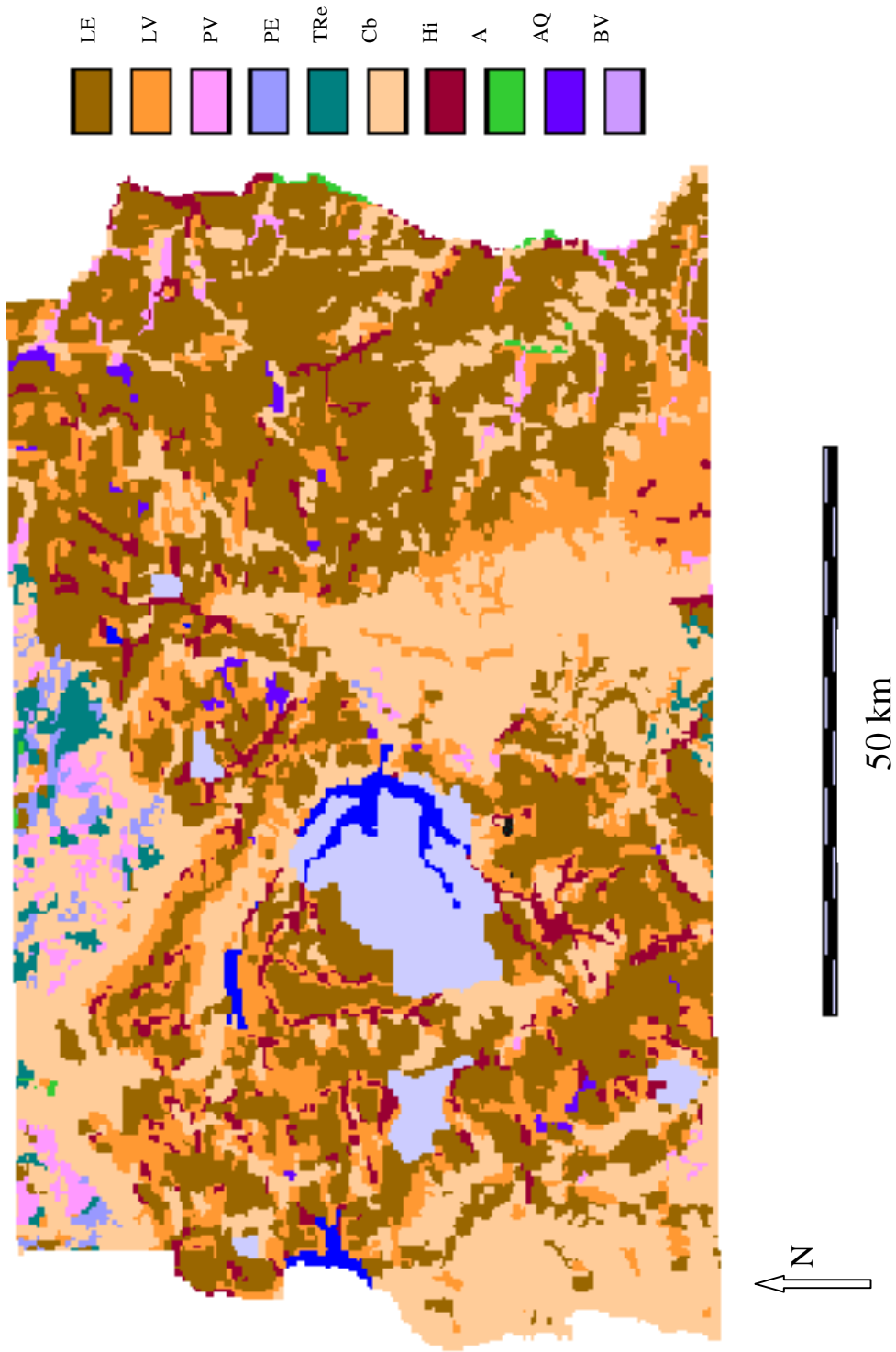


Figura II.4 – Mapa Pedológico simplificado do DF (Fonte, EMBRAPA 1978). (vide texto para a simbologia das classes de solo)

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (LV)

Ainda em EMBRAPA (1978), a distinção entre os latossolos Vermelho-Escuro e Amarelo está apenas relacionada à cor do horizonte B. Nos solos da classe LV, as cores são vermelha à amarela, matiz 4YR ou mais amarelada. Alguns perfis também podem apresentar caráter concrecionário e plúntico.

A vegetação associada é geralmente de cerrado *sensu stricto*, campo limpo e campo sujo. Ocorre preferencialmente nas bordas das chapadas mais elevadas e na transição entre os divisores e drenagens nas áreas de ocorrência do Grupo Paranoá, e nas chapadas mais baixas sobre rochas do Grupo Canastra, apresentando vertentes com declividades entre 5 e 20%, retilíneas a convexas.

CAMBISSOLO (CB)

Esta classe é constituída por solos pouco desenvolvidos, caracterizados por possuírem B câmbico, em que alguns minerais primários facilmente intemperizáveis ainda estão presentes (EMBRAPA 1978).

A vegetação associada geralmente é de campo limpo. Ocorre preferencialmente nas vertentes mais movimentadas.

As características básicas definidas para a região do DF para os horizontes B Câmbico que diferenciam do Latossólico são resumidas da seguinte forma:

- espessura quase sempre menor que 70 cm;
- relação $K_i > 2,2$;
- apresenta, em geral, textura mais grosseira;
- saprólito com maior espessura;
- as transições entre os horizontes A, (B), C podem ser claras ou abruptas.

O horizonte A apresenta cores bruno-avermelhada escura, bruno-aczentada escura e bruno escura, com matizes variando de 5YR a 10YR.

O horizonte B é geralmente de coloração bruno-avermelhada, bruno-amarelada, vermelho-amarelada ou vermelha, com matiz variando de 2,5 YR a 10 YR.

PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO (PV)

A classe Podzólico Vermelho-Amarelo (PV) são solos distróficos ou álicos, que apresentam perfil do tipo A, Bt e C, com distinta individualização de horizontes (EMBRAPA 1978). As transições são claras e planas de A para o Bt e gradual e plana do Bt para o C. O horizonte Bt é caracterizado por apresentar um gradiente textural, mais argiloso, em relação ao horizonte A. A espessura dos horizontes A e Bt varia conforme o contexto do relevo, mas geralmente inferiores aos latossolos e menores que 50 cm.

Os solos da classe PV caracterizam-se, em função do gradiente textural, pela presença de horizonte A de textura média sobre horizonte argiloso. Isto, associado ao tipo de relevo onde esses solos ocorrem, conferem uma elevada suscetibilidade à erosão.

Apresenta agregados granulares a subangulosos, pequenos a médios em dimensão. As cores do horizonte Bt apresentam matizes que variam de bruno (6.5 YR) a vermelho-amarelado (4 YR).

Esta classe (0,82%) ocorre preferencialmente na região norte e noroeste do DF, sobre rochas da unidade pelito-carbonatada do Grupo Paranoá. Ocorrem em áreas representativas de relevo ondulado e forte ondulado, com altitudes variando de 800 e 900 m e sob cobertura vegetal de floresta subcaducifólia e cerradão subcaducifólio.

PODZÓLICO VERMELHO-ESCURO (PE)

Esta classe não apresenta nenhum perfil descrito por EMBRAPA (1978). Entretanto, alguns estudos de campo realizados pelo autor mostram que a classe PE ocorre de forma intermediária, em toposseqüências, entre a classe Cb, no topo, e a classe PV, na base.

Localmente, ocorrem as classes Terra Roxa Estruturada (TRe) e Brunizem Vermelho-Amarelo (BV) associadas a PV e PE. Entretanto, estudos recentes realizados pela equipe da Embrapa Cerrados admitem que as classes TRe e BV são consideradas como PV e PE, com diferentes graus de fertilidade, na classificação pedológica atualmente em vigor no Brasil (J.R. Correia, com. oral).

Existe grande similaridade com a classe PV, entretanto apresenta matizes de 2,5 YR ou mais avermelhadas.

SOLOS HIDROMÓRFICOS INDISCRIMINADOS (Hi)

Os solos hidromórficos indiscriminados incluem as classes Plintossolo, Gley Pouco Húmico, Gley Húmico e Hidromórfico Cinzento (EMBRAPA 1978).

Esses solos caracterizam-se por horizonte A bem desenvolvido e por apresentarem processos de redução do Fe em ambientes com elevada atividade da água e baixa drenagem. As estruturas do horizonte B geralmente são maciças.

O horizonte B da classe Plintossolo apresenta mosqueados e nódulos ferruginosos. A razão Ki geralmente é maior que 2,2, em função da elevada atividade da sílica.

Ocorrem em torno de drenagens e pequenos córregos, associados ao afloramento do lençol freático. Os relevos geralmente são planos a suave ondulados, típicos de ocorrer no compartimento Planos Intermediários. A vegetação de matas galerias são típicas desse tipo de solo.

SOLOS ALUVIAIS

Os solos aluviais desenvolvem-se sobre sedimentos aluviais associados às planícies das principais bacias da região (EMBRAPA 1978). Geralmente apresentam granulometria de areia e horizonte A bem desenvolvido. Vegetação de matas de galeria e ciliares ocorre neste tipo de solo. O relevo é plano, típico de planícies.

AREIAS QUARTZOSAS (AQ)

Os solos da classe Areias Quartzosas (AQ) apresentam como material de origem os quartzitos do Grupo Paranoá, sendo típicos de ocorrer nas bordas das chapadas elevadas. Esses solos apresentam textura areia franca a areia, tendo, no máximo, 15 % de argila.

Na classe AQ as partículas não estão agrupadas na forma de agregados, sendo constituídas por grãos simples compostos por quartzo. Em função da estrutura fraca, esses solos apresentam grande suscetibilidade à erosão. Por outro lado, apresentam grande permeabilidade e condutividade hidráulica.

A diferenciação em relação aos latossolos deve-se à textura e estrutura. As espessuras são similares às encontradas nos latossolos.

ESTUDOS SISTEMÁTICOS DE SOLOS DO DISTRITO FEDERAL

Alguns trabalhos foram desenvolvidos no sentido de estudar a gênese dos solos do DF, no entanto, mostram-se ainda de forma pontual e fragmentada. Um resumo dessas contribuições é colocada a seguir.

Romano & Rosas (1970) mostram a grande espessura do saprólito, descrito em estudo hidrogeológico, variando entre 50 e 150 m. A descrição de um testemunho de sondagem na região de Brazlândia, na porção oeste do DF, realizado pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) em conjunto com a Companhia de Águas e Esgoto de Brasília (CAESB) mostra que o perfil laterítico alcança 200 m de espessura

(Guimarães 1993). A grande maioria dos poços tubulares profundos no DF, que geralmente alcançam entre 100 e 200 m de profundidade, não atingem a rocha fresca (F.B.F. Cardoso, com. oral).

Dados de Moniz (1969) mostram que a fração argila dos solos da topossequência relativos à Série Taguatinga são ricos em gibbsita (61 a 71%), seguido por caulinita (20 a 25%).

Rodrigues (1977) caracteriza a química dos latossolos em topossequência em Planaltina, na Embrapa Cerrados, chegando à conclusão que a classe Vermelho-Escuro apresenta teores de 8-18% de Fe_2O_3 , e a classe Vermelho-Amarelo com teores inferiores a 8%. Entretanto, esses valores foram questionados, posteriormente, pela existência de solos da classe LV com teores elevados de Fe_2O_3 , maiores que 10%, também designados de latossolos variação Una (Oliveira *et al.* 1993).

Macedo (1986) apresenta estudos mineralógicos de uma hidrossequência de solos da Embrapa Cerrados, mostrando que a classe LE é típica de ambientes bem drenados, em relevos planos, transicionando para a classe LV em situações de borda de chapada, sob condições de maior atividade da água. Neste contexto, hematita dissolve preferencialmente em relação a goethita, gerando a classe LV.

Carneiro (1984) considera os solos da classe LV produto da lixiviação de solos da classe LE, e tal distinção pode ser utilizada como critério de idade relativa de solos, observando que a primeira predomina nas regiões de abaciamento nos limites das chapadas, por constituírem áreas de exudação com recebimento de um considerável aporte hídrico.

Kronberg *et al.* (1979) estudam a geoquímica de elementos maiores e traço em latossolos da Fazenda Água Limpa - UnB e da Embrapa Cerrados, controlados mineralogicamente por gibbsita em comparação aos solos da Bahia, controlados por montmorilonita e illita, e solos da Amazônia, controlados por caulinita, chegando à conclusão que os solos do DF mostram-se mais empobrecidos em relação aos elementos traço, em níveis bem abaixo da abundância crustal, evidenciando o alto grau de lixiviação.

Ferreira (1984) mostra a existência de clorita e de interstratificado illita-esmectita em solo existente na região do Catetinho, dentro da Depressão do Paranoá. Mais recentemente, Silva e Resck (1993) apresentam evidências de presença de “vermiculita cloritizada” em LE na região da Embrapa Cerrados, na porção centro-norte do DF.

Martins *et al.* (1994) caracterizam o perfil do corte do Metrô Águas Claras, entre Taguatinga e o Córrego Vicente Pires, identificando saprólitos de rochas metapsamo-pelíticas e calhas de direção N15E preenchidas por sedimentos areno-argilosos, com espessuras variando de 15 a 40 m.

Blanco (1995) apresenta uma interpretação do perfil desenvolvido pelo Metrô Asa Sul, caracterizando uma calha tectônica de 40 m de profundidade, no contato entre metarritmitos e ardósias, preenchida por sedimentos argilosos. Perfis de solo profundos também haviam sido identificados por Belcher (1954).

II.4 Geomorfologia

O Distrito Federal situa-se em uma das porções mais elevadas do Planalto Central, que segundo King (1956) e Braun (1971), corresponde a remanescentes dos aplainamentos resultantes dos ciclos de erosão Sulamericano e Velhas, que desenvolveram-se entre o Terciário Inferior e Médio, e entre o Terciário Médio e Superior, respectivamente.

Segundo Ab'Saber (1977), as características geomorfológicas da paisagem no domínio morfoclimático do Cerrado resultam de uma prolongada interação de regime climático tropical semi-úmido com fatores litológicos, edáficos e bióticos.

Estudos específicos da região foram inicialmente desenvolvidos por Belcher & Associates, resumidos em Belcher (1954), seguidos por estudos de Penteadó (1976), IBGE (1977), EMBRAPA (1978), CODEPLAN (1984), Novaes Pinto & Carneiro (1984), RADAMBRASIL (1984), Maio (1986) e Novaes Pinto (1987, 1988 e 1994).

Os trabalhos mais importantes sobre a região são apresentados em maior detalhe a seguir.

BELCHER (1954)

Belcher (1954) apresenta informações regionais sobre a geomorfologia e distribuição de crostas lateríticas na região do Quadrilátero definido para a implantação da Capital Federal, entretanto sem a apresentação de mapa.

Foram identificadas cinco superfícies, sendo dada maior atenção para as duas mais elevadas. A primeira, geralmente entre 1.000 e 1.100 m, e na área do DF, acima de 1200 m, apresenta declividades baixas, sendo considerada como remanescente importante de "peneplanícies". A segunda superfície de aplainamento ocorre 5 a 25 m abaixo da primeira e/ou embutida nesta; apresenta-se com declividades moderadas, formas convexas e cobrindo extensões menores que a primeira superfície. O contato entre a primeira e segunda superfícies geralmente é suave, mas também pode ocorrer, mais raramente, em vertentes com declividades mais abruptas, entre 20 e 30%.

Não existe controle litológico para a ocorrência dos remanescentes das superfícies de aplainamento, a não ser quando a rocha sobrejacente é um quartzito, que sustenta e preserva as superfícies.

Os autores constataram que formas da paisagem, aparentemente idênticas, haviam sido reconhecidas e similarmente denominadas na África Central, já em 1934, por Wayland. A 1ª Comissão Exploratória da Nova Capital, a Missão Cruls, reconheceu que a área geral do Quadrilátero era uma antiga peneplanície que foi sobrelevada em 3 estágios, por meio da presença de residuais da primeira superfície, na forma de chapadas (com extensões de dezenas de quilômetros) e pequenos residuais de aplainamento (com extensões quilométricas, também designados de *buttes*), e pelo embutimento da segunda na primeira. Os autores do Relatório Belcher consideraram que essas superfícies poderiam correlacionar-se com as descritas para a África Central, sendo a primeira superfície gerada durante o Mioceno (Terciário Médio) e a segunda, formada durante o Plioceno (Terciário Superior).

Os tipos de crostas lateríticas descritos no Relatório são apresentados a seguir, nas quais são colocados entre parênteses a terminologia atual:

- 1) Argilas jaspeadas moles que se transformam irreversivelmente em crostas quando expostas (horizonte mosqueado);
- 2) Crostas celulares e conglomerados jaspeados na forma de blocos vesiculares (couraça vesicular);
- 3) Concreções soltas (horizonte de linha de pedras ou de cascalho laterítico nodular);
- 4) Concreções consolidadas (couraça nodular).

A ocorrência de crostas lateríticas é restrita às bordas da primeira superfície na forma de uma faixa de uns poucos metros até mais de 100 m de largura, especialmente quando a quebra de declive para a segunda ou outra superfície é brusca. Consiste em uma camada de menos de 1 m até uns poucos metros de espessura, formada por nódulos concrecionários soltos, normalmente sustentada por uma camada de couraça vesicular e/ou nodular, de espessura desconhecida mas, provavelmente, variando de poucos a menos de um metro de espessura.

Além disso, todos os *buttes*, serras e áreas irregulares estreitas, residuais da primeira superfície, são cobertos por crostas com horizonte de nódulos concrecionários soltos, de 1 a 5 m de espessura. Ocasionalmente, ocorrem blocos de couraças vesiculares ou pisolíticas, ao longo das arestas dos *buttes*. Estes blocos, em geral, se elevam de vários centímetros a mais de 0,5 m acima da superfície do *butte*. Este fato é considerado como sendo uma prova de que esses blocos são reliquiares e a superfície da terra tem se erodido geologicamente, talvez 1 ou mais metros, desde que as crostas formaram-se. Os flancos dos *buttes* são cobertos com cascalhos lateríticos nodulares de 1 a 2 m de espessura.

Esta forma de ocorrência sugeriu um modelo de encouraçamento associado a um fenômeno de "franja", que se processou com o abaixamento do nível hidrostático durante o tempo geológico, gerando as crostas através da imobilização do Fe provenientes de movimentos laterais da água. Conforme os autores, este fenômeno tornou-se ativo provavelmente, após a primeira superfície estar parcialmente sobrelevada e dissecada.

Os estudos realizados não indicaram a continuidade das crostas lateríticas para o interior das chapadas, apesar dos autores considerarem que em outras regiões lateríticas similares, como na África Central, existe uma grande continuidade lateral do horizonte das crostas. Por outro lado, uma vez que as crostas se acham atualmente expostas nas bordas da primeira superfície, essas foram consideradas como sendo em grande parte, senão inteiramente, reliquias.

A segunda superfície é destituída de crostas lateríticas, apresentando, entretanto, perfis de solos com horizonte de solum de alguns centímetros a até mais de 15 metros de espessura, sobrepostos a níveis de nódulos concrecionários soltos e/ou enriquecidos em fragmentos de quartzo, em contato com o horizonte de saprólito subjacente. A quantidade de fragmentos de quartzo é proporcional à presença de veios desse mineral na rocha-mãe. A espessura do horizonte de solum é menor em relevos mais movimentados e em vertentes mais íngremes, gerando cambissolos cascalhentos, típicos de alguns limites entre a primeira e segunda superfícies e nas porções mais dissecadas.

A existência de horizontes de nódulos soltos concentricamente à inselbergs foi considerada como uma evidência de geração atual das crostas. Entretanto, os autores consideraram a hipótese destes níveis corresponderem a crostas reliquias.

PENTEADO (1976)

A geomorfologia do DF é caracterizada por Penteado (1976), também sem a apresentação de um mapa. Essa autora estudou os tipos de concreções ferruginosas em superfícies de aplainamento, considerando-as como parte das superfícies de cimeira de Ab'Saber (1965), mantidas por seus depósitos ferruginosos e detríticos correlativos, entre o Paleógeno e Mioceno. Essa autora assume o desenvolvimento de um pediplano rejuvenescido por vários eventos durante o Terciário, produzindo cotas entre 1050 a 1300 m, sendo que, durante o Quaternário desenvolveram-se terraços baixos em dois níveis, a 950-1050 m e a 900 m.

Na superfície de cimeira (1200-1300 m), delimitada pela chapada da Contagem, ocorrem dois tipos de couraças, uma em alteritos, concrecionária a maciça (Pd3), especialmente sobre metarritmitos, e outra pedogenética (P4), desenvolvida sobre sedimentos pedogenizados argilosos derivados de materiais areno-argilosos. Essas couraças são consideradas cogenéticas e formadas durante o Paleoceno.

Embutido na superfície de cimeira ocorre um pedimento detrítico gerado pela erosão de níveis concrecionários superiores. É composto basicamente de fragmentos de couraças gerando nível pouco espesso, de até 1 m, coberto ou não por solos interpretados como colúvios. A idade provável proposta é do Paleoceno.

Em níveis mais baixos, o Pediplano de Brasília, considerado como a superfície de cimeira desdobrada, ocorre sobre metargilitos e siltitos, tendo sido formado entre o Eoceno-Oligoceno. Ocorrem couraças pedogenéticas (Pd2) semelhantes às encontradas na superfície mais elevada, em cotas entre 1000 e 1100 m. Da mesma forma, embutido na superfície Pd2, ocorrem depósitos detríticos mais finos que na situação mais elevada (P4). Foram gerados por processo de pedimentação e muitas vezes recimentados por óxi-hidróxidos de Fe, em cotas entre 950 e 1050 m.

Ocorre, ainda embutido em Pd2, outro pavimento detrítico (P2), a 900 m, formado por fragmentos grosseiros não agregados ou parcialmente cimentados por sílica, calcita ou óxi-hidróxidos de Fe. Os fragmentos são compostos basicamente por quartzo e quartzito, sendo praticamente ausente fragmentos de couraças. É proposta a geração durante o Plioceno.

Um pavimento detrítico ocorre na superfície de pediplanação mais baixa (Pd1 e P1), caracterizados por níveis de fragmentos isentos de couraças, cobertos ou não por colúvios. É proposta uma idade Plio-Pleistocênica.

A superfície mais baixa ocorre entre 5 a 10 m acima das várzeas. Caracteriza-se por depósitos aluviais de seixos de quartzo e quartzitos. Trata-se do último episódio aluvial, às vezes recoberto por depósitos coluviais. A idade é supostamente do Pleistoceno Superior.

A superfície de cimeira desdobrada seria gerada por clima semelhante ao presente, e as superfícies mais recentes seriam remodelamentos da mais elevada, por processos relacionados com clima semi-árido com alternâncias de climas mais úmidos.

A autora considera que o Planalto de Brasília, com forma circular e aspecto dômico, imprime um padrão de drenagem anelar na Bacia do Paranoá. Os vales são rasos, abertos e amplos, e os desníveis entre os divisores e os talwegues são pequenos, o que dá ao Planalto um aspecto de “senilidade”.

Essas características indicam que a estrutura dômica deu origem ao Pediplano de Brasília e Chapada da Contagem. O Pediplano e seus depósitos correlativos antigos vêm se mantendo a salvo da denudação Neogênica e Pleistocênica.

Entretanto, as áreas adjacentes ao planalto dômico apresentam vales profundamente encaixados, com desníveis da ordem de 100 a 150 m, cujas vertentes, isentas de couraças ferruginosas e fragmentos de couraças, indicam evolução recente.

A autora conclui afirmando que essas áreas mais dissecadas devem ter sofrido reativação erosiva, concomitante com a sobrelevação tectônica, desde o Paleógeno até o Quaternário, enquanto o Planalto de Brasília permaneceu de certa forma mais estável desde o final do Cretáceo.

CODEPLAN (1984)

CODEPLAN (1984) faz um estudo geomorfológico do Distrito Federal, apresentando mapa, em escala 1:100.000, de compartimentação e propondo um modelo de evolução (Fig. II.5).

A compartimentação geomorfológica proposta separa dois pediplanos, superfícies residuais de aplainamento nas cotas mais elevadas, depressões interplanálticas e planícies.

O Pediplano Contagem-Rodeador apresenta as cotas mais elevadas, entre 1200 e 1400 m. Estas áreas são representadas por chapadas, chapadões e interflúvios tabulares. Este residual de superfície de aplainamento é considerada a mais antiga, gerada por ciclo de erosão do Cretáceo Médio, com característica de clima seco, em que predominaram processos de desagregação de rochas.

O Pediplano de Brasília está embutido no Pediplano Contagem-Rodeador, através de ruptura nítida, que aparece na paisagem sob a forma de degraus. Ocupa uma extensa área, com cotas que variam de 950 a 1200 m. Da mesma forma que no Pediplano Contagem-Rodeador, predominam chapadas, chapadões e interflúvios tabulares cobertos por materiais oriundos das áreas mais altas. A geração do Pediplano de Brasília é considerada do Cretáceo Superior, em condições similares ao Pediplano Contagem-Rodeador.

As elevações que compõem esse compartimento constituem divisores dos rios São Bartolomeu e Preto. São elevações bastante arrasadas, com declives pouco acentuados. Nesta área, os quartzitos sustentam o relevo. O processo de lateritização levou à formação de cobertura detrito-laterítica na primeira e segunda superfícies, sobretudo nas bordas das Depressões Interplanálticas e o Planalto Dissecado do Alto Maranhão abrangem áreas menores e mais baixas que os outros compartimentos, com altitudes entre 800 a 950 m. Nas áreas das bacias dos rios São Bartolomeu, Preto e Descoberto aparecem relevos de colinas e interflúvios tabulares, predominando declives muito acentuados. Na bacia do Maranhão, ao norte, onde o relevo é dissecado, ocorrem vertentes abruptas e pequenas elevações de aspecto tabular. A proposta de geração desses compartimentos relaciona-se a alternâncias de clima úmido e seco, gerando erosões sucessivas, provavelmente associadas a soerguimentos tectônicos. Não é sugerida nenhuma proposta para a idade desses compartimentos.

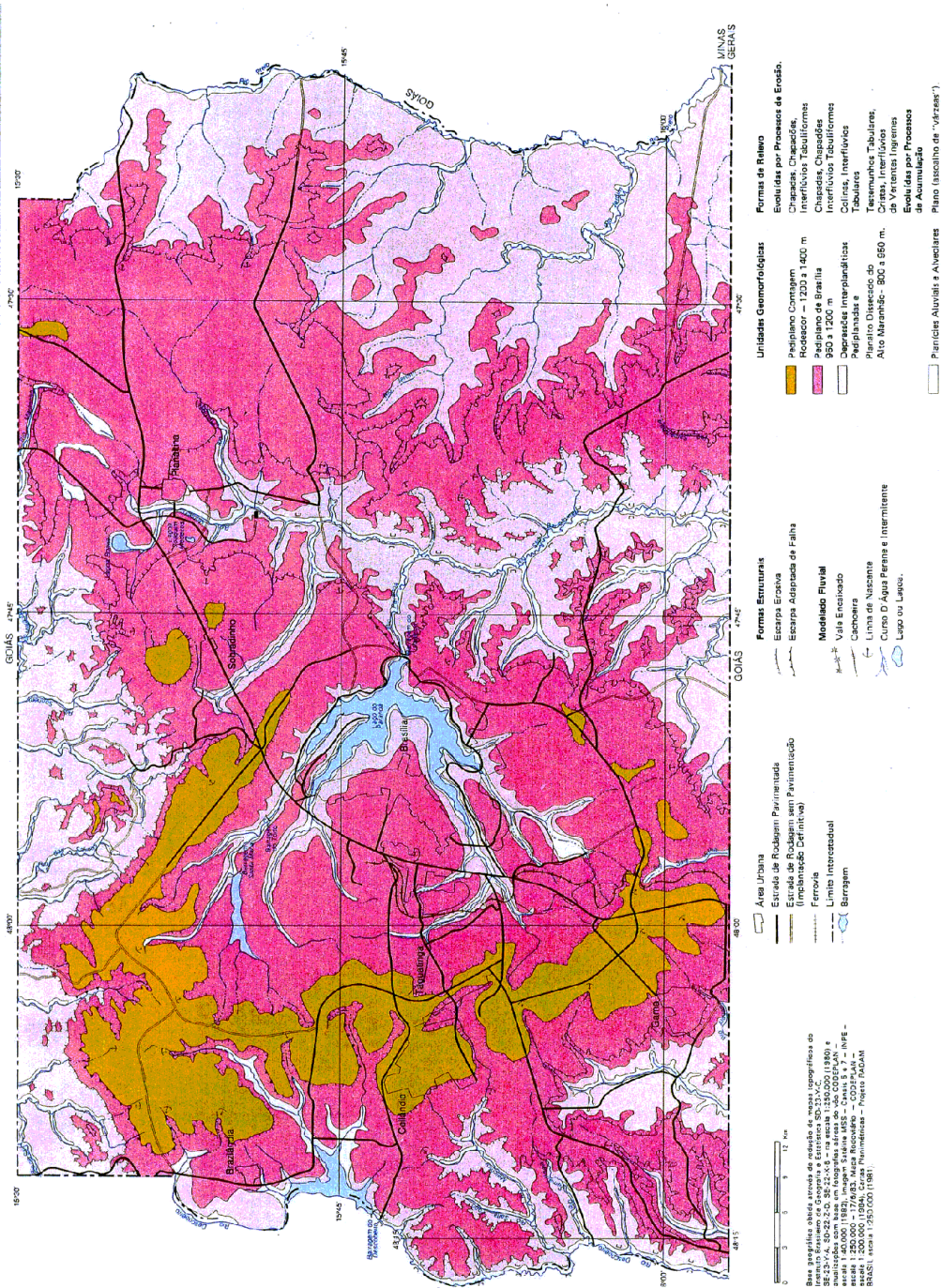


Figura II.5 – Mapa Geomorfológico do DF. (Fonte: CODEPLAN 1984)

As planícies aluviais e alveolares correspondem às áreas mais baixas e de formação mais recentes, relacionados ao Holoceno. O relevo apresenta formas planas elaboradas sobre sedimentos fluviais. As planícies alveolares diferenciam-se das aluviais em relação à forma. As alveolares apresentam-se alargadas, penetrando na rede de drenagem, a montante do curso d'água, e as aluviais são justapostas ao fluxo fluvial.

Consideram que existem três tipos de escarpas: erosiva, adaptada à falha, e por falhamento. As escarpas erosivas foram geradas por erosão diferencial, nos limites dos Pediplanos. As escarpas adaptadas à falha são modeladas sobre antigas estruturas falhadas. As escarpas por falhamento são evidentes a noroeste da região, na passagem do compartimento mais alto para o imediatamente inferior.

RADAMBRASIL (1984)

O Projeto RADAM, Folha Brasília, SD-23 (1984), por meio de estudo regional, em escala 1:250.000, designa as superfícies residuais de aplainamento encontradas na região estudada neste trabalho, como Chapadas do Distrito Federal. Essas caracterizam-se por modelados constituídos principalmente de uma superfície de aplainamento degradada e retocada pela dissecação incipiente produzida pelos rios São Bartolomeu e Preto. Nos interflúvios as vertentes são convexo-côncavas, apresentando desníveis de 28 a 69 m e declividades mais freqüentes entre 5 e 15°. De maneira geral, a dissecação é diferencial nos vales, com índices de aprofundamento de drenagem entre 50 e 112 m.

Os processos considerados atuantes no presente são de alteração por lixiviação, erosão superficial por escoamento difuso e saltação com ou sem pavimentação e ainda escoamento concentrado elementar ocorrendo geralmente ravinamentos e voçorocamentos. Algumas vezes as ravinas e voçorocas encontram-se revegetadas. Durante a época de fortes chuvas, concentradas no verão, o remanejamento do material coluvial friável é intenso. Este material removido das encostas e carregado para as partes mais baixas favorece a formação de *badlands*. Na própria área da cidade de Brasília são registradas diversas ocorrências de voçorocas.

Classifica as crostas lateríticas como pedogenéticas, em alteritos, e na forma de detritos recimentados. Propõe idades de geração das crostas correlacionáveis às superfícies de aplainamento, entre o Terciário e Quaternário. Considera que as chapadas mais elevadas constituem residuais de pediplano do Terciário Inferior, onde ocorrem crostas lateríticas de diversos tipos.

Afirmou que as crostas de topo formam geralmente ressaltos topográficos a partir dos quais descem rampas em direção aos vales abertos dos rios. Em uma ocorrência de topo, considerada representativa, em cortes da estrada DF-7, entre Sobradinho e Brasília, observam-se grandes blocos de material consolidado em torno de troncos vegetais englobados na couraça ferruginosa. As características observadas no campo indicam que esta couraça foi formada na base de um espesso Latossolo na borda de um vale entalhado. É composta de fragmentos de quartzo angulosos e subarredondados, com diâmetro variando de alguns micrômetros até pouco mais de 1 mm, perfazendo 60% da rocha. Este material é cimentado por oxihidróxidos de Fe e a hematita parece bem cristalizada nas paredes das cavidades.

Após a formação das crostas ferruginosas que preservaram o pediplano do Terciário Inferior, a região foi submetida a uma fase erosiva, com predominância da ação mecânica. Esta fase erosiva degradou fisicamente as crostas, gerando fragmentos que chegam a apresentar 20 cm de diâmetro, e transportados para as áreas mais baixas, em forma de rampas e posteriormente recimentados. Esta fase representa os retoques no pediplano do Terciário Inferior. Durante fases de pedimentação no Quaternário foram remanejadas sobre as encostas, procedendo a dissecação pelos vales.

Finalmente, considera que as deformações do pediplano e os basculamentos relacionam-se com a reativação de antigas estruturas falhadas durante os ciclos tectônicos precedentes. Na rodovia DF-15, em direção a Planaltina, apesar do relevo plano, também verificam-se alguns efeitos da tectônica. Este relevo desce em rampa, sendo delimitado por ressaltos topográficos que acusam uma movimentação com ajuste nas estruturas. Assim é que um dos planos assume o aspecto de uma depressão, com cerca de 900 a 950 m de altitude, embutida

nos topos tabulares que chegam aos 1250 m como na chapada da Contagem e no Morro da Canastra. Lineações estruturais também controlam as direções do lago Paranoá, principalmente ao norte, onde é delimitado por uma escarpa adaptada à falha.

NOVAES PINTO (1986, 1987, 1994)

Segundo Novaes Pinto (1986), a paisagem natural do DF apresenta-se integrada por 13 unidades geomorfológicas, que constituem geossistemas interrelacionados e hierarquizados. Por suas similaridades morfológicas e genéticas, as unidades geomorfológicas agrupam-se em três tipos de paisagem (macrounidades) característicos da região de cerrados (Tab. II.1 e Fig. II.6).

Tabela II.1 - Macrounidades Geomorfológicas do DF (segundo Novaes Pinto 1994)

Macrounidades	Unidades	Área Total (km ²)	%
Região de Chapada 1.968 km ² 33,8%	Chapada da Contagem	1.028	17,7
	Chapada de Brasília	202	3,5
	Chapada do Pípiripau	445	7,7
	Chapada Divisora São Bartolomeu - Preto	188	3,2
	Chapada Divisora Descoberto - Alagado	105	1,8
Área de Dissecação Intermediária 1.793 km ² - 30,9%	Depressão do Paranoá	726	12,5
	Vale do rio Preto	1.067	18,4
Região Dissecada de Vale 2.053 km ² 35,5 %	Curso Superior do rio Maranhão	574	9,9
	Alto Curso do rio São Bartolomeu	270	4,6
	Curso Superior do rio São Bartolomeu	608	10,5
	Alto Curso do rio Descoberto	237	4,1
	Curso Superior do rio Descoberto	270	4,6
	Alto Curso do rio Alagado	94	1,6
TOTAL		5.814	100,0

Região de Chapada - A Macrounidade Região de Chapada ocupa cerca de 34% da área do DF e é caracterizada por topografia plana a plano-ondulada, acima da cota 1.000 m, destacando-se a Chapada da Contagem, que praticamente contorna a cidade de Brasília. Desenvolve-se sobre quartzitos (Chapadas da Contagem, Brasília e Pípiripau), ardósias, filitos e micaxistos (Chapada Divisora São Bartolomeu - Preto e a Chapada Divisora Descoberto - Alagado). As coberturas são formadas principalmente por couraças vesiculares/ pisolíticas e latossolos.

Área de Dissecação Intermediária - Este tipo de paisagem ocupa cerca de 31% do DF e corresponde às áreas fracamente dissecadas, drenadas por pequenos córregos, modeladas sobre ardósias, filitos e quartzitos (Depressão do Paranoá e Vale do rio Preto). Nos interflúvios ocorrem couraças, latossolos e fragmentos de quartzo.

Região Dissecada de Vale - Ocupa aproximadamente 35% do DF e corresponde às depressões de litologias de resistências variadas, ocupadas pelos principais rios da região.

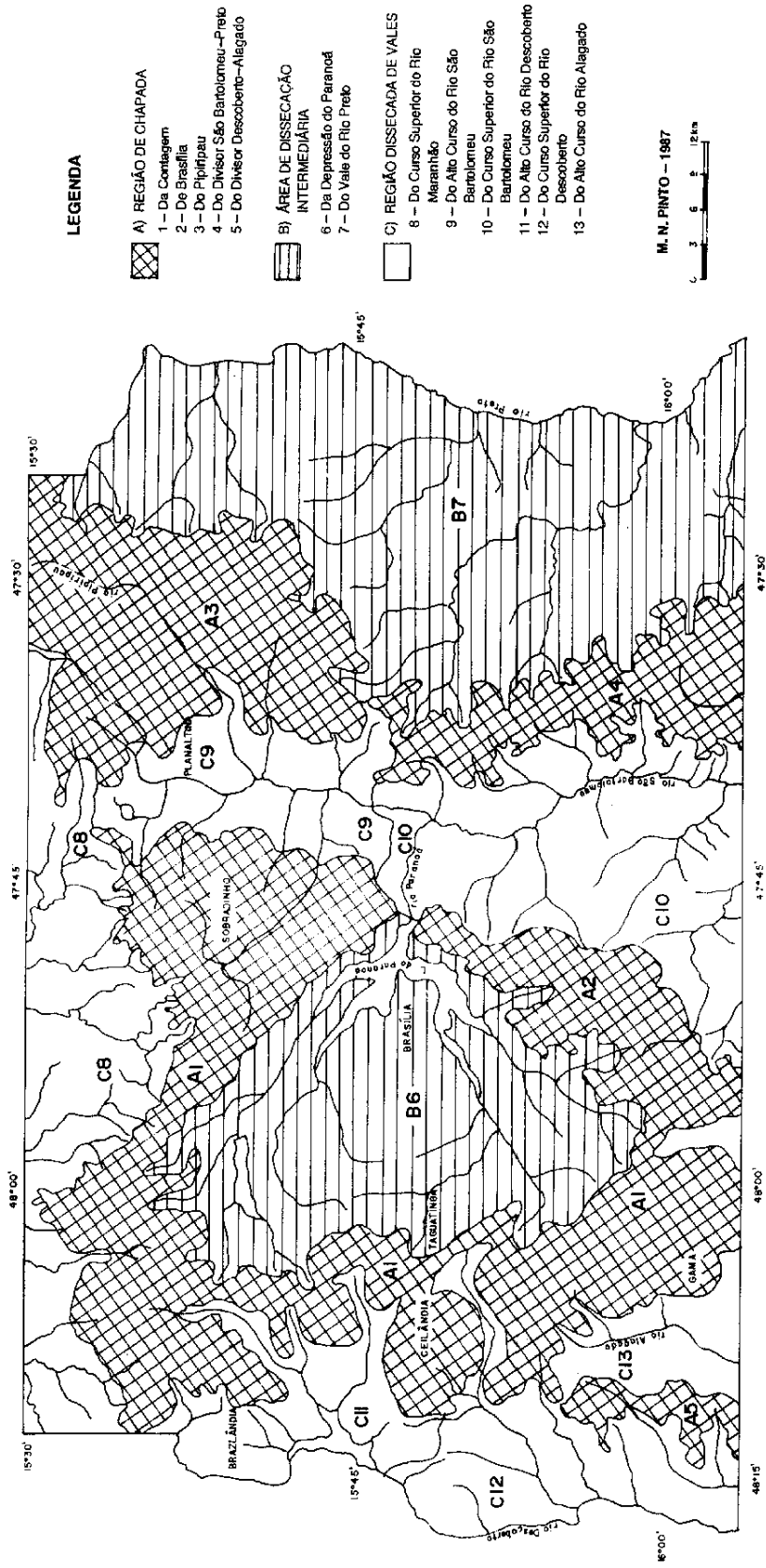


Figura II.6 – Mapa Geomorfológico do DF (Fonte: Novaes Pinto 1994)

Segundo Novaes Pinto (1987), tanto as chapadas, como os pediplanos e pedimentos são residuais de aplainamentos cenozóicos, tendo sido as primeiras (Chapadas) modeladas por processos de etchiplanação durante o Terciário, e os demais (pediplanos e pedimentos), por processos de pediplanação e pedimentação iniciados no Plioceno e alternados durante o Quaternário, por fases de dissecação ao longo dos vales.

Novaes Pinto (1994) considera a evolução a partir de um extenso aplainamento cretácico por pediplanação, sob condições ambientais caracterizadas por aridez. A reativação tectônica iniciada no Cretáceo Médio propiciou continuado soerguimento e inclinação da área para E/SE, em direção à calha do rio São Francisco.

O ambiente cretácico foi alterado no início da era cenozóica, durante o Paleógeno, quando surgiram condições de clima tropical úmido, com duas estações bem marcadas e de longa duração. O clima, associado com a continuidade da epirogênese, foi responsável por um estágio temporal de equilíbrio dinâmico do sistema natural, que gerou um aplainamento por etchiplanação em rochas quartzíticas. Esta nova superfície é denominada de etchiplano Paleogênico. No final do Eoceno, em virtude da diminuição do ritmo da epirogênese, os níveis de base de erosão foram alterados e interrompeu-se o equilíbrio dinâmico do sistema primitivo.

Durante o Neógeno, a redução da atividade epirogenética associou-se às alterações do clima tropical semi-úmido, que passou a apresentar períodos mais curtos de chuvas e secas. Estas novas condições ambientais evoluíram para o equilíbrio dinâmico dos sistemas naturais. Novo processo de etchiplanação é fixado na região, porém, com o rebaixamento do nível de base de erosão, forma-se uma depressão interplanáltica sobre as rochas tenras, que vem representar o etchiplano Neogênico.

Essa evolução manteve-se até o final do Plioceno, quando ocorreu alteração climática para condições semi-áridas, associada à mudança dos níveis de base locais. Iniciam-se os processos de pedimentação e pediplanação, devido à redução do intemperismo diferencial químico e à retração da cobertura vegetal. Sob as novas condições ambientais, o intemperismo físico atuou nos interflúvios, que passaram a fornecer detritos transportados, em curtos trajetos e depositados no sopé das vertentes, que evoluíram paralelamente a si mesmas e aplainadas por erosão lateral.

Durante o Pleistoceno inicia-se um período com grandes alternâncias climáticas que permitiram nova seqüência de desdobramentos dos sistemas naturais. A mudança final para as condições de clima semi-úmido, atual na região Centro-Oeste, deu-se no final do período Altitermal, no Holoceno. Verifica-se, assim, a ocorrência do intemperismo químico diferencial, que é consequência da ação solvente da água em subsuperfície, através da lixiviação, provocando rebaixamento topográfico e a formação de regolito.

II.7 DISCUSSÃO

CRITÉRIOS DE COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA: TERMINOLOGIA E PERFIS TOPOGRÁFICOS TÍPICOS DO DISTRITO FEDERAL

As duas propostas existentes para a compartimentação geomorfológica do DF tiveram critérios cartográficos bem distintos uma da outra. A proposta da CODEPLAN (1984) estratificou o relevo utilizando uma divisão hipsométrica, apesar de utilizar uma terminologia genética. Por outro lado, Novaes Pinto (1994) empregou critérios morfológicos e genéticos para estratificar o relevo.

A abordagem descritiva de compartimentação adotada pela CODEPLAN (1984) não explorou as relações da declividade com a hipsometria, fortalecendo somente a definição das superfícies planas. Este fato sugere que essa proposta baseia-se principalmente na estratificação altimétrica das superfícies planas.

A compartimentação definida por Novaes Pinto (1994) apresentou uma fusão de conceitos descritivos e genéticos. A validade dessa abordagem depende da comprovação do modelo de etchiplanação

proposto por esta autora. As feições descritivas separam o grau de dissecação e as genéticas individualizam as superfícies de aplainamento.

Por este motivo, ocorrem porções interplanálticas que apresentam características de Áreas de Dissecação Intermediária e foram consideradas por Novaes Pinto (1994) como Região de Chapadas. Os principais exemplos são as bacias do córrego Sobradinho; entre o morro da Canastra e a Chapada da Contagem; e o ribeirão Pipiripau, instalado em chapada homônima.

Os diversos autores que descreveram a geomorfologia do DF utilizaram uma terminologia bastante diversificada. Termos com caráter genético foram utilizados para descrever os compartimentos, como, por exemplo, “pediplano” ou “etchiplano”.

Não existe ainda uma proposta que faça uma compartimentação que empregue apenas critérios morfológicos. Um dos critérios para se obter uma compartimentação morfológica é por meio da relação entre a hipsometria e a declividade. Outro critério importante está relacionado com as formas das vertentes.

A Figura II.7 representa o modelo numérico de terreno (MNT) do DF obtido a partir de cartas plano-altimétricas digitalizadas, em escala de 1:100.000, do Sistema Cartográfico do Distrito Federal (SICAD). A equidistância das classes de altimetria é de 55 m.

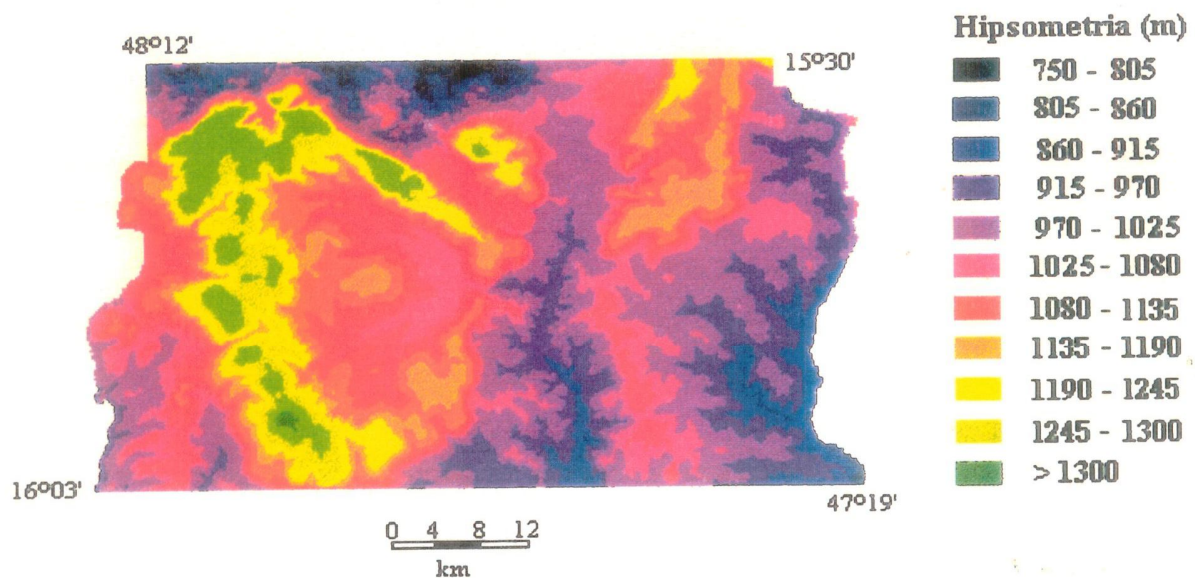


Figura II.7 – Modelo numérico de terreno do Distrito Federal (CODEPLAN 1987).

A terminologia empregada nesta Tese para designar os compartimentos geomorfológicos baseia-se apenas nos aspectos descritivos das formas de relevo. Os compartimentos geomorfológicos são os seguintes: Chapadas Elevadas, Chapadas Baixas, Bordas de Chapada, Escarpas, Planos Intermediários e Planícies. A definição cartográfica desses compartimentos exige um cruzamento entre altimetria e declividade, que não foi feito aqui. No entanto, a Figura II.8 apresenta perfis topográficos típicos do DF, que representam os diversos compartimentos propostos.

Observa-se que as Chapadas Elevadas (Chapada da Contagem, Chapada do Pipiripau) apresentam altitudes entre 1135 e 1300 m (Fig. II.7). As Chapadas Baixas (Divisor São Bartolomeu-Preto, Divisor Alagado-Descoberto) apresentam altitudes entre 1080 e 1135 m, sendo que existem pequenas áreas com

topos aplainados (*buttes* para Belcher 1954) no interior das bacias do São Bartolomeu e do Descoberto, com altitudes entre 1025 e 1080 m (Fig. II.7).

As vertentes apresentam características peculiares entre os diversos compartimentos geomorfológicos (Fig. II.8). As transições entre Chapadas Elevadas, Bordas de Chapadas, Planos Intermediários e Planícies são distintas, principalmente em função do controle lito-estrutural. No caso do semi-domo de Brasília, as transições entre Chapadas Elevadas e Escarpas (Fig. II.8 A) ocorre de forma brusca na porção norte, enquanto que as transições entre Chapadas Elevadas, Bordas de Chapadas, Escarpas, Planos Intermediários apresentam declividades intermediárias na porção leste (Fig. II.8 B) e transições entre Chapadas Elevadas, Bordas de Chapadas e Planos Intermediários são suaves nas porções internas (Fig. II.8 C). Nas bacias do Descoberto e São Bartolomeu, o compartimento Planos Intermediários apresenta relevo acidentado e residuais de aplainamento, estas últimas também designadas como Chapadas Baixas, sendo as mais contínuas coincidindo com as chapadas divisoras do São Bartolomeu-Preto e Descoberto Alagado de Novaes Pinto (1994) (Fig. II.8 D). Na bacia do Maranhão, o relevo apresenta relevo acidentado com formas próximas de meia-laranja, em Planos Intermediários, e planas no compartimento Planícies (Fig. II.8 E).

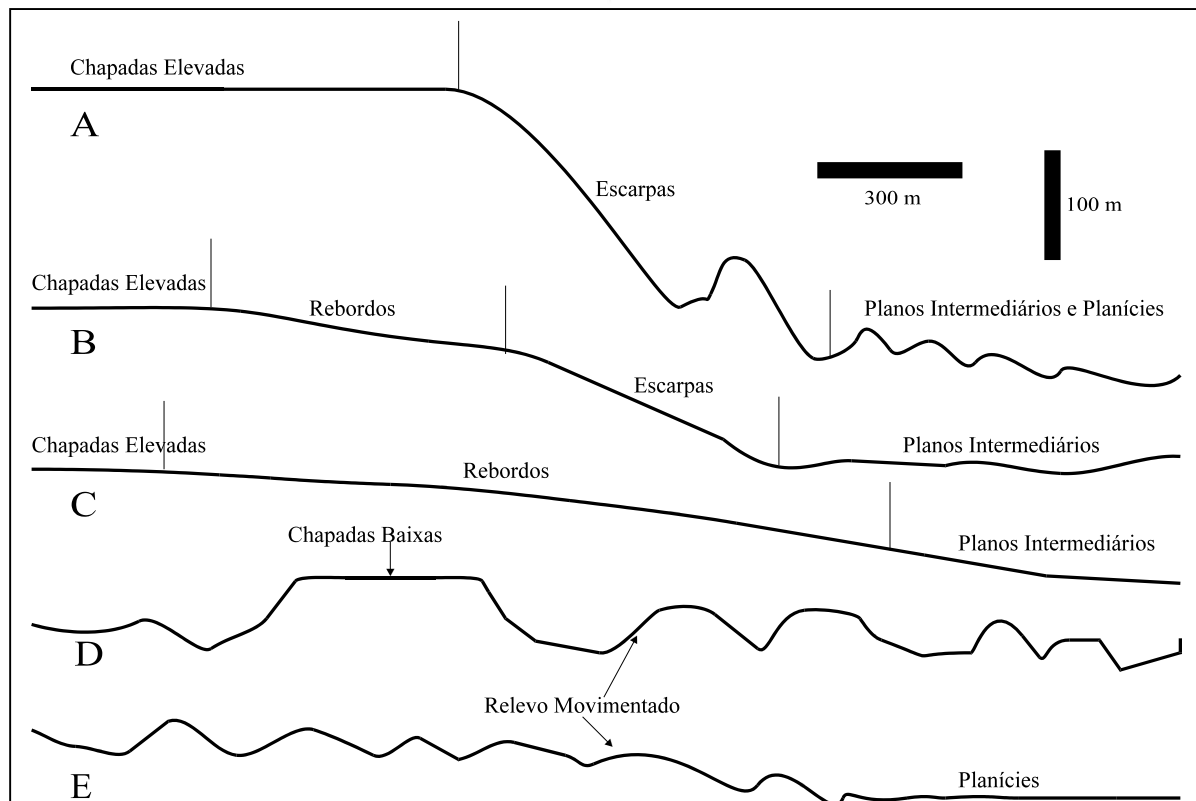


Figura II.8 – Vertentes do Distrito Federal. A. Transição Chapadas Elevadas/Escarpas/Planos Intermediários na porção norte do semi-domo de Brasília, mostrando vertentes com elevada declividade e maior índice de aprofundamento de drenagem, B. Transição Chapadas Elevadas/Rebordos/Escarpas/Planos Intermediários na porção leste do semi-domo de Brasília, mostrando vertentes com declividades intermediárias, C. Transição Chapadas Elevadas/Rebordos/Planos Intermediários na porção interna do semi-domo de Brasília, mostrando vertentes com declividades baixas, D. Planos Intermediários nas bacias do São Bartolomeu e Descoberto mostrando presença de Chapadas Baixas e relevo movimentado, E. Planos Intemediários e Planícies na bacia do Maranhão, mostrando relevo movimentado e plano.

As Bordas de Chapada delimitam grande parte dos limites entre os outros compartimentos, individualizando as porções de Chapadas Elevadas e Planos Intermediários, acima; e de Escarpas e Planícies, abaixo. A existência dessa feição, sutil no modelado, apresenta-se bem individualizada nos perfis apresentados na Figura II.8, e não foi contemplada pelas propostas existentes. A gênese dessa feição, ainda a ser estudada, pode estar associada ao controle lito-estrutural, pedológico e hidrodinâmico.

As Escarpas são bem marcadas (Fig. II.8), assim como são bem definidas na compartimentação da CODEPLAN (1984). Independente do tipo de escarpa, erosiva ou estrutural, ocorrem áreas contínuas com a presença dessa feição, como toda as porções de contato entre o semi-domo de Brasília e as dissecadas das bacias mais importantes, destacando a porção norte.

Em relação às propostas, as Chapadas Elevadas (Figs. II.7 e II.8) coincidem aproximadamente com o Pediplano Rodeador-Contagem (CODEPLAN 1984) e a Região de Chapadas (Novaes Pinto 1994).

Os Planos Intermediários (Fig. II.8) definem porções planas com diversos graus de dissecção, intermediários às Chapadas e Planícies e limitados por Bordas de Chapada e Escarpas. Esse compartimento apresenta grande semelhança ao Pediplano de Brasília, definido pela CODEPLAN (1984).

As Planícies representam a superfície limitada pelos canais dos principais rios da região e os Planos Intermediários.

CONTROLE LITO-ESTRUTURAL

A paisagem é incontestavelmente compartimentada pelo controle lito-estrutural. O padrão de interferência de dobras com eixos axiais NS e EW, que ultimou o ciclo Brasileiro, produziu domos e bacias regionais que se refletem no modelado. As feições mais importantes são os domos estruturais de Brasília e do Pípiripau, onde afloram rochas do Grupo Paranoá, e as bacias estruturais, por rochas dos grupos Canastra e Araxá, onde se localizam as bacias hidrográficas do São Bartolomeu e do Descoberto, respectivamente, e por porções carbonáticas do Grupo Paranoá, onde está instalada a bacia hidrográfica do Maranhão (Fig. II.6).

Os domos estruturais foram cortados por superfícies de aplainamento e seus núcleos denudados, gerando Planos Intermediários, invertendo o relevo. Ou seja, nas áreas nas quais as drenagens eram centrífugas, com o processo denudacional passaram a ser centrípetas. Inicialmente seria gerado um padrão de drenagem centrífuga nos domos e anelar nas bacias. Posteriormente, os domos teriam seus topos aplainados e as bacias seriam os pontos de escape do sistema de drenagem regional.

As Chapadas Elevadas que se desenvolveram sobre os flancos dos domos estruturais são escalonadas de acordo com a organização litológica. No caso do domo estrutural de Brasília, os topos são sustentados por quartzitos da unidade Q₃, sendo sucedidos por patamares estruturais sobre metarritmitos e depressão sobre ardósias. No interior da depressão ocorre residual de aplainamento convexo que pode ser relacionado aos níveis quartzíticos da unidade R₃ (Metarritmito Arenoso), conforme pode ser constatado no mapa geológico do DF (Fig. II.2) e na compartimentação geomorfológica proposta por Novaes Pinto (1994) (Fig. II.6).

Entretanto, os topos da chapada de Brasília mostram-se rebaixados em relação aos da Contagem, de forma progressiva, de W para E (Fig. II.6). Esses fatos podem estar relacionados ao reflexo de dobramento assimétrico da fase de domeamento, com flancos W mais próximos da horizontal, e flanco E com maiores caimentos, indicando uma vergência para o Cráton do São Francisco, como é de se esperar. Isso explicaria as maiores extensões das superfícies residuais de aplainamento da porção W do domo estrutural de Brasília, representadas pela chapada da Contagem, em contraposição ao flanco E, mais estreito. Outra hipótese é apresentada por Novaes Pinto (1984), que assume um basculamento das chapadas em direção às calhas de drenagem.

Os topos do divisor São Bartolomeu-Preto, incluídos nas Chapadas Baixas, estão sobre filitos do Grupo Canastra, sendo que no interior da bacia do Preto ocorre a seqüência pelítica do Grupo Bambuí.

As diferenças altimétricas entre as Chapadas Elevadas e as Chapadas Baixas dos Planos Intermediários podem ser explicados por duas hipóteses. A primeira relaciona a geração dessas superfícies em diferentes épocas, como proposto por Novaes Pinto (1994). A segunda relaciona o intemperismo diferencial sobre rochas de diferentes composições químicas e físicas e, portanto, gerando superfícies cogenéticas. Essas hipóteses, opostas em seus pressupostos, devem ser testadas em futuras pesquisas.

COBERTURA PEDOLÓGICA E AS COURAÇAS

A cobertura pedológica geralmente apresenta indícios do grau de maturidade e dos processos geradores do modelado. Infelizmente, no Distrito Federal não existem estudos minuciosos, especialmente em grandes profundidades da cobertura pedológica, e muito menos do horizonte de saprólito. Os estudos mais refinados estão restritos a profundidades definidas pelo perfil de controle do sistema brasileiro de classificação de solos, que é de 2 m (Camargo *et al.* 1987).

A partir dessa visão, os pedólogos mostram que existe uma organização dos solos na paisagem conforme toposseqüências e hidrosseqüências, controladas principalmente pelo regime hídrico (Rodrigues 1977, Macedo 1986). A classe LE ocorre preferencialmente em ambientes bem drenados, típicos de chapadas, enquanto que a classe LV ocorre em limites das chapadas (Macedo 1986) e/ou nas interfaces com corpos d'água (Rodrigues 1977). Dessa forma, a classe LV seria um produto de degradação da classe LE em ambientes com atividade mais elevada da água (Carneiro 1984), que provoca a dissolução preferencial da hematita em relação à goethita (Macedo & Bryant 1987). A relação da gibbsita com a caulinita não é evidenciada nessas hidrosseqüências, mas esses autores demonstram que as Chapadas Elevadas têm uma tendência maior de serem mais ricas em gibbsita, enquanto que as superfícies mais baixas (Planos Intermediários e Planícies) mais ricas em caulinita, o que indica um grau de maturidade maior para os solos das chapadas, mais elevados e antigos.

Entretanto, Belcher (1954) observou perfis de solos profundos, com mais de 15 m de espessura. O estudo detalhado desses perfis espessos deve ser empreendido para que sejam encontradas as conexões importantes com a evolução pedológica e do modelado. As calhas preenchidas por sedimentos, descritas por Martins *et al.* (1994) e Blanco (1995) podem estar relacionadas a estas ocorrências de solos espessos. Estas calhas podem ter sido geradas pelo desenvolvimento de voçorocas ou de rede de drenagem em eventos climáticos mais antigos, preenchidas em eventos pluviométricos intensos, possivelmente durante o Pleistoceno.

Em relação às couraças, todos os autores são unânimes em afirmar que essas são cogenéticas à superfície nas quais se encontram. Entretanto, Thomas (1974) demonstra que nem sempre os materiais intemperizados apresentam a mesma idade da superfície associada.

Outra afirmação comum a todos os autores é a diminuição progressiva da espessura de couraças das superfícies residuais mais elevadas para as mais baixas, que praticamente estão ausentes. Resumindo: todas as contribuições afirmam que as couraças mais importantes ocorrem nas superfícies residuais mais elevadas, e horizontes nodulares parcialmente cimentados e perfis de linha de pedras são abundantes nas superfícies residuais mais baixas.

Belcher (1954) descreve importantes ocorrências de couraças ferruginosas com características bem peculiares. O processo gerador das couraças proposto está associado à própria evolução das Bordas de Chapada, por meio de um fenômeno de franja, onde as soluções enriquecidas em Fe provenientes das Chapadas Elevadas seriam imobilizadas em seus limites. Por outro lado, associa essas couraças com outras encontradas no mundo, considerando-as como reliquias, colocando tentativamente a geração no Terciário Inferior.

Considerando que as Bordas de Chapada são os locais de evolução mais dinâmica da paisagem, apresentando limites com Escarpas com as declividades mais elevadas encontradas, espera-se que as couraças existentes, reliquiárias do Terciário Inferior, apresentem feições de degradação. Se o que foi descrito ocorre realmente, espera-se uma transformação *pari passo* das couraças conforme avança o recuo das vertentes das Chapadas Elevadas. Como as bordas de chapadas não são fixas, recuam progressiva e constantemente, as couraças estão em processo contínuo de modificação.

O tempo de residência depende da própria couraça, visto que constitui uma barreira física à erosão, provocando a diminuição da velocidade de recuo da Escarpa, adjacente às Bordas de Chapada. Os limites das Chapadas Elevadas, geralmente muito bem definidos pela quebra de relevo brusca realizada por Escarpas, podem estar associados a essa evolução das couraças. Dessa forma, se confirmadas as descrições de Belcher (1954), as couraças constituiriam estratificadores da paisagem.

É interessante notar que a ocorrência de couraças nas bordas das Chapadas Elevadas deve estar associada a solos da classe LV, com caráter concrecionário e/ou plíntico, típicos desse contexto. A classe LV, nestas condições, pode ter algumas possibilidades genéticas, quais sejam:

- a) o horizonte de *solum* desenvolveu-se anteriormente ao encouraçamento, não guardando relação genética direta entre eles;
- b) o horizonte de *solum* representa sedimentos depositados sobre as couraças;
- c) o horizonte de *solum* desenvolveu-se a partir das couraças.

Ocorrências de couraças em bordas de chapada são típicas da África Central, onde os autores consideram que o clima atual, ou similar ao atual, é o responsável pela geração do conjunto faciológico típico descrito por Belcher (Beauvais 1991, Tardy 1993).

Outros autores não deixam clara a forma de ocorrência das couraças, afirmando que ocorrem "preferencialmente nas bordas das chapadas" (Penteado 1976, CODEPLAN 1984). Entretanto, Novaes Pinto (1994) afirma que a Região de Chapada apresenta "cobertura de latossolos e de laterita...A laterita, tanto vesicular, como pisolítica é encontrada nas bordas das chapadas ou sobre a superfície quando falta o horizonte A dos solos".

Aparentemente estes autores supõem uma cobertura mais extensa das couraças nas superfícies residuais de aplainamento. Neste caso, as couraças devem apresentar gênese associada às fases de geração e degradação das superfícies de aplainamento e, portanto, guardar registros antigos que podem remontar ao Terciário.

II.8 CONCLUSÕES E QUESTIONAMENTOS

Conforme os critérios morfológicos utilizados a partir do MNT do DF, Chapadas Elevadas são entendidas como superfícies de topos aplainados mais elevadas dentro da região do Distrito Federal, sustentados por rochas metapsamíticas do Grupo Paranoá. As Bordas de Chapada são definidas como áreas de transição entre as superfícies residuais de aplainamento e outros compartimentos, normalmente associadas a presença de couraças. As Escarpas são definidas como rupturas abruptas de relevo. Os Planos Intermediários podem ser entendidos como uma superfície residual de aplainamento, dissecada pelos principais rios da região. No interior dos Planos Intermediários pode ser distinguidas superfícies residuais de aplainamento, designadas aqui como Chapadas Baixas, sustentadas por filitos do Grupo Canastra e por xistos do Grupo Araxá, no interior das bacias hidrográficas do São Bartolomeu e Descoberto, respectivamente. Finalmente, as Planícies são áreas mais baixas topograficamente associadas às calhas de drenagem das bacias hidrográficas mais importantes do DF.

Este capítulo mostrou que existe várias informações na bibliografia que não são definitivas e muitas vezes contraditórias. As principais questões, pertinentes a esta Tese, que foram suscitadas, são as seguintes:

1. qual é a continuidade das couças na paisagem? Estas ocorrem nos compartimentos Chapadas Elevadas e Baixas, ou somente nas Bordas de Chapada?
2. quais são as relações genéticas entre as couças e a cobertura pedológica?
3. como estão posicionados e como evoluíram os solos desenvolvidos sobre sedimentos e os solos desenvolvidos *in situ*?
4. qual é o papel lito-estrutural na geração dos materiais do rególito laterítico?

Todas essas questões, ainda a serem respondidas de forma mais precisa, vão ser abordadas nos capítulos dedicados aos estudos de caso e na proposição de um modelo.

III.1 INTRODUÇÃO

As metodologias seguidas nesta Tese estão resumidas na forma de um fluxograma (Fig. III.1), onde estão descritas, sucintamente, as conexões entre os estudos de escritório, de campo, de laboratório e de tratamento dos dados. Estas várias fases estão descritas em maior detalhe no texto que segue.

III.2 CRITÉRIOS DE ESCOLHA DOS PERFIS ESTUDADOS

A seleção dos perfis estudados baseiou-se na organização dos elementos naturais na paisagem, levando em consideração a geologia, a compartimentação geomorfológica e a distribuição de solos. Dessa forma, foram escolhidas áreas representativas dos grandes compartimentos geomorfológicos definidos no capítulo II, sobre diferentes tipos de rochas metapsamo-pelíticas do Grupo Paranoá e do Grupo Canastra, estudadas por Faria (1995) e Freitas-Silva & Campos (1998), e sobre os diferentes tipos de solos integrantes dos rególitos lateríticos da região. A existência de cortes desenvolvidos por obras de engenharia nos diversos contextos geológicos, geomorfológicos e pedológicos também foram fundamentais na escolha dos perfis.

O Grupo Araxá e o Grupo Bambuí, compostos por litofácies clásticas, recentemente descritos no DF (Freitas-Silva & Campos 1998), que ocorrem nas porções SW e E, respectivamente, não foram representados. Na época da seleção das áreas de estudo, essas porções eram consideradas como pertencentes ao Grupo Paranoá, sendo que, onde ocorre o Grupo Bambuí, era considerado como parte da unidade Pelito-carbonatada (PC) (Faria 1995). Rególitos lateríticos ocorrem nessas porções, distintos dos estudados nesta Tese e devem constituir temas de futuras pesquisas.

Dentro dos compartimentos geomorfológicos representados, os perfis estudados localizam-se nos topos da Chapada da Contagem e da Chapada de Brasília, nos divisores de drenagem da Depressão do Paranoá, nas superfícies residuais da bacia do São Bartolomeu e no Divisor São Bartolomeu-Preto.

Os perfis estudados representam litossequências, sequências verticais e topossequência.

As litossequências constituem perfis que representam variações faciológicas do rególito em função das variações composicionais do material de origem (Curi 1983). As litossequências estudadas ocorrem sobre rochas metapsamo-pelíticas do Grupo Paranoá.

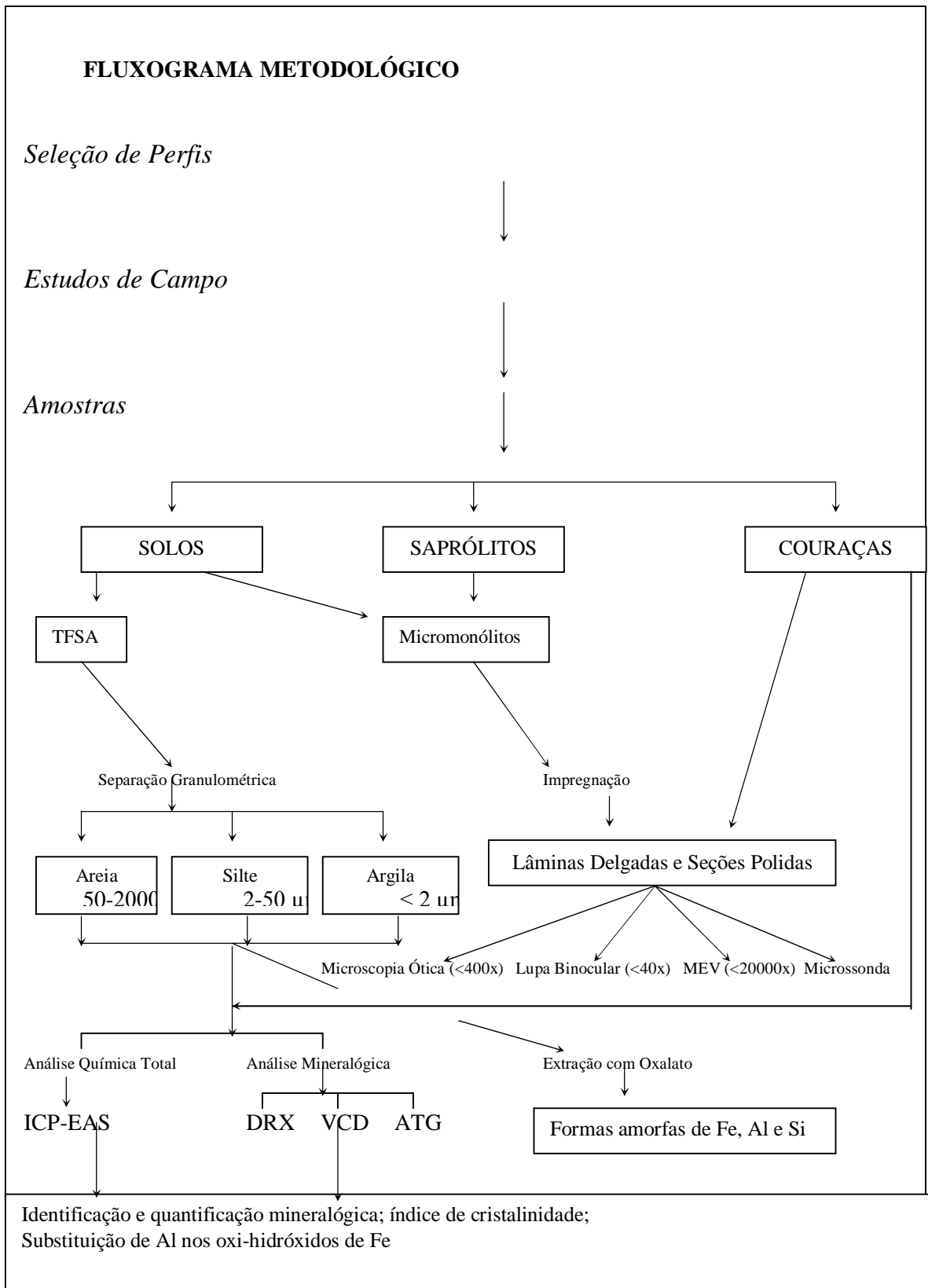


Figura III.1 – Fluxograma metodológico mostrando todos os passos da pesquisa. Abreviações: TFSA (terra fina seca ao ar, <2mm); MEV (microscopia eletrônica de varredura); ICP-EAS (espectrometria de emissão atômica com plasma de acoplamento indutivo); DRX (difratometria de raios-X); VCD (varredura calorimétrica diferencial); ATG (análise termogravimétrica).

As seqüências verticais constituem variações faciológicas verticais do rególito, típicas de perfis lateríticos convencionais e sobre um mesmo tipo de material de origem (Tardy 1993). As seqüências verticais estudadas ocorrem sobre filitos do Grupo Canastra.

As toposseqüências representam perfis desenvolvidos sobre o mesmo tipo de material de origem, mas apresentando variações faciológicas laterais, segundo uma linha entre as superfícies de topo e o eixo de drenagem (Leprun, 1979). A toposseqüência estudada ocorre sobre sedimentos na região de Águas Claras.

III.3 CONTEXTO DOS PERFIS ESTUDADOS

A litosseqüência São Sebastião, apresentada no capítulo IV, localiza-se a oeste da cidade homônima, representando a Chapada de Brasília e porções dissecadas pertencentes à bacia do São Bartolomeu (Fig. III.2). Partindo do Plano Piloto, o acesso é feito através da DF-001 (Estrada Parque Contorno) e DF-135. Os estudos foram realizados em cortes de estrada da DF-135 e em cascalheiras. A geologia, de oeste para leste, é representada por rochas das unidades Q₃ (Quartzito Médio) e R₄ (Metarritmito Argiloso) do Grupo Paranoá e pela litofácies Filito do Grupo Canastra, que apresentam acamamentos com direção geral NS, mergulhando para leste. Nesta área ocorrem os compartimentos geomorfológicos Chapadas Elevadas, Rebordos, Escarpas e Planos Intermediários, associados às unidades Q₃ e R₄ do Grupo Paranoá e litofácies Filito do Grupo Canastra, respectivamente. As classes de solo LE, LV, AQ e Cb ocorrem na área estudada.

A seqüência vertical Capão da Onça, apresentada no capítulo V, localiza-se na cabeceira da bacia do córrego Capão da Onça, sub-bacia do rio São Bartolomeu, representante de Chapadas Baixas do Divisor São Bartolomeu-Preto (Fig. III.2). Partindo do Plano Piloto, o acesso à área é feito pela DF-015 (Estrada Parque Tamanduá) e DF-250, sentido leste, tomando-se, a partir desta última, a DF-130 à direita. O acesso aos perfis é feito por estrada vicinal à direita da DF-130, 8 km após a entrada nessa via, em direção à borda da chapada. Os estudos foram realizados em cascalheira, na borda da chapada, e em cortes de estrada, no centro do Divisor e adentrando as porções mais dissecadas. Filitos do Grupo Canastra ocorrem em toda a área estudada. O compartimento Planos Intermediários é representado em toda a área.

A litosseqüência Águas Claras, apresentada no capítulo VI, localiza-se na futura cidade de Águas Claras, limitando com as cidades de Taguatinga e Guará (Fig. III.2). Partindo do Plano Piloto, o acesso é feito através da DF-003 (Estrada Parque Indústria e Abastecimento) e DF-085 (Estrada Parque Taguatinga), à esquerda da entrada de Taguatinga. Os estudos foram realizados em perfis abertos pelos cortes do Metrô - DF, e em cascalheiras adjacentes. Nesta área, de oeste para leste, ocorrem rochas apresentando acamamentos com atitude geral NS, mergulhando para oeste, e dobras suaves mesoscópicas com eixo NS, representantes das unidades R₃ (Metarritmito Arenoso) e A (Ardósia). Em termos geomorfológicos, a área é representada pelos compartimentos Chapadas Elevadas, Rebordos e Planos Intermediários. A unidade R₃ ocorre nos compartimentos Chapadas Elevadas e Rebordos, sendo que a unidade A em Planos Intermediários e no limite deste compartimento com Rebordos. As classes de solo LE, LV e Cb estão presentes na área estudada. O perfil representa interflúvio dos Córregos Águas Claras, a norte, e Olho D'Água da Cruz, a sul, adentrando a Depressão do Paranoá.

A toposseqüência Águas Claras, apresentada no capítulo VII, localiza-se na futura cidade de Águas Claras, adjacente à linha do metrô e perpendicular à litosseqüência Águas Claras (Fig. II.2). Os estudos foram realizados em corte contínuo, destinado à rede pluvial da cidade, entre a linha do metrô e o eixo de drenagem do córrego Águas Claras. O perfil ocorre sobre sedimentos espessos desenvolvidos em calha. As classes de solos LE, LV e Hi ocorrem no perfil estudado.

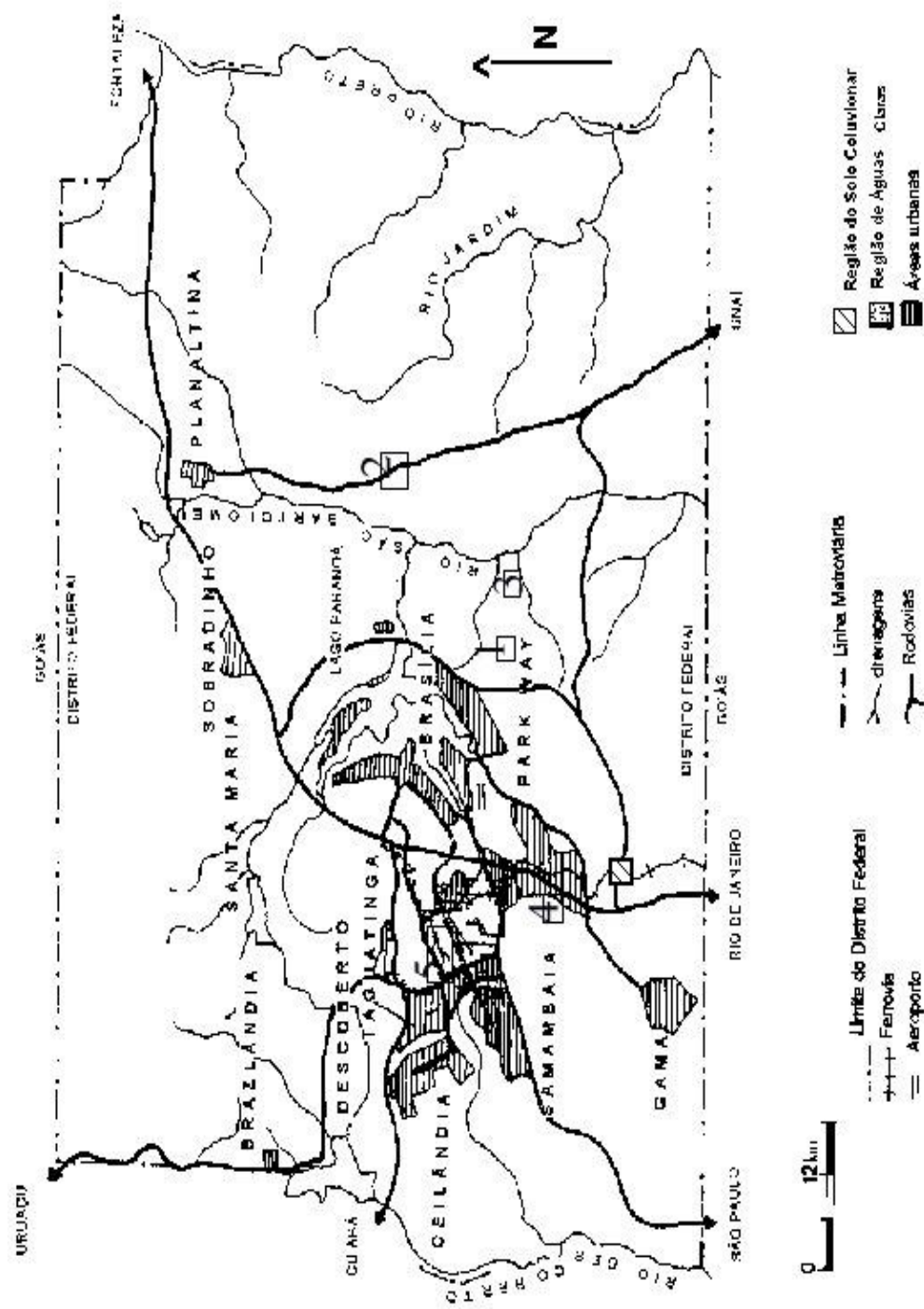


Figura III.2 – Localização das áreas estudadas. 1. Litosseqüência São Sebastião; 2. Seqüência Vertical Capão da Onça; 3. Seqüência Vertical Proflora; 4. Litosseqüência Granja do Ipê; 5. Litosseqüência e Toposseqüência Águas Claras.

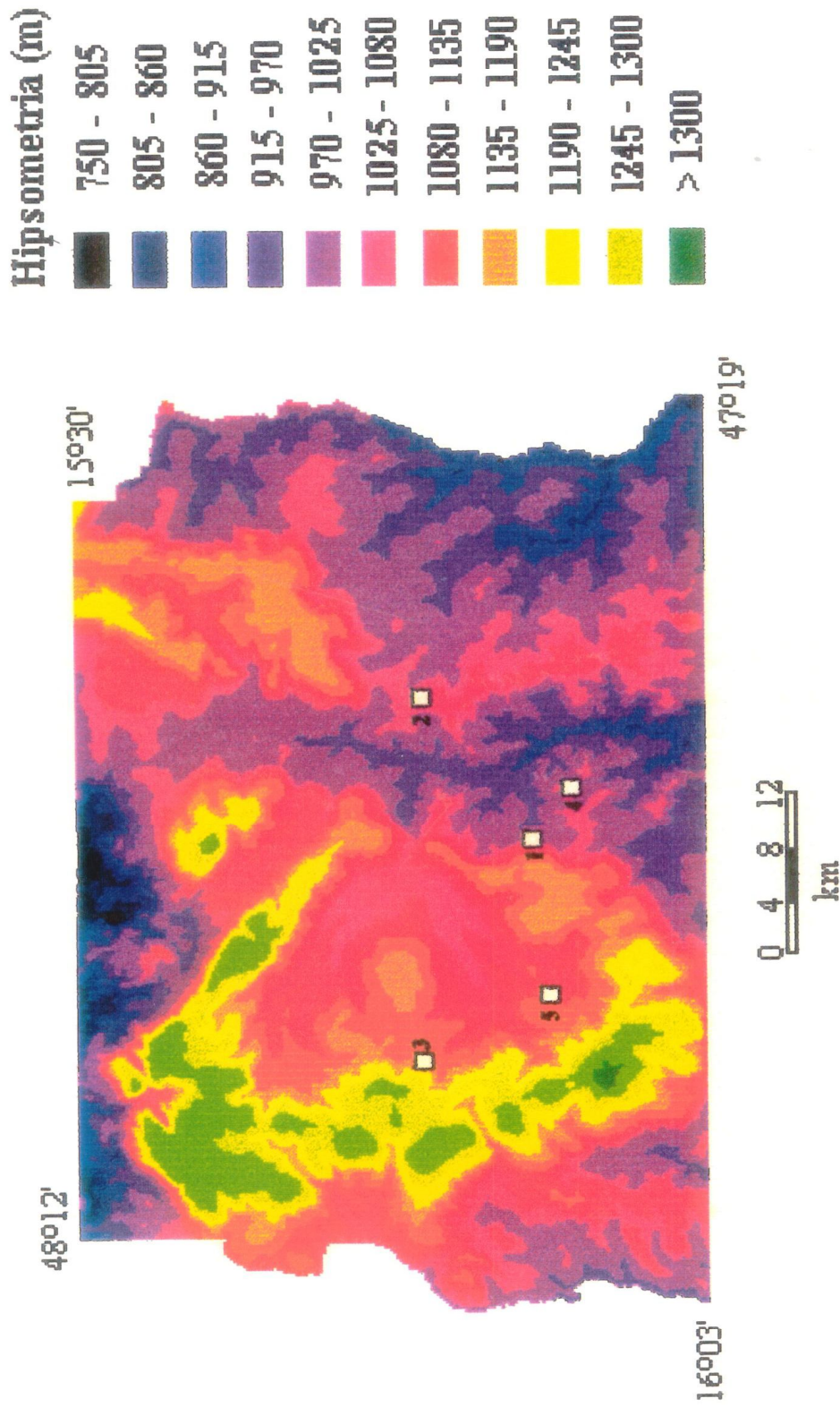


Figura III.4 – Contexto geomorfológico das áreas estudadas. 1. Litossequência São Sebastião; 2. Sequência Vertical Capão da Onça; 3. Litossequência e Topossequência Aguas Claras; 4. Sequência Vertical Profitora; 5. Litossequência Granja do Ipê.

A toposequência Águas Claras, apresentada no capítulo VII, localiza-se na cidade de Águas Claras, adjacente à linha do metrô e perpendicular à litosequência Águas Claras (Figs. III.2, III.3 e III.4). Os estudos foram realizados em corte contínuo, destinado à rede pluvial da cidade, entre a linha do metrô e o eixo de drenagem do córrego Águas Claras. A seqüência ocorre sobre sedimentos espessos depositados em calha, onde as classes de solos LE, LV e Hi estão representadas.

A litosequência Granja do Ipê, apresentada no capítulo VIII, localiza-se adjacente à Universidade Holística, antiga Granja do Ipê (Figs. III.2, III.3 e III.4). Partindo do Plano Piloto, o acesso à área é feito pela DF-003, sentido sul, tomando-se estrada vicinal à direita, 8 km após a entrada do Núcleo Bandeirante. Na área estudada ocorrem a unidade R₃ (Metarritmito Arenoso) e o topo da unidade A (Ardósia) do Grupo Paranoá. Os compartimentos geomorfológicos Chapadas Elevadas, Bordas de Chapada e Planos Intermediários estão representados na região estudada. As classes de solo LE e LV estão presentes na área de estudo. Os estudos mais detalhados foram realizados em cascalheira no limite de Bordas de Chapadas com Planos Intermediários.

A seqüência vertical Proflora, apresentada no capítulo VIII, representante de Chapadas Baixas, localiza-se adjacente à BR-251, distando 5 km do entroncamento da DF-135, sentido leste, e a 5 km do rio São Bartolomeu (Figs. III.2, III.3 e III.4). A área é representada por pequenas superfícies residuais de aplainamento, na bacia do São Bartolomeu, desenvolvidas sobre filitos do Grupo Canastra. Os estudos concentraram-se em cascalheiras adjacentes à BR-251.

Desta forma, as seqüências selecionadas são representativas das principais paisagens lateríticas existentes no DF. Outras porções do DF, além das que ocorrem a SW e a E, representadas por rochas do Grupo Paranoá que não foram estudadas, ocorrem sobre rochas carbonáticas onde não desenvolvem perfis lateríticos, e portanto, não são objetos de estudo desta Tese.

III.4 DESCRIÇÃO DE CAMPO

As descrições de campo objetivaram a individualização dos horizontes de intemperismo expostos pelos perfis com o objetivo de separar as diversas fácies lateríticas. As descrições seguiram os critérios convencionais, a partir dos seguintes parâmetros, visíveis à vista desarmada e/ou com lupa de bolso (5 ou 10 X de aumento): cor, estrutura, consistência, tipos de fragmentos (forma e granulometria), e vazios (formas e dimensões) (vide Anexo I).

A partir destes parâmetros foi possível fazer uma classificação de campo das fases de geração e orientar a amostragem.

III.5 AMOSTRAGEM

A amostragem foi realizada com o objetivo de representar os horizontes e fácies descritos no campo. Neste sentido, foram amostrados horizontes e subhorizontes, em várias posições dentro das seqüências estudadas.

Amostras deformadas e indeformadas foram coletadas para os estudos em laboratório. As *amostras deformadas* são definidas como materiais coletados que não preservam a estrutura natural. Essas foram utilizadas nos estudos mineralógicos. Enquanto que as *amostras indeformadas*, que preservam a estrutura natural, foram destinadas à confecção de lâminas delgadas e seções polidas para estudos petrográficos.

AMOSTRAS DEFORMADAS

A representatividade de amostras deformadas dos horizontes de *solum* e de saprólito, aparentemente homogêneos na escala de campo, pode ser obtida fazendo amostragem composta, e/ou em

canal, e/ou obedecendo intervalos fixos de 5 a 10 cm de distância na vertical entre uma amostra e outra (Harden 1986).

A amostragem em canal representa um quadrilátero onde a espessura do horizonte é a metade da dimensão paralela ao corte exposto e a profundidade é no mínimo de 5 cm. Os horizontes devem ser subdivididos em subhorizontes de amostragem quando são muito espessos. Essa forma de amostragem foi seguida nesta Tese nos diversos perfis estudados.

As couraças foram representadas por fragmentos desses materiais, sendo que as estruturas e feições de interesse foram subamostradas em laboratório.

AMOSTRAS INDEFORMADAS

A coleta de amostras indeformadas foi feita na forma de micromonólitos, no caso de materiais friáveis, como saprólitos e horizontes de *solum*, e de fragmentos, no caso de materiais naturalmente consistentes, como as couraças. Teve-se o cuidado de orientar e marcar na amostra o azimute correspondente da face da exposição e os planos horizontal e vertical antes de retirá-la do perfil.

Os micromonólitos foram coletados por meio de saboneteiras de plástico consistente, apresentando dimensões de 10x15x5 cm, aproximadamente. O procedimento de amostragem é similar aos monólitos, por meio da confecção de faixa de alto relevo com a forma da caixa, empregando faca ou canivete, e a amostra retirada e cuidadosamente acondicionada na caixa.

III.6 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS DEFORMADAS

As amostras de *solum* geralmente apresentam materiais de várias origens e granulometrias. As várias frações granulométricas podem ter origens tanto da rocha-mãe, como pedogéneros. Dessa forma, a preparação das amostras para estudos mineralógicos exige a separação granulométrica. A preparação de amostras segue normalmente dois passos: a secagem e o peneiramento.

PRESERVAÇÃO DAS AMOSTRAS E SEPARAÇÃO EM PENEIRAS

Os procedimentos de acondicionamento e secagem das amostras podem provocar mudanças nas características mineralógicas. No entanto, é mais conveniente e econômico guardar amostras secas do que amostras de campo em várias condições de umidade.

Vários minerais, como alofana, haloisita hidratada e montmorillonita, são sensíveis à desidratação em temperaturas acima de 100° C, ou mesmo empregando o processo de liofilização, no qual há a eliminação da água à baixa temperatura, provocando mudanças nas características mineralógicas (Besoain 1985). Por isso, preferiu-se a secagem ao ar em temperatura ambiente.

As amostras foram removidas de seus recipientes e colocadas em uma área aberta para secagem. A cada dia, ou várias vezes por dia, se o tempo estiver úmido, a amostra é remexida para garantir uma rápida e total secagem, sendo esse o procedimento seguido nessa Tese.

Após a secagem a matéria orgânica foi eliminada, já que esta interfere nos métodos de identificação e quantificação dos minerais de solo (DRX, ATD, EIV, entre outros), especialmente da fração argila. Além disso, a matéria orgânica humificada (ácidos húmicos, ácidos fúlvicos, enzimas) geralmente está unida de forma complexa à superfície da argila.

O peróxido de hidrogênio (H₂O₂) a 10% é usualmente empregado para a destruição da matéria orgânica e concentração da fração mineral em várias granulometrias (Kiehl 1979). Entretanto, a oxidação da matéria orgânica por H₂O₂ pode produzir intermediários do tipo oxalato, o qual dissolve óxi-hidróxidos de Fe e Mn de baixa cristalinidade (Borggaard 1988), que podem reprecipitar na forma de películas na superfície de minerais, dificultando as análises. Além disso, a peroxidação geralmente não é completa, permanecendo resíduo de matéria orgânica nas amostras.

Ataques à base de hipoclorito de sódio (NaOCl) têm demonstrado ser mais específicos e eficientes na eliminação da matéria orgânica sem a interferência com os minerais do solo (Omueti & Lavikulich 1988).

A maioria das amostras estudadas, por suas características naturais, contém quantidades desprezíveis de matéria orgânica e não interferem nos procedimentos de separação para fins mineralógicos. Entretanto, nas amostras enriquecidas em matéria orgânica a eliminação foi garantida empregando o ataque com hipoclorito. Este consiste na dissolução de 1:10 de amostra com NaOCl 6% por 6 horas em temperatura ambiente.

A separação granulométrica exige a definição das faixas granulométricas. As escalas existentes baseiam-se em critérios matemáticos, onde os limites geralmente são definidos por uma progressão geométrica - na base 2, no sistema de Wentworth, e na base 10, no sistema de Atteberg.

Na prática, as faixas granulométricas dependem dos procedimentos de separação e das características dos materiais. A maioria das amostras de *solum* estudadas não apresentaram materiais com granulometria acima de 2000 μm . Neste caso, foram empregadas as seguintes faixas granulométricas: 2000-50 μm (fração areia), 50-2 μm (fração silte) e menor que 2 μm (fração argila). As faixas granulométricas acima do limite superior de 50 μm foram obtidas via peneiramento e as faixas abaixo desse limite por sedimentação.

DISPERSÃO

A separação das frações silte e argila exigem procedimentos de suspensão e sedimentação.

As amostras enriquecidas em óxi-hidróxidos de Fe e Al apresentam grandes dificuldades de dispersão devido principalmente às variações de carga dependente do pH. Deve-se empregar um procedimento específico de dispersão de partículas de carga variável, para que não haja variações na porcentagem das frações obtidas. Argilas nas quais predominam minerais de carga permanente geralmente não apresentam problemas de dispersão.

Dessa forma, é necessário manter a suspensão em pH's acima do ponto de carga zero, onde tanto os óxi-hidróxidos de Fe e argilo-minerais são carregados negativamente, para que não ocorra floculação. O melhor procedimento é levar a suspensão a pH 9,5 com NaOH diluído e fazer subseqüentes lavagens com água.

O uso do íon Na, na forma de ortofosfato, pirofosfato ou hexametáfosfato, como dispersante, determina a sorção do íon, provavelmente uma quimisorção, que aparece nas curvas de ATD e nos difratogramas de raios-X (Besoain 1985). Omueti & Lavikulich (1988) mostraram que a utilização de H_2O_2 seguido pela adição de qualquer um destes fosfatos modificam os padrões de DRX, especialmente de amostras com a presença de clorita. Amostras que não apresentam nenhum traço de argilo-minerais 2:1, com mineralogia dominada por caulinita e gibbsita não apresentam modificações nos difratogramas. Todos os autores desaconselham a utilização dos fosfatos como meio dispersante na determinação mineralógica, devendo estar restrito apenas às separações granulométricas para determinação mecânica.

O uso do ultra-som como meio para estimular uma adequada dispersão pode alterar a forma e o tamanho das partículas, especialmente no caso dos minerais de morfologia tubular, fibrilar e laminar, como a haloisita, a sepiolita-atapulgita e a caulinita. Dependendo da frequência e intensidade aplicada, pode produzir uma considerável fragmentação das partículas. É provável que outras propriedades dependentes da superfície sejam afetadas (Besoain 1985).

A dispersão com ultra-som de ponta contamina a amostra com significantes quantidades de Ti, Al e V, como um resultado da composição destas pontas, sendo empregado o ultra-som de caixa (Busacca 1986).

Após a sonificação, o pH deve ser novamente ajustado a 9,5 por causa da dissolução do CO₂, do ar ou pequenas reações químicas com a amostra que podem causar uma queda no pH (Schulze 1988).

Nesta Tese, o procedimento de suspensão do material empregou 10 g de amostra em diluição de 1L de água deionizada em becker, onde foi adicionado 10 mL de NaOH 1M. As suspensões produzidas foram sonificadas em ultra-som de caixa por 10 a 15 min. O pH foi ajustado a 9,5 após a sonificação, adicionando algumas gotas de solução de NaOH, conforme Schulze (1988).

SEPARAÇÕES DAS FRAÇÕES SILTE E ARGILA

A partir do momento que as frações silte e argila estão postas em suspensão, é possível separá-las através da técnica da pipeta ou por centrifugação.

A morfologia dos grãos é importante na sedimentação. Nos filossilicatos a tendência é a sedimentação segundo a maior área superficial na direção da deposição. Partículas arredondadas sedimentam sem orientação preferencial.

A separação das frações se efetua calculando a velocidade de sedimentação, a qual é proporcional ao raio de uma partícula considerada esférica, de acordo com a lei de Stokes, de maneira que coletando as amostras em determinados tempos pode-se obter os limites de tamanho que se queira. Para aumentar a velocidade de sedimentação pode-se utilizar a centrifugação.

O procedimento empregado nesta Tese seguiu a rotina do Laboratório de Separação de Minerais do IG-UnB, que utiliza centrifugação a 700 rpm por 10 min para separar a fração silte. A suspensão restante é centrifugada a 3.000 rpm por 30 min para separar a fração argila.

TÉCNICAS DE SEPARAÇÃO QUÍMICA

Após as separações físicas, é necessário o tratamento das frações produzidas por meio de técnicas químicas para a concentração de grupos de fases minerais com o objetivo de facilitar a interpretação dos dados obtidos por técnicas instrumentais.

As técnicas de separação química são consideradas seletivas (Borggaard 1988). As mais convencionais, e que foram utilizadas, são as seguintes:

- *Concentração dos Óxi-hidróxidos de Fe* - Os óxi-hidróxidos de Fe, geralmente são difíceis de serem caracterizados com a devida profundidade em função das baixas cristalinidades típicas desses minerais no ambiente supergênico. Além disso, algumas amostras apresentam baixas concentrações desses minerais. O procedimento químico mais específico que existe para a concentração desses óxi-hidróxidos, sem afetá-los cristaloquimicamente, e que foi empregado aqui, é o proposto por Kampf & Schwertmann (1982). Adicionam-se 2 g de amostra a um volume de 200 mL de NaOH 5M em becker de teflon (vidro é dissolvido nessas condições), em ebulição em banho de areia por 30 a 60 min. Após o ataque, a amostra é recuperada em água e lavada por duas vezes. O resíduo é tratado com HCl 0,1M para eliminar a sodalita que forma durante a reação. É importante que existam silicatos na amostra, pois estes impedem a recristalização dos óxi-hidróxidos de Fe. Caso contrário, é necessário adicionar sílica gel (0,1 g) ao ataque.

- *Dissolução dos Óxi-hidróxidos de Fe* - Por outro lado, é possível também concentrar os silicatos, eliminando-se os óxi-hidróxidos de Fe. O procedimento que foi empregado baseia-se na redução e complexação do Fe através de um ataque sequencial, chamado como CBD (citrato-bicarbonato-ditionito). Inicialmente, as amostras (0,5 g) foram colocadas em solução de citrato de sódio 0,2 M (100 mL) tamponado a pH 8 por bicarbonato de sódio (agente complexante), em temperatura até 75°C, em banho-maria. Depois de 15 minutos nessa temperatura, adicionou-se progressivamente 0,5 g de ditionito de sódio (agente redutor), até observar que a cor da amostra ficou branca ou creme. Após o resfriamento, lavou-se o

resíduo pelo menos duas vezes, para retirar o excesso de sódio. A análise dos extratos de CBD indicam também o grau de substituição de Al nos óxi-hidróxidos de Fe.

III.7 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS INDEFORMADAS

Em geral, a preservação da organização interna dos materiais de rególito, especialmente de horizontes de *solum* e saprólito, é dificultada por causa da baixa consistência. Por isso, é necessário o emprego de resinas para impregnar esses materiais, sem destruição das texturas e tramas, e possibilitar a confecção de lâminas delgadas e seções polidas.

Convencionalmente, utiliza-se uma mistura de resina de poliéster (30 a 50%), monômero de estireno (70 a 50%) e catalisador (3 a 8 gotas em 500 mL da mistura) para os procedimentos de impregnação. O processo deve ser feito adicionando a resina lentamente à amostra, em condições de vácuo, uma a duas vezes por dia, dependendo da permeabilidade da amostra. Após a impregnação, a amostra é colocada em estufa para a secagem final. Normalmente, o procedimento dura entre 10 e 15 dias.

Nesta Tese foi desenvolvida uma câmara de impregnação, em funcionamento rotineiro, para a manipulação de dezenas de amostras simultaneamente.

As amostras impregnadas foram submetidas aos mesmos procedimentos de confecção de lâminas e seções polidas convencionais.

III.8 TÉCNICAS INSTRUMENTAIS

É imprescindível o emprego de várias técnicas instrumentais nos estudos mineralógicos e petrográficos de rególitos. Sabe-se que toda e qualquer técnica tem vantagens e limites. Dessa forma, a utilização de vários procedimentos e técnicas instrumentais é fundamental para os estudos petrográficos, a caracterização e a quantificação de minerais; especialmente no caso dos minerais de rególito, que necessitam de técnicas sofisticadas para a obtenção de informações simples, como, por exemplo, a morfologia.

A seguir são descritas sucintamente as técnicas instrumentais que foram utilizadas.

DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

A difratometria de raios-X (DRX) é a técnica mais empregada na identificação, caracterização e quantificação das fases minerais que compõem os rególitos. Baseia-se na interação de uma radiação monocromática de raios-X com a amostra em diversos ângulos de incidência. No método do pó, que foi empregado aqui, o resultado dessa interação é coletado em um detector que o transforma em sinal elétrico amplificado e registrado na forma digital ou analógica, designada de difratograma. Os picos são resultados da difração de raios-X em planos cristalográficos existentes na amostra, relacionando a posição, intensidade e forma. Os minerais apresentam padrões difratométricos específicos, podendo ser diferenciados um do outro em função disso.

A DRX constitui um complemento dos estudos petrográficos e podem, em condições experimentais apropriadas, gerar informações acerca da estrutura cristalina e de substituições isomórficas.

Utilizou-se um Geigerflex da Rigaku, do Laboratório de Difratometria de Raios-X do IG-UnB, que dispõe de dois goniômetros e filtro em linha, sendo que um deles é controlado por computador. Este equipamento dispõe de programas de tratamentos de dados (procura automática de picos, suavização da curva, correção de *background*, cálculo da largura a meia altura, procura dos possíveis minerais, análise qualitativa). A radiação $\text{CuK}\alpha$ foi a empregada nos estudos. A inconveniência de se empregar a radiação $\text{CuK}\alpha$ para minerais de Fe deve-se à elevada fluorescência produzida por esses minerais, o que diminui a resolução e a qualidade dos dados difratométricos, mas esse problema não chegou a prejudicar os objetivos do trabalho. A utilização de tubo de Fe ou de Co para as análises de amostras ricas em Fe é mais

conveniente, uma vez que o problema de fluorescência desaparece. Entretanto, o laboratório não dispunha de um desses tubos em bom estado para as análises.

ANÁLISE TÉRMICA

A análise térmica envolve a observação de uma propriedade física de uma amostra e como essa propriedade física modifica em resposta à mudança de temperatura (Giese 1990). As técnicas mais empregadas em mineralogia são: análise termo-diferencial (ATD), análise termo-gravimétrica (ATG) e varredura calorimétrica diferencial (VCD) (Mackenzie 1981).

Na ATG, as variações de massa em função da variação da temperatura são medidas, em tempo real, por uma termobalança.

Na ATD compara-se a temperatura de uma amostra com a de um material de referência (geralmente alumina) que tenha comportamento térmico conhecido, enquanto ambos estão sendo aquecidos na mesma taxa. Qualquer mudança na temperatura entre os dois é medida por termopares, cujo sinal é proporcional à temperatura. Dessa forma, medem-se reações endotérmicas, se a temperatura da amostra diminui em relação à referência, ou exotérmicas, no caso da temperatura da amostra aumentar em relação à referência.

A VCD é uma evolução da ATD, no sentido que a geometria do forno permite controlar o fluxo térmico, e dessa forma, além de medir as reações térmicas, como na ATD, também pode-se quantificar a quantidade de calor envolvida na reação.

Os resultados dos experimentos são obtidos na forma de termogramas, onde são identificados picos referentes às reações, que são específicas para cada mineral. No entanto, é possível ocorrer sobreposição das reações. Por isso, é necessário conhecer a composição das amostras com certa extensão para que essas técnicas sejam úteis ao mineralogista.

O equipamento que foi utilizado é um STA-1500 da Rheometric Inc., do Laboratório de Termoanálise do IG-UnB, onde se dispõe de ATG e VCD para análises simultâneas, sendo possível variar entre a temperatura ambiente (em torno de 20° C) e 1500° C, em velocidades que vão de 0,2 até 60° C/min.

Amostras pulverizadas ou da fração argila (< 2 µm) foram preparadas em cadinho de alumina, com capacidade de 10 a 40 mg e pesadas no próprio analisador térmico. As condições utilizadas foram constantes: temperatura ambiente até 1200° C e velocidade de varredura de 10° C/min.

MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) baseia-se na composição de uma imagem de elétrons secundários produzidos pela varredura da amostra por um feixe de elétrons. A interação entre os elétrons e a amostra excitam os átomos produzindo radiações de várias naturezas que podem ser medidas por espectrômetros específicos, detectando: elétrons retroespalhados, raios-X e elétrons Auger.

A detecção dos elétrons retroespalhados reflete variações composicionais em função da densidade dos átomos existentes na amostra, sendo bastante útil na diferenciação de fases.

A MEV é empregada desde o final da década de 60 em estudos de rególitos, pois fornece imagens de morfologia de minerais em escalas que alcançam o submicrométrico, e de suas relações de trama.

O equipamento que foi utilizado é um JSM-5200, do Laboratório de Microscopia Eletrônica da Embrapa Cerrados. O aumento útil do equipamento utilizado fica entre 10 e 30.000 vezes. As amostras estudadas encontravam-se na forma de fragmentos indeformados, metalizados com ouro, com controle de espessura da ordem de 200 Å. Foram empregadas imagens de elétrons secundários. As imagens de elétrons retroespalhados, apesar de serem geradas, não foram empregadas devido à baixa qualidade.

MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE TRANSMISSÃO

Na microscopia eletrônica de transmissão (MET), os elétrons transmitidos através da partícula são espalhados pelos núcleos dos átomos gerando a imagem e provocando o fenômeno de difração. Deste modo, são geradas informações morfológicas (imagem) e estruturais (figura de difração). O aumento útil fica entre 500 e 300.000 X.

O equipamento que foi utilizado é um JEM-120, do Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Biologia da Universidade de Brasília.

Amostras selecionadas de fração argila ($< 2 \mu\text{m}$) foram suspensas em acetona em condições diluídas, em torno de 10%. Os suportes de cobre cobertos por películas de carbono para MET foram imersos na suspensão para a deposição das partículas em suas superfícies. Após a imersão por alguns minutos, o excesso de suspensão foi retirado por meio da sorção por papel toalha e os suportes colocados em dessecadores. Após a secagem completa, os suportes estavam prontos para a visualização no microscópio.

MICROSSONDA ELETRÔNICA

A microsonda eletrônica baseia-se na análise do espectro de emissão de raios-X gerado pela amostra quando é aplicado a mesma um feixe de elétrons.

Existem duas técnicas analíticas nos equipamentos de microsonda eletrônica: WDS (dispersão por comprimento de onda) e EDS (dispersão por energia). O WDS geralmente é empregado em análises quantitativas pontuais e o EDS para análise qualitativa de minerais.

No caso da análise de amostras de rególitos, muitas vezes, a análise por WDS não é muito útil, porque o diâmetro do feixe é maior que o diâmetro dos minerais formadores, sendo que as análises representam, em muitas situações, a mistura de vários minerais.

Nesta Tese não foi empregado o EDS, pois o espectrômetro estava com defeito à época das aquisições dos dados. Dessa forma, foi empregado o WDS em análises pontuais e perfis traçados sobre feições pedológicas selecionadas (nódulos, películas, pedes, preenchimentos etc.). Os perfis desenvolvidos apresentaram diâmetro do feixe de $5 \mu\text{m}$ e equidistância entre os pontos de 20 até $100 \mu\text{m}$. A voltagem de aceleração dos elétrons foi de 20 kV e a corrente de 9 nA.

As amostras estudadas foram metalizadas com carbono, com controle de espessura em torno de 200 Å.

III.9 DETERMINAÇÕES ANALÍTICAS DAS AMOSTRAS DEFORMADAS

DETERMINAÇÃO QUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES

A composição química das amostras foi determinada por meio de ataque de 0,05 g de amostra e 0,17 g de metaborato de lítio como fundente, levados em cadinho de platina à fusão em 900°C por 1 h, e posterior dissolução em 500 mL de 0,2 M HCl. Os resultados foram certificados a partir da análise de padrões da NIST 69B e 600, seguindo o mesmo procedimento relativo às amostras.

Os elementos Si, Al, Fe e Ti nas soluções de ataque foram determinados em espectrometria de emissão atômica com plasma de acoplamento induzido (ICP-AES) e o K por espectrofotometria de chama do Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

A perda ao fogo (PF) foi determinada por ATG, calculada pela diferença entre a perda total de massa, até 1200°C , e a perda devida à umidade, até 150°C . A unidade de medida da PF é em % da massa total.

DETERMINAÇÃO QUÍMICA DAS FASES DE BAIXA CRISTALINIDADE

As técnicas de extração seletiva das fases amorfas, não-cristalinas ou pobremente ordenadas são adotadas com dois objetivos básicos. O primeiro para a eliminação destas fases que diminuem, ou mesmo impedem, a perfeita dispersão das partículas mais finas, isto é, menores que 2 μm , nos ensaios granulométricos e na separação dessa fração (Jackson 1975). O outro objetivo destas extrações, que foi a empregada aqui, é a caracterização química das fases de baixa cristalinidade, sendo consideradas mais simples e de baixo custo em comparação com técnicas instrumentais (Boorggard 1988).

O extrator desenvolvido por Tamm (1922), composto por 0,2 M de oxalato de amônio, tamponado por ácido oxálico a pH 3, e adaptado por Schwertmann (1964), é o mais utilizado mundialmente para a caracterização dessas fases. Outro extrator também utilizado é o EDTA em várias concentrações, em meio alcalino (Borggaard, 1985). A técnica do oxalato tem sido empregada convencionalmente na avaliação de fases de Fe, Al e Si que são consideradas “amorfas” (Schwertmann 1964, McKeague & Day 1966). A grande vantagem da técnica do oxalato é o tempo de extração, 4 horas, muito menor que os 90 dias necessários para a extração com EDTA (Borggaard, 1985).

O procedimento empregado, desenvolvido por Martins *et al.* (1997), adotou solução extratora com 0,2 M de oxalato de amônio e 0,0075 M de EDTA, relação 100:1, 20 mL para 0,2 g de amostra. A amostra foi agitada em agitador recíproco por 12 horas consecutivas. O extrato resultante foi recuperado após centrifugação e levado ao ICP-EAS para determinação de Si, Al, Fe e Ti.

IDENTIFICAÇÃO MINERALÓGICA

Os minerais foram identificados empregando vários procedimentos analíticos. Inicialmente, as amostras sem nenhum pré-tratamento foram estudadas por DRX. As condições analíticas foram as seguintes: amostra preparada por *back loading*; varredura contínua; velocidade de 4°/min.; intervalo de 2 e 100°2 θ . A técnica de *back loading* consiste no pressionamento do pó contra a abertura de lâmina de alumínio, disposta sobre superfície lisa e firme (geralmente vidro). O pó fica estável na abertura da lâmina, apesar de “suspenso”, graças ao ajuste de uma lâmina de vidro por fita adesiva no lado no qual o material foi prensado, aderindo-o por pressão. Dessa forma, o lado que fica para baixo é o que vai ser varrido por raios-X. Os autores consideram que tal técnica reproduz com eficiência as condições de matriz e diminui os problemas de orientação preferencial.

A finalidade deste procedimento foi de fazer uma primeira aproximação qualitativa dos minerais existentes nas amostras e averiguar quais amostras exigiam pré-tratamentos específicos para uma identificação mais precisa.

Nesta fase, a partir dos dados em formato digital, os minerais foram identificados por meio dos *softwares* D-MAX B da Rigaku e JADE 3.0 da MDI, que dispõem de rotinas de suavização de curva, eliminação de *background*, procura automática de picos, cálculo da largura a meia-altura, tamanho médio de partículas e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados mineralógicos do International Centre for Diffraction Data (ICDD).

Os minerais do grupo da Caulinita foram considerados como pertencentes a uma mesma espécie, excetuando a haloisita 10 Å (hidratada), que pode ser determinada por tratamento térmico seguido de DRX.

Minerais como clorita, interestratificados, Al-clorita e vermiculita intercalada com hidróxidos de Al (HIV) foram identificados empregando procedimentos de saturação com Mg e K, glicolagem e tratamento térmico a 490° C por 5 horas seguidos por DRX. As condições analíticas empregadas foram as seguintes: varredura passo a passo; passo de 0,02° 2 θ ; tempo fixo de 4 segundos; intervalo de 2 e 15° 2 θ ; tubo de cobre. As lâminas foram preparadas por meio do método do esfregaço, que orienta os planos basais dos filossilicatos paralelamente à lâmina, aumentando a intensidade das reflexões (00 l).

Em condições naturais, sem tratamento químico ou térmico, esses minerais apresentam pico característico em torno de 14,2 Å. Os outros picos geralmente são coincidentes entre eles e aqueles que poderiam ser diferenciados, em 2θ mais elevados, não puderam ser empregados, visto que apresentam intensidades baixas, impossibilitando a identificação desses minerais, naturalmente com baixas concentrações nas amostras estudadas.

Os padrões de DRX das amostras saturadas com Mg e glicoladas são similares entre os minerais Al-clorita e HIV, sendo úteis apenas para diferenciar clorita de interstratificados (Barnishel & Bertsch 1989).

A diferenciação entre Al-clorita e HIV foi feita empregando amostras saturadas com K em condições ambientes (25° C) e após tratamento térmico a 490° C, por 5 horas. A Al-clorita está presente na amostra se o pico a 14,2 Å permanece após o tratamento térmico, mas diminui sua intensidade em relação à amostra saturada com K em condições ambientes. Quando a intensidade deste pico torna-se maior, após o tratamento térmico, a clorita não deve apresentar intercalações com hidróxidos de Al.

Por outro lado, se o pico a 14,2 Å colapsar e deslocar em direção à 10 Å, após o tratamento térmico, HIV está presente na amostra. Nessas condições, se a amostra apresentasse illita e dependendo do grau de deslocamento, o pico a 10 Å geralmente apresentava um alargamento. O grau de intercalação com hidróxidos de Al pode ser avaliado por meio da intensidade do deslocamento em direção a 10 Å. Quanto maior a intercalação com hidróxidos de Al, menor é o deslocamento.

Empregando estes mesmos procedimentos, illita foi identificada se, após o tratamento térmico, o pico a 10 Å se mantivesse inalterado. A haloisita é identificada se o pico a 10 Å colapsar. O pico a 7 Å da caulinita também sofre colapso nessas condições.

Os minerais gibbsita, anatásio e rutilo foram identificados por meio dos picos característicos a 4,85, 3,52 e 3,25 Å, respectivamente. Entretanto, a identificação de gibbsita é dificultada em concentrações abaixo de 10%, em função da interferência com o padrão de caulinita. Neste caso, gibbsita foi identificada empregando ATG e VCD, consideradas como técnicas de referência para este mineral. A única interferência, considerando os minerais estudados, ocorre com goethita. Gibbsita apresenta máximo endotérmico em torno de 280° C, enquanto que goethita sem substituição de Al tem máximo em torno de 320° C, muito próximo da reação de gibbsita. O procedimento convencional é eliminar goethita por meio da extração com CBD. Entretanto, a maioria das amostras apresenta goethita com elevada substituição de Al, que apresenta máximo endotérmico em torno de 360° C, não interferindo com gibbsita e retirando a necessidade de eliminar a goethita por procedimentos químicos.

Goethita foi identificado em DRX por seu pico diagnóstico a 4,18 Å, relativo à reflexão (110). Entretanto, quando este mineral apresenta substituição de Al na estrutura ocorre um deslocamento do padrão difratométrico para 2θ maiores em função da distorção da estrutura. A quantidade de Al substituída pôde ser medida por este deslocamento. Schulze (1984) apresenta uma relação entre a medida do parâmetro c e a taxa de substituição de Al (% em moles):

$$\left[\frac{\text{Al}}{(\text{Al} + \text{Fe})} \right] \% = 1730 - 572 \times c \quad \text{Equação III.1}$$

onde c pode ser obtido empregando a posição (d) das reflexões (110) e (111):

$$\frac{1}{c^2} = \frac{1}{(1/d^2_{111}) - (1/d^2_{110})} \quad \text{Equação III.2}$$

Esta relação mostra que o parâmetro c diminui com o aumento de substituição de Al. A lei de Vegard mostra que o máximo de substituição de Al na goethita é em torno de 33% em moles (Schulze 1984).

Hematita foi identificado em DRX por seu pico diagnóstico a 3,68 Å, relativo à reflexão (012). Esse mineral também pode apresentar substituição do Fe por Al, que segundo a lei de Vegard é de no máximo 15% em moles (Schulze 1984). Essa substituição pode ser estimada empregando o parâmetro α da cela unitária, por meio das seguintes relações (Schwertmann *et al.* 1979):

$$\left[\frac{\text{Al}}{(\text{Al} + \text{Fe})} \right] \% = 3109 - 617,1 \times \alpha \quad \text{Equação III.3}$$

onde,

$$a = 2 \times d_{110} \quad \text{Equação III.4}$$

Em várias amostras de solo foi observada a presença de ferrimagnetismo na fração areia. O ferrimagnetismo está associado a micronódulos ferruginosos, de dimensões entre 0.5 e 1.0 mm. Esses micronódulos foram separados e estudados por DRX. Maghemita deve ser o mineral responsável pelo ferrimagnetismo. Apesar do padrão difratométrico de maghemita ser muito similar ao de magnetita, todos os autores são unânimes em afirmar que magnetita é instável em condições de solo, enquanto que maghemita apresenta maior estabilidade, muito descrita na literatura (Taylor & Schwertmann 1977). A identificação precisa de maghemita e magnetita exige outras técnicas, sendo a espectroscopia Mössbauer a mais indicada (Coe *et al.* 1991), que, entretanto, não foi empregada nesta Tese.

A sílica foi identificada em algumas amostras por meio do balanço químico entre as fases cristalinas e a composição química total.

QUANTIFICAÇÃO MINERALÓGICA

Os procedimentos empregados na quantificação mineralógica estão resumidos na Figura III.5.

A quantificação de goethita e hematita foi feita empregando os seguintes parâmetros: razão %Hm/(%Hm + %Gt) (RHG), %Fe₂O₃total (% de Fe₂O₃ obtida da análise química total) e a %Fe₂O₃ na estrutura desses minerais. A Tabela III.1 mostra a composição de goethita e hematita com diferentes graus de substituição de Al.

Nas amostras de solo, a quantidade de Fe₂O₃ extraída por oxalato, considerada como constituinte de fases amorfas, foi considerada no cálculo final da quantidade desses minerais. A RHG nas amostras com 10% ou mais de Fe₂O₃ foi obtida por meio da relação de intensidade dos picos relativos a (012) da hematita e (110) da goethita, conforme proposto por Schwertmann & Lathan (1986):

$$\text{RHG} = 3,5 \times \left(\frac{I_{\text{Hm}(012)}}{I_{\text{Hm}(012)} + I_{\text{Gt}(110)}} \right) \quad \text{Equação III.5}$$

Nas amostras de solo e nas crostas com teores inferiores a 10% de Fe₂O₃ a RHG foi determinada utilizando-se a relação proposta por Santana (1986), adaptada de Torrent *et al.* (1983), que emprega a cor obtida da tabela de Munsell, como segue:

$$\text{RHG} = \frac{(\text{FV} - 3,5)}{8,33} \quad \text{Equação III.6}$$

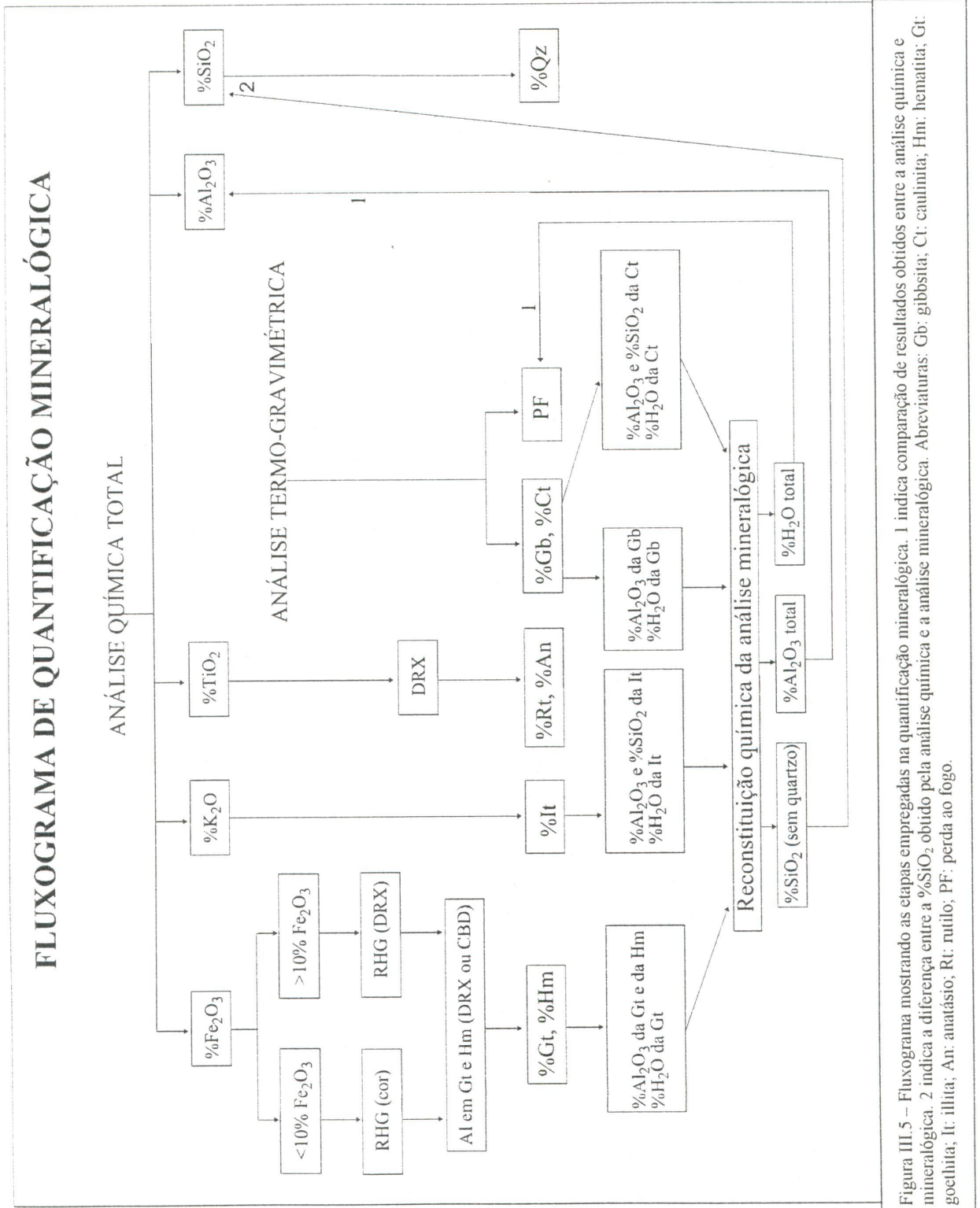


Figura III.5 – Fluxograma mostrando as etapas empregadas na quantificação mineralógica. 1 indica comparação de resultados obtidos entre a análise química e mineralógica. 2 indica a diferença entre a $\%SiO_2$ obtido pela análise química e a análise mineralógica. Abreviaturas: Gb: gibbsita; Ct: caulinita; Hm: hematita; Gt: goethita; It: illita; An: anatásio; Rt: rutilo; Pf: perda ao fogo.

Tabela III.1 – Minerais identificados nas amostras estudadas com suas respectivas fórmulas estruturais e composições químicas estequiométricas. As composições químicas de goethita e hematita mostram todas as variações possíveis de substituição de Al, com intervalos de 0.01 moles.

Mineral	Fórmula Estrutural	PM	%Fe ₂ O ₃	%H ₂ O	%Al ₂ O ₃	%SiO ₂	%K ₂ O
Illita	K _{0,7} Al _{2,7} Si _{3,3} O ₁₀ (OH) ₂	386,91	---	4,65	35,58	51,25	8,52
Caulinita	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	258,14	---	13,95	39,50	46,56	---
Gibbsita	Al(OH) ₃	77,98	---	34,62	65,38	---	---
Goethita	FeOOH	88,85	89,87	10,13	0,00	---	---
GtAl _{0,01} *	(Fe _{0,99} Al _{0,01})OOH	88,56	89,26	10,16	0,58	---	---
GtAl _{0,02}	(Fe _{0,98} Al _{0,02})OOH	88,27	88,65	10,20	1,16	---	---
GtAl _{0,03}	(Fe _{0,97} Al _{0,03})OOH	87,98	88,03	10,23	1,74	---	---
GtAl _{0,04}	(Fe _{0,96} Al _{0,04})OOH	87,70	87,41	10,26	2,33	---	---
GtAl _{0,05}	(Fe _{0,95} Al _{0,05})OOH	87,41	86,79	10,30	2,92	---	---
GtAl _{0,06}	(Fe _{0,94} Al _{0,06})OOH	87,12	86,16	10,33	3,51	---	---
GtAl _{0,07}	(Fe _{0,93} Al _{0,07})OOH	86,83	85,52	10,37	4,11	---	---
GtAl _{0,08}	(Fe _{0,92} Al _{0,08})OOH	86,54	84,89	10,40	4,71	---	---
GtAl _{0,09}	(Fe _{0,91} Al _{0,09})OOH	86,25	84,25	10,43	5,32	---	---
GtAl _{0,10}	(Fe _{0,90} Al _{0,10})OOH	85,96	83,60	10,47	5,93	---	---
GtAl _{0,11}	(Fe _{0,89} Al _{0,11})OOH	85,67	82,95	10,50	6,55	---	---
GtAl _{0,12}	(Fe _{0,88} Al _{0,12})OOH	85,39	82,29	10,54	7,16	---	---
GtAl _{0,13}	(Fe _{0,87} Al _{0,13})OOH	85,10	81,64	10,58	7,79	---	---
GtAl _{0,14}	(Fe _{0,86} Al _{0,14})OOH	84,81	80,97	10,61	8,42	---	---
GtAl _{0,15}	(Fe _{0,85} Al _{0,15})OOH	84,52	80,30	10,65	9,05	---	---
GtAl _{0,16}	(Fe _{0,84} Al _{0,16})OOH	84,23	79,63	10,68	9,68	---	---
GtAl _{0,17}	(Fe _{0,83} Al _{0,17})OOH	83,94	78,95	10,72	10,32	---	---
GtAl _{0,18}	(Fe _{0,82} Al _{0,18})OOH	83,65	78,27	10,76	10,97	---	---
GtAl _{0,19}	(Fe _{0,81} Al _{0,19})OOH	83,36	77,58	10,80	11,62	---	---
GtAl _{0,20}	(Fe _{0,80} Al _{0,20})OOH	83,08	76,89	10,83	12,27	---	---
GtAl _{0,21}	(Fe _{0,79} Al _{0,21})OOH	82,79	76,20	10,87	12,93	---	---
GtAl _{0,22}	(Fe _{0,78} Al _{0,22})OOH	82,50	75,50	10,91	13,59	---	---
GtAl _{0,23}	(Fe _{0,77} Al _{0,23})OOH	82,21	74,79	10,95	14,26	---	---
GtAl _{0,24}	(Fe _{0,76} Al _{0,24})OOH	81,92	74,08	10,99	14,94	---	---
GtAl _{0,25}	(Fe _{0,75} Al _{0,25})OOH	81,63	73,36	11,03	15,61	---	---
GtAl _{0,26}	(Fe _{0,74} Al _{0,26})OOH	81,34	72,64	11,06	16,29	---	---
GtAl _{0,27}	(Fe _{0,73} Al _{0,27})OOH	81,06	71,91	11,10	16,98	---	---
GtAl _{0,28}	(Fe _{0,72} Al _{0,28})OOH	80,77	71,18	11,14	17,67	---	---
GtAl _{0,29}	(Fe _{0,71} Al _{0,29})OOH	80,48	70,45	11,18	18,37	---	---
GtAl _{0,30}	(Fe _{0,70} Al _{0,30})OOH	80,19	69,70	11,22	19,07	---	---
GtAl _{0,31}	(Fe _{0,69} Al _{0,31})OOH	79,90	68,96	11,26	19,78	---	---
GtAl _{0,32}	(Fe _{0,68} Al _{0,32})OOH	79,61	68,20	11,30	20,49	---	---
GtAl _{0,33}	(Fe _{0,67} Al _{0,33})OOH	79,32	67,45	11,35	21,21	---	---
Hematita	Fe ₂ O ₃	159,70	100,00	---	0,00	---	---
HmAl _{0,01} **	(Fe _{0,99} Al _{0,01})O ₃	159,12	99,36	---	0,64	---	---
HmAl _{0,02}	(Fe _{0,98} Al _{0,02})O ₃	158,55	98,71	---	1,29	---	---
HmAl _{0,03}	(Fe _{0,97} Al _{0,03})O ₃	157,97	98,06	---	1,94	---	---
HmAl _{0,04}	(Fe _{0,96} Al _{0,04})O ₃	157,39	97,41	---	2,59	---	---
HmAl _{0,05}	(Fe _{0,95} Al _{0,05})O ₃	156,81	96,75	---	3,25	---	---
HmAl _{0,06}	(Fe _{0,94} Al _{0,06})O ₃	156,24	96,08	---	3,92	---	---
HmAl _{0,07}	(Fe _{0,93} Al _{0,07})O ₃	155,66	95,41	---	4,59	---	---
HmAl _{0,08}	(Fe _{0,92} Al _{0,08})O ₃	155,08	94,74	---	5,26	---	---
HmAl _{0,09}	(Fe _{0,91} Al _{0,09})O ₃	154,50	94,06	---	5,94	---	---
HmAl _{0,10}	(Fe _{0,90} Al _{0,10})O ₃	153,93	93,38	---	6,62	---	---
HmAl _{0,11}	(Fe _{0,89} Al _{0,11})O ₃	153,35	92,69	---	7,31	---	---
HmAl _{0,12}	(Fe _{0,88} Al _{0,12})O ₃	152,77	91,99	---	8,01	---	---
HmAl _{0,13}	(Fe _{0,87} Al _{0,13})O ₃	152,19	91,29	---	8,71	---	---
HmAl _{0,14}	(Fe _{0,86} Al _{0,14})O ₃	151,62	90,59	---	9,41	---	---
HmAl _{0,15}	(Fe _{0,85} Al _{0,15})O ₃	151,04	89,87	---	10,13	---	---

Observações: * - GtAl_{0,01} simboliza goethita com 0.01 moles de substituição de Al.

** - HmAl_{0,01} simboliza hematita com 0.01 moles de substituição de Al.

onde, FV é o fator de vermelho, definido como:

$$FV = M^* + C/V \quad \text{Equação III.7}$$

onde, C é o croma e V o valor. As matizes (M) dos materiais estudados apresentam amarelo e vermelho (YR) ou somente vermelho (R). M* assume valores complementares de M quando são misturas de amarelo e vermelho, como, por exemplo, para 2,5YR, M* é igual a 7,5, ou para 5YR, M* é igual a 5. No caso de matiz apenas com vermelho, os valores de M* são os mesmos de M, como, por exemplo, para 10R, M* é igual a 10.

A quantificação desses minerais seguiu os procedimentos resumidos adiante na forma de equações.

A relação RHG é descrita da seguinte forma:

$$RHG = \frac{\%Hm}{(\%Hm + \%Gt)} \quad \text{Equação III.8}$$

onde, %Hm é a % de hematita e %Gt é a % de goethita na amostra em g/100g.

A equação III.8 pode ser escrita isolando o termo %Hm:

$$\%Hm = (RHG \times \%Hm) + (RHG \times \%Gt) \quad \text{Equação III.9}$$

e

$$\%Hm = \frac{RHG \times \%Gt}{1 - RHG} \quad \text{Equação III.10}$$

A %Fe₂O₃total pode ser escrita da seguinte forma:

$$\%Fe_2O_3\text{total} = \frac{\%Gt \times \%Fe_2O_3Gt + \%Hm \times \%Fe_2O_3Hm}{100} \quad \text{Equação III.11}$$

onde %Fe₂O₃Gt é a %Fe₂O₃ na composição da goethita e %Fe₂O₃Hm é a %Fe₂O₃ na composição da hematita.

Substituindo a equação III.10 na equação III.11, obtém-se:

$$\%Fe_2O_3\text{total} = \frac{\%Gt \times \%Fe_2O_3Gt + \%Fe_2O_3Hm \times \left(\frac{RHG \times \%Gt}{1 - RHG} \right)}{100} \quad \text{Equação III.12}$$

A equação III.12 também pode ser escrita da seguinte forma:

$$\%Fe_2O_3\text{total} = \frac{(\%Fe_2O_3Gt - \%Fe_2O_3Gt \times RHG + \%Fe_2O_3Hm \times RHG) \times \%Gt}{100 \times (1 - RHG)} \quad \text{Equação III.13}$$

Isolando o termo %Gt, obtém-se:

$$\%Gt = \frac{100 \times (1 - RHG) \times \%Fe_2O_3\text{total}}{(\%Fe_2O_3Gt - \%Fe_2O_3Gt \times RHG + \%Fe_2O_3Hm \times RHG)} \quad \text{Equação III.14}$$

Dessa forma, a %Gt é determinada a partir dos valores de RHG, de %Fe₂O₃total, de %Fe₂O₃Gt e de %Fe₂O₃Hm, obtidos de forma independente.

A %Hm pode ser obtida por meio da equação, substituindo a %Gt obtida na equação III.10:

$$\%Hm = \frac{RHG \times \%Gt}{1 - RHG}$$

Obviamente, quando a RHG tem valor 1, ou seja, com %Gt nula, a equação III.10 é indeterminada, uma vez que o denominador e o numerador são nulos. Neste caso, a %Hm é calculada a partir da %Fe₂O₃total e da %Fe₂O₃Hm, da seguinte forma:

$$\%Hm = \frac{\%Fe_2O_3total \times 100}{\%Fe_2O_3Hm} \quad \text{Equação III.15}$$

A quantificação de gibbsita e caulinita foi feita empregando ATG. Inicialmente, os intervalos das reações de desidroxilação desses minerais foram determinados por VCD e, em seguida, a perda de massa foi obtida nesses intervalos. Os intervalos ficam, geralmente, entre 200-300° C para gibbsita e entre 400 e 600° C para caulinita. Considerando a quantidade de água nos minerais, 34,62% para gibbsita e 13,95% para caulinita (Tab. III.1), as relações utilizadas para a quantificação final são as seguintes:

$$\%Gb = \frac{\%peso(200 - 300^\circ C) \times 100}{34,62} \quad \text{Equação III.16}$$

$$\%Ct = \frac{\%peso(400 - 600^\circ C) \times 100}{13,95} \quad \text{Equação III.17}$$

onde, %Gb é a porcentagem em massa de gibbsita e %Ct é a porcentagem em massa de caulinita na amostra.

A quantificação de illita foi feita a partir dos dados de K₂O do ataque total, considerando como a única fase que tem K. Assumindo 8,52 como a porcentagem de K₂O na composição estequiométrica do mineral (Tab. III.1), a seguinte relação foi utilizada para quantificar illita:

$$\%It = \frac{\%K_2Ototal \times 100}{8,52} \quad \text{Equação III.18}$$

onde, %It é a porcentagem em massa de illita na amostra.

As quantificações de rutilo e anatásio foram feitas a partir da %TiO₂ total e das razões de intensidade entre os picos de DRX principais desses minerais, relativos às difrações dos planos (110) e (101), respectivamente.

ESTUDOS DE ÍNDICES DE CRISTALINIDADE

Em um cristal, um arranjo ou padrão particular de átomos é repetido em três dimensões. Se a repetição é muito longa, de grande extensão (*long-range*) e com poucos defeitos, o material é considerado de alta cristalinidade. Se a repetição é curta, de pequena extensão (*short-range*), da ordem de vários nanômetros (dezenas de ångstrons) e/ou com muitos defeitos, o material é considerado de baixa cristalinidade.

Na escala da unidade do nanômetro, os cristais de repetição curta exibem ordenamento, mas em escalas maiores mostram-se desordenados. Nessas escalas maiores é que se considera a cristalinidade.

Por meio de várias técnicas analíticas é possível determinar, muitas vezes quantificar, a extensão das repetições e/ou o grau de ordem dos cristais. Geralmente são técnicas que são aplicadas a um grande número de cristais, que mostram características médias das partículas (DRX, EIV, ATD, ATG, VCD,

extrações químicas seletivas etc.). A microscopia eletrônica de transmissão é uma exceção. A partir dessas técnicas analíticas, é possível criar modelos metodológicos com a finalidade de determinar índices de cristalinidade relativos ou absolutos.

Os minerais de rególitos lateríticos apresentam uma grande variedade de índices de cristalinidade, do mais alto até o mais baixo, em função do ambiente, material original e microssistemas que são instalados.

Em DRX a fórmula de Scherrer é aplicada somente para cristálitos entre 10 e 1000 Å, como segue:

$$L_{hkl} = \frac{K\lambda}{\beta \cos\theta} \quad \text{Equação III.19}$$

onde,

L_{hkl} é a dimensão média do cristálito (*mean crystallite dimension* - MCD), em ångstrons, segundo o plano de difração (hkl);

K é uma constante, igual a 0,9 se as partículas são cubos;

λ é o comprimento de onda de raios-X;

β é a largura (em radianos) a meia altura do pico, corrigida da largura instrumental; e

θ é a posição da linha de difração

Na ATG pode-se medir relativamente o grau de cristalinidade por meio da energia de ativação da reação térmica. O modelo termogravimétrico de cinética de reação, utilizado na Tese, é o seguinte:

$$-\frac{dX}{dt} = kX^n \quad \text{Equação III.20}$$

onde,

X é a quantidade de amostra que reage; t o tempo; n a ordem de reação e k a taxa de reação, também expressa como

$$k = Ae^{-E/RT} \quad \text{Equação III.21}$$

onde,

A é o fator pré-exponencial; E a energia de ativação e R a constante dos gases.

O *software* disponível considera a reação como de primeira ordem e mede a energia de ativação (E) e o fator pré-exponencial (A) por iterações sucessivas até convergir para 0,1 cal.

CAPÍTULO IV. CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO DE COURAÇAS FERRUGINOSAS EM BORDA DE CHAPADA NA REGIÃO DE SÃO SEBASTIÃO

IV.1 INTRODUÇÃO

O presente capítulo apresenta um estudo morfológico, petrográfico e mineralógico de couraças ferruginosas na região de São Sebastião.

IV.2 PERFIS ESTUDADOS

A área estudada localiza-se a oeste da cidade de São Sebastião, na porção centro-sul do Distrito Federal (Figs. III.2, IV.1 e IV.2). Os perfis estudados constituem cortes da estrada DF-135 nas porções com declividades mais elevadas e cascalheiras em áreas adjacentes à estrada, na borda de chapada.

A Figura IV.3 mostra um esquema de ocorrência das fácies lateríticas que ocorrem na borda de chapada, onde foi feito um estudo detalhado.

IV.3 ASPECTOS GERAIS

Exposições de rocha fresca não ocorrem na área estudada. Entretanto, é possível identificar as rochas originais a partir dos saprólitos observados nos cortes.

Esta porção do DF constitui o flanco leste do domo estrutural de Brasília, onde o acamamento geral das rochas mergulha para leste. As rochas estão incluídas nas unidades Q₃ e R₄ do Grupo Paranoá e filito do Grupo Canastra. Quartzito da Unidade Q₃ ocorre no compartimento Chapadas Elevadas, a partir do limite com o compartimento Bordas de Chapada. Metarritmito argiloso ocorre nos compartimentos Bordas de Chapadas e Escarpas. Filito do Grupo Canastra ocorre em toda a região a leste do compartimento Escarpas, que está representada no esboço geomorfológico apresentado na Figura IV.1 e no perfil da Figura IV.2.

A chapada, a borda de chapada e a escarpa apresentam declividades <2%, entre 2 e 10% e maior que 10%, respectivamente. Uma visão geral do limite borda de chapada e escarpa pode ser observado na Plancha IV.1 d. Ocorrem duas rupturas de declive, que limitam esses compartimentos. A primeira, entre a escarpa e borda de chapada, e a segunda, entre a borda de chapada e a chapada.

Na base da encosta, adjacentes às porções estudadas, ocorrem perfis de solos espessos considerados por J.E.G. Campos (com. oral) como pertencentes a depósitos sedimentares que preencheram uma calha tectônica.

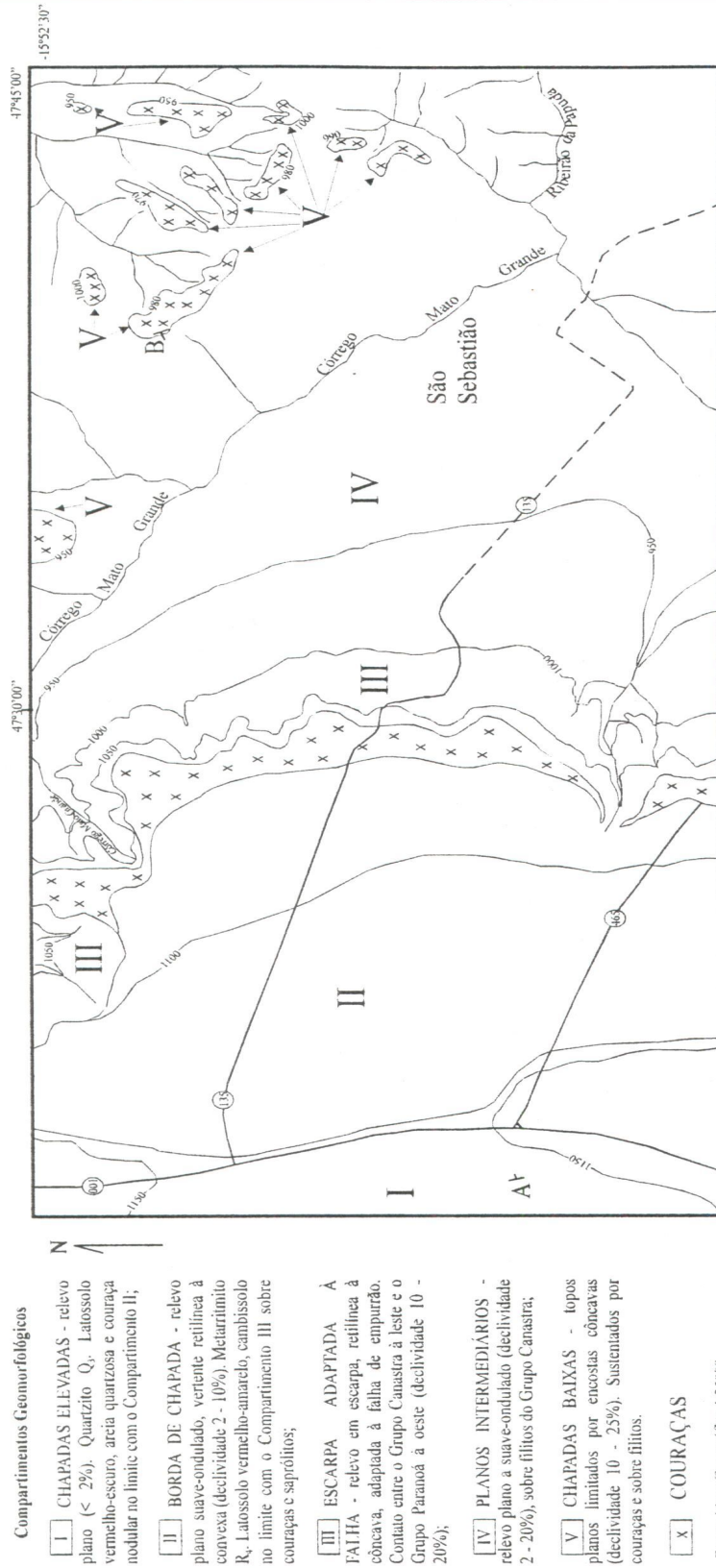


Figura IV.1 - Esboço geomorfológico da Região de São Sebastião, mostrando compartimentação e ocorrência de couraças. Seção A-B apresentada na Figura IV.2.

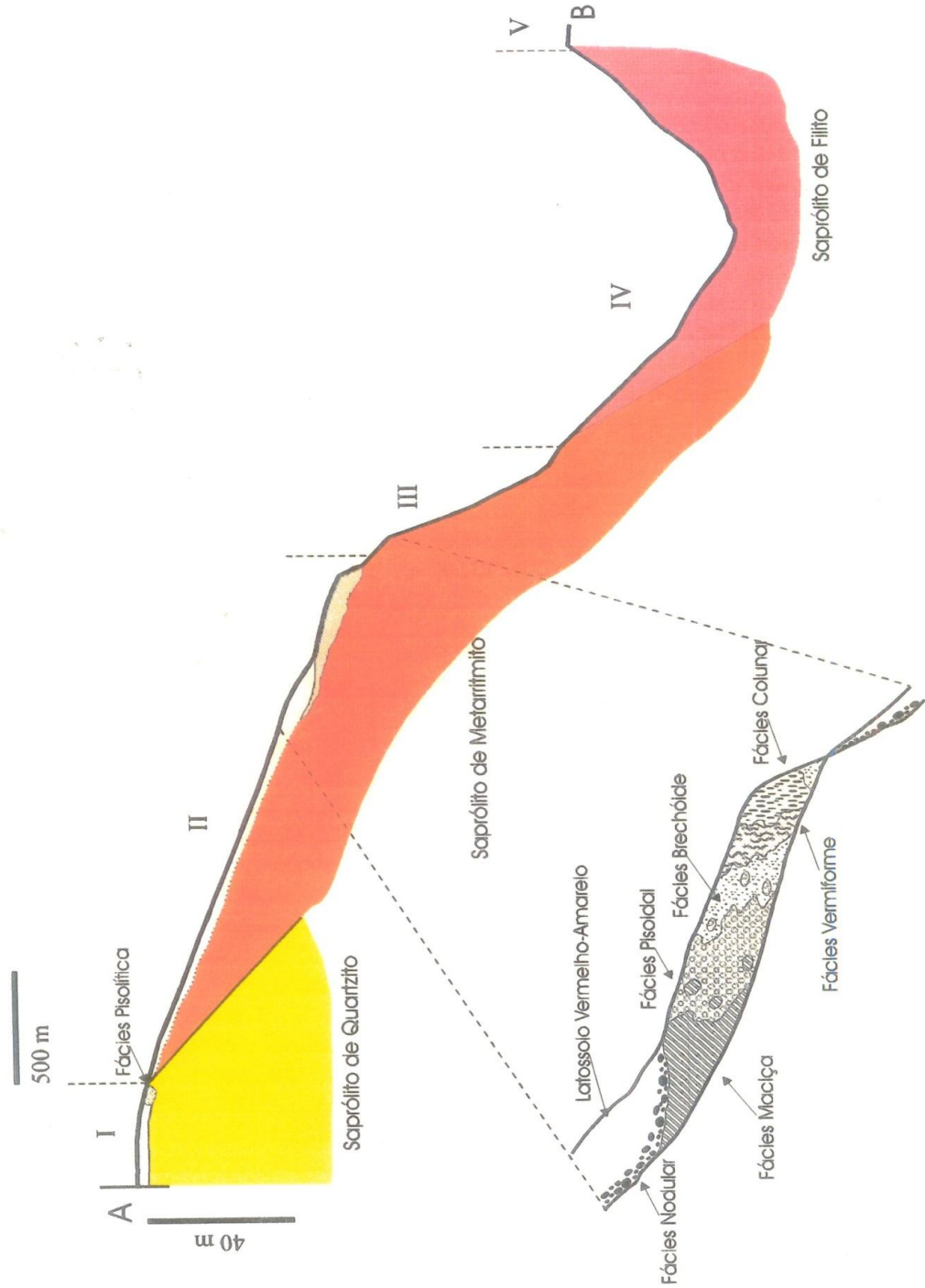


Figura IV.2 - Perfil A-B retirado da Fig. IV.1. I - Chapadas Elevadas; II - Bordas de Chapada; III - Escarpa adaptada à falha; IV - Planos Intermediários; V. Chapadas Baixas.

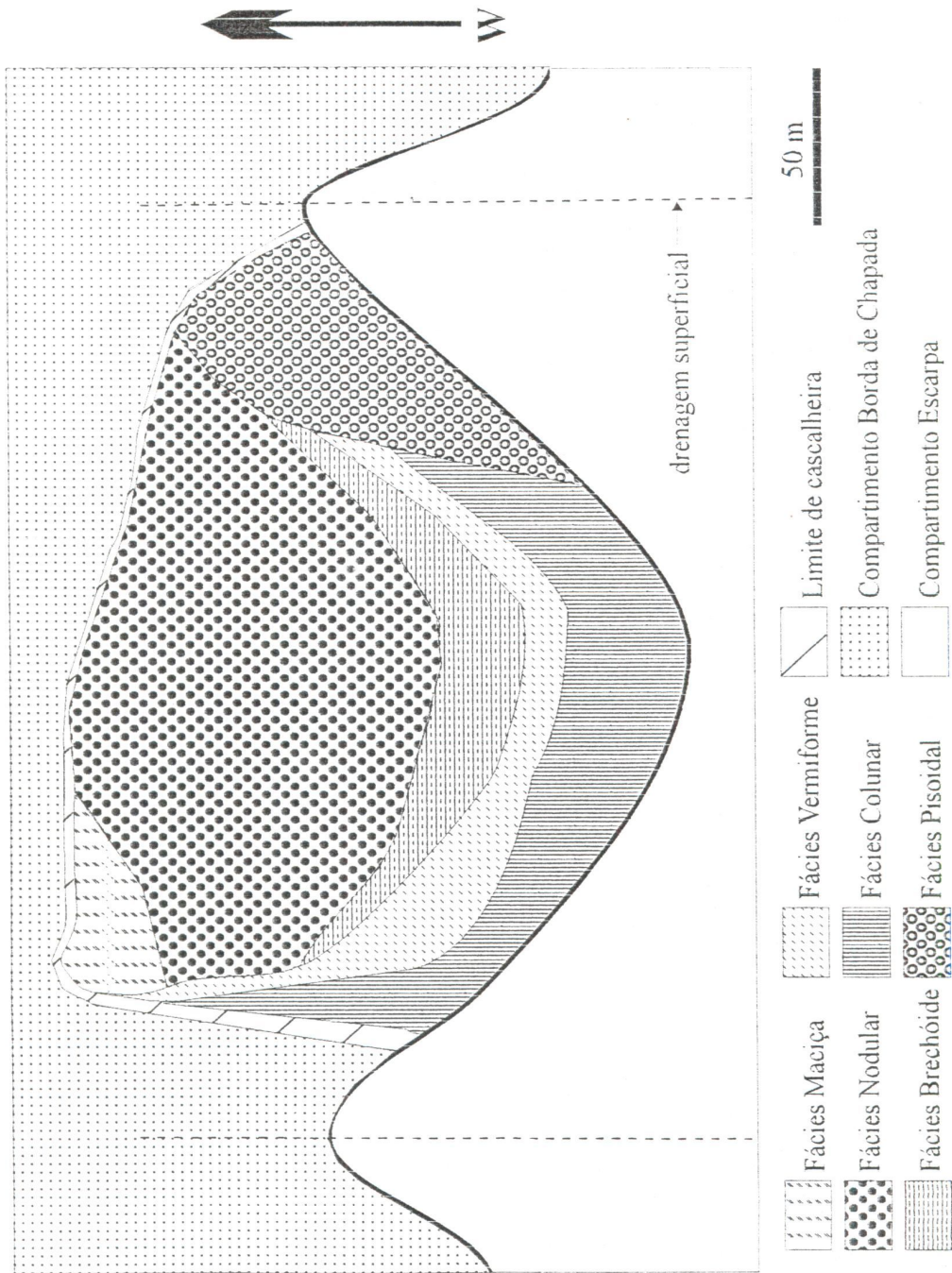


Fig. IV.3 - Detalhe da área estudada, mostrando distribuição das fácies lateríticas no limite da borda de chapada com a escarpa.

Os saprólitos de rochas mais arenosas são originados de níveis de quartzito, raramente aflorantes, e estão posicionados nas porções mais elevadas da paisagem. Saprólitos de metarritmitos, localizados no compartimento Bordas de Chapada, apresentam-se com intercalações centimétricas a decimétricas, alternantes, de materiais arenosos, siltosos e argilosos, com predomínio desta última fração. Em direção à base, no compartimento Escarpas, as rochas tornam-se progressivamente mais argilosas, até a ocorrência de nível de saprólitos derivados de metarritmito argiloso, com intercalações subcentimétricas arenosas e siltsas esporádicas.

O acamamento S_0 , preservado nos saprólitos dessas rochas, reconhecível no campo, apresenta caimento entre 5 e 25° para leste. Esse acamamento é perturbado por dobras de escala métrica, sendo reconhecíveis dois planos axiais sub-ortogonais, NS e EW.

As fraturas preservadas nestes materiais mostram dois padrões conjugados. O primeiro, com uma frequência de repetição de 20 a 50 cm, de direção EW, com mergulhos de 30 a 45° para sul e para norte, respectivamente. Este padrão torna-se mais intenso na borda da chapada, em porção onde ocorre uma incisão de drenagem (Fig. IV.3). O segundo, com uma frequência de repetição de 60 a 100 cm, de direção NS, com mergulhos de 50 a 70° para leste e para oeste, respectivamente. O fraturamento com mergulho para leste torna-se mais intenso no metarritmito argiloso, na região da encosta, apresentando espaçamento centimétrico.

As fácies de crostas lateríticas ocorrem no compartimento Escarpas (carapaça) e Bordas de Chapada (maciça, pisoidal, brechóide, vermiforme, colunar e nodular).

A distribuição em superfície das crostas lateríticas nessa porção está representada na Figura IV.3. Os horizontes identificados foram divididos em: saprólito, carapaça, fácies maciça, fácies pisoidal, fácies brechóide, fácies vermiforme, fácies colunar, fácies nodular e horizontes de *solum*.

IV.4 DESCRIÇÃO DOS PERFIS

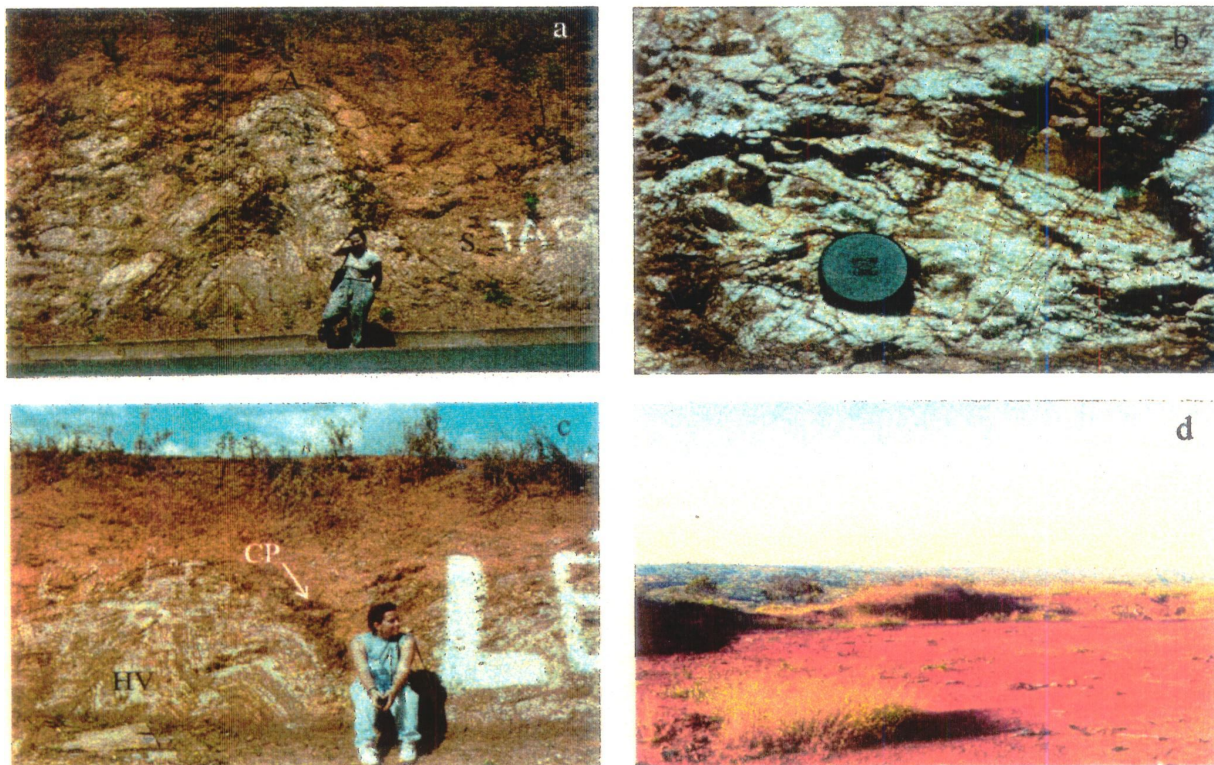
HORIZONTE DE SAPRÓLITO

O saprólito aflorante nos cortes de estrada mostra uma preservação da estrutura geral da rocha-mãe (Prancha IV.1, a, b e c). Isto é evidenciado por meio de marcadores planares, tais como acamamento, fraturas, vênulas e veios de quartzo preservados da organização original. É possível seguir estes marcadores na escala do perfil. A espessura desse horizonte deve alcançar 100 m, como indicado por estudos hidrogeológicos na região (F.B.F. Cardoso, com. oral).

O saprólito é composto basicamente de caulinita e, subsidiariamente de illita, o que induz uma cor branca a esse material. O empobrecimento em Fe e suas características morfológicas e petrográficas permite classificar este material como saprólito fino ou zona pálida. Nos limites de Bordas de Chapada com Escarpas ocorre um nível de saprólito caracterizado como um horizonte variegado. Alternâncias amarelo-avermelhadas e brancas coincidem com as variações granulométricas do material, argilosas e arenosas, respectivamente.

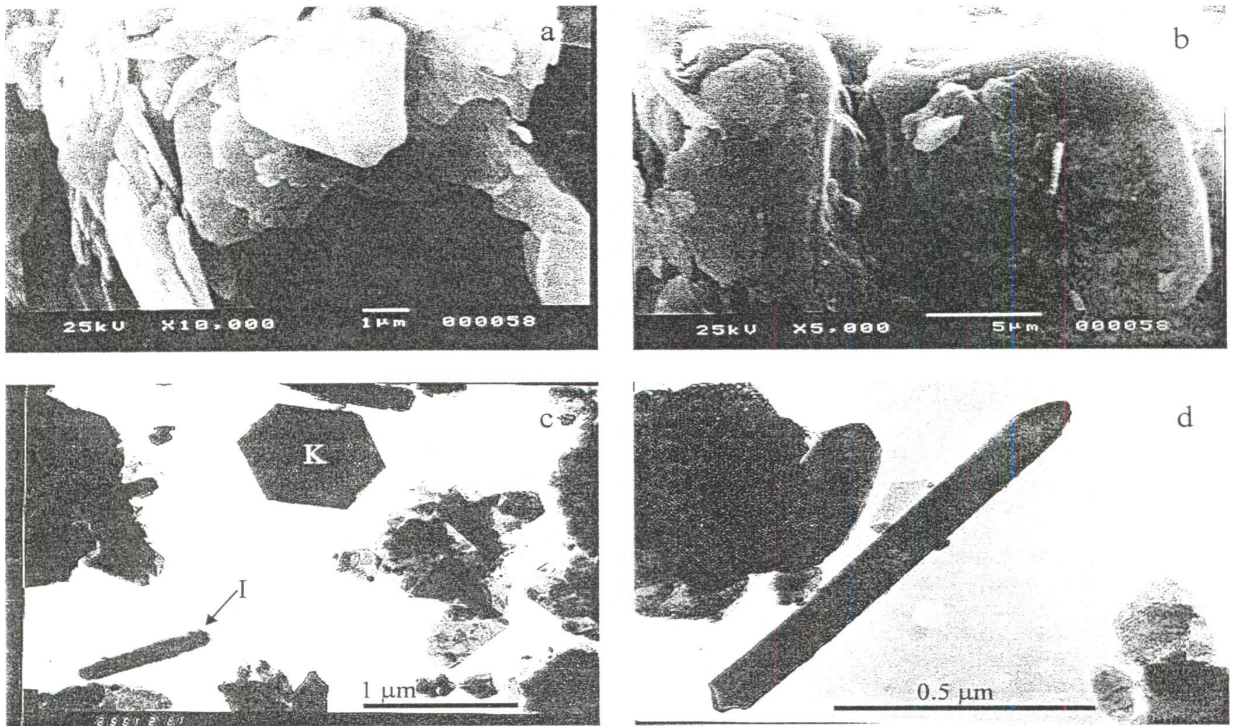
Em MEV observa-se os *booklets* de caulinita idiomórfica, apresentando hábito pseudo-hexagonal típico (Prancha IV.2 a, b e c). Illita ocorre na forma de cristais aciculares (Prancha IV.2 c e d). Preenchimentos de hematita e goethita pobres em Al ocorrem ao longo de vazios, especialmente fraturas, invadindo o saprólito localmente (Prancha IV.1 b).

PRANCHA IV.1



- a) Exposição do saprólito fino de metarritmito argiloso. Notar preservação da rocha-mãe em anticlinal (A), e estrutura pedogenética em sinclinal (S).
- b) Detalhe do saprólito fino de metarritmito argiloso, mostrando cor branca, sendo cortado por vênulas preenchidas parcialmente por óxi-hidróxidos de Fe.
- c) Horizonte variegado (HV) no topo do saprólito, em contato com carapaça (CP) e cobertura pedogenética.
- d) Bacia do São Bartolomeu, vista a partir do limite entre Borda de Chapada e Escarpas, onde ocorrem couraças.

PRANCHA IV.2



- Cristais micrométricos de caulinita do saprólito fino, com hábito euédrico e com formas pseudo-hexagonais (MEV, elétrons secundários).
- Cristais de caulinita do saprólito fino, maiores que 10 μm . (MEV, elétrons secundários).
- Cristais euédricos de caulinita pseudo-hexagonal (K) e illita (I) do saprólito fino. (MET)
- Cristal de illita acicular do saprólito fino. (MET)

HORIZONTES DE CROSTAS LATERÍTIICAS

Ocorrem três conjuntos de crostas lateríticas nos perfis descritos. Um horizonte de carapaça (Prancha IV.1 c) ocorre nas porções de escarpas. Um conjunto de crostas com variação faciológica, desde um tipo maciço até um colunar, ocorre nas porções intermediárias, especialmente nos limites dos compartimentos Bordas de Chapada com Escarpas (Fig. IV.3). A couraça pisolítica ocorre nas porções mais elevadas, nos limites dos compartimentos Chapadas Elevadas e Bordas de Chapada.

Carapaça

Nas porções de encosta, com declividade mais elevada, ocorre uma carapaça formada por nódulos pseudomórficos e endurecidos, compostos por hematita, goethita e caulinita, imersos em matriz argiloferruginosa friável, no topo do saprólito fino em contato com a cobertura de *solum*. Associados a este horizonte, ocorrem finos preenchimentos de hematita e goethita em zonas de fraqueza da rocha-mãe preservadas no saprólito, especialmente em fraturas.

Hematita fina ocorre impregnando a trama observada no saprólito, no interior dos nódulos, como ocorre na fácies maciça (Pranchas IV.3 b e IV.6 b). Ocorre ainda illita como fase subsidiária. A organização do plasma é assépica, mas existem porções cortificadas à goethita, com espessura milimétrica, desenvolvida em torno dos nódulos pseudomórficos.

Observa-se que a pedoplasmação é mais intensa nas sinclinais das dobras métricas, sendo que as anticlinais tendem a preservar a organização da rocha-mãe (Prancha IV.1 a), assim como ocorre na fase ferruginosa das crostas no limite da borda de chapada com a escarpa (Prancha IV.3 d).

Crostas Maciça a Colunar

No limite entre a borda de chapada e a escarpa ocorrem crostas com grandes variações laterais faciológicas e petrográficas, caracterizadas por suas estruturas e tramas distintas. Estas variações ocorrem na escala de afloramento nos cortes abertos pelas cascalheiras, sendo possível observar todos os tipos em exposições de 20 m de extensão.

Na Figura IV.4 estão representadas as fácies mais dominantes, de montante a jusante: maciça, pisoidal, brechóide, vermiforme e colunar.

As fácies extremas - maciça e colunar - são bem definidas espacialmente, a montante e a jusante, respectivamente, enquanto as fácies intermediárias - pisoidal, brechóide e vermiforme - apresentam contatos digitados entre si e pouco definidos. A fácies pisoidal é dominante adjacente à incisão de drenagem (Fig. IV.3).

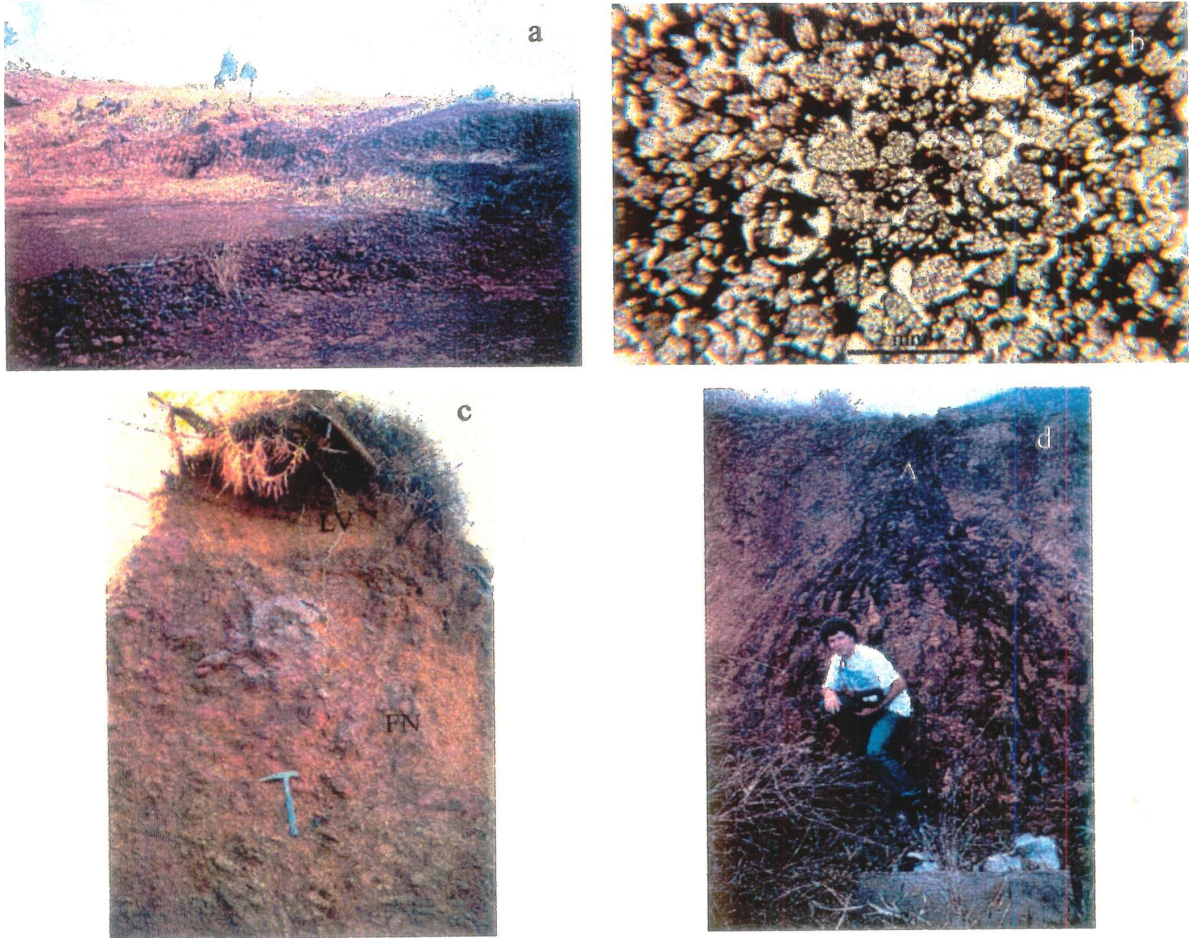
Ocorre, ainda, a fácies nodular, sotoposta principalmente à fácies maciça por meio de transição vertical. O material desta fácies foi observada apenas nos limites dos cortes nas cascalheiras, pois constitui o principal material retirado para uso em pavimentação de estradas.

Fácies Maciça

A fácies maciça caracteriza-se pela preservação da estrutura geral da rocha-mãe, mas com uma extensiva ferruginização dos materiais. Pode-se distinguir estruturas tais como acamamentos, dobras em mesoescala e fraturas. Os acamamentos estão preservados na forma de intercalações centimétricas a decimétricas de material arenoso, siltoso e argiloso, característicos do metarritmito.

As dobras em mesoescala, na forma de anticlinais, são especialmente preservadas (Prancha IV.3 d). Por outro lado, as dobras em forma de sinclinais tendem a apresentar materiais com estruturas pedogenéticas, sem a preservação da organização da rocha-mãe, como observado no saprólito (Prancha IV.3).

PRANCHA IV.3



- a) Visão geral de cascalheira, no compartimento Bordas de Chapada.
- b) Nível arenoso da fácies maciça mostrando grãos de quartzo fraturados imersos em plasma argiloferruginoso. Notar que os grãos de quartzo não estão em contato um com o outro e a grande porosidade intergranular, provavelmente à dissolução parcial do quartzo. (LD, N//)
- c) Fácies nodular (FN) que transiciona ao topo para o Latossolo Vermelho-Amarelo.
- d) Fácies maciça, mostrando preservação da estrutura da rocha-mãe, marcada por dobra anticlinal (A).

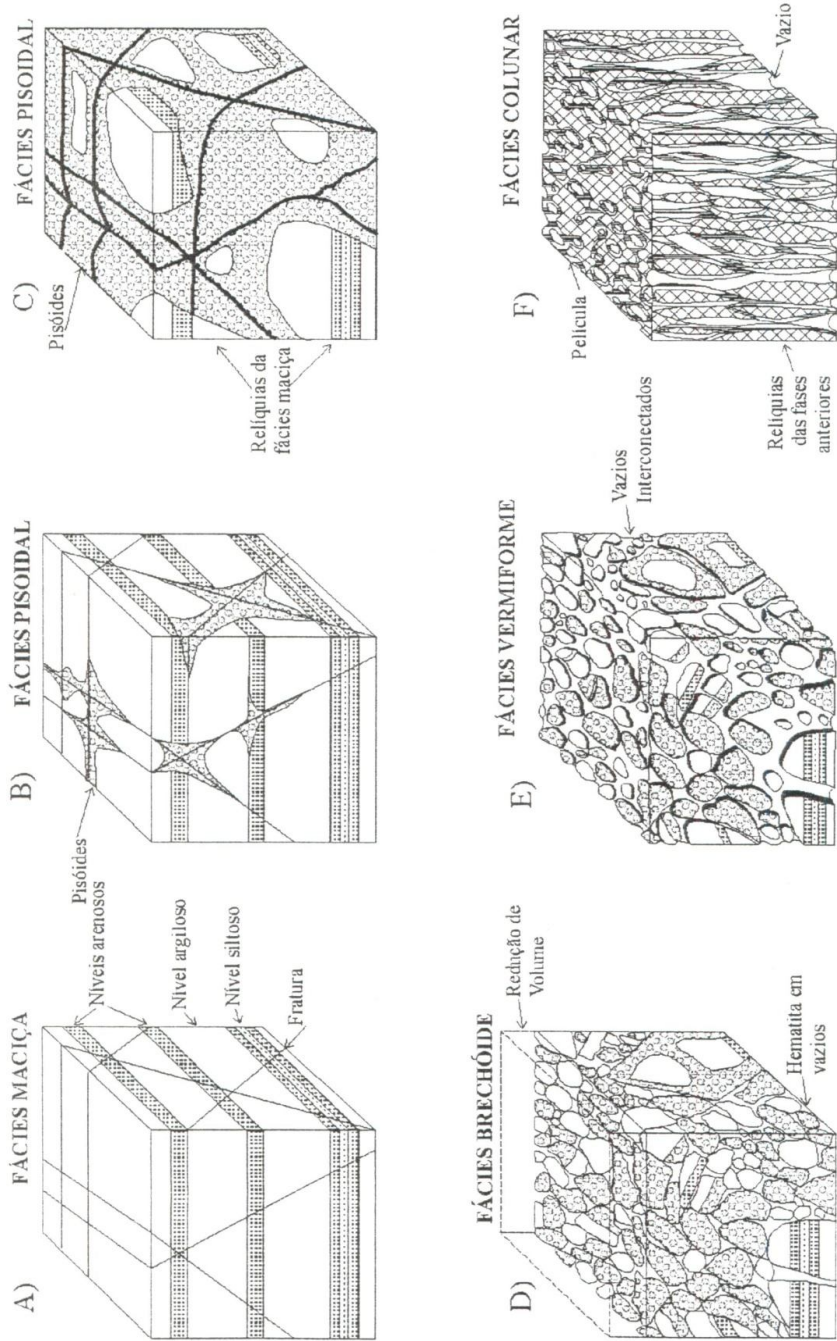


Fig. IV.4 - Esquemas morfológicos das fácies. A) Fácies maciça, evidenciando a preservação da estrutura da rocha-mãe, B) Fácies Pisoidal, mostrando desenvolvimento de vênulas, C) Fácies Pisoidal, D) Fácies Brechóide, mostrando redução de volume e geração de fragmentos, E) Fácies Vermiforme, mostrando desenvolvimento de vazios interconectados, F) Fácies Colunar, mostrando desenvolvimento de vazios verticais e córtex espesso.

Nos níveis arenosos ocorre uma extensiva ferruginização entre os grãos de quartzo, caracterizada por um plasma asséptico e composto de hematita e caulinita. Os grãos de quartzo ficam imersos neste plasma sem estar em contato um com outro (Pranchas IV.3 b, IV.4).

As formas dos grãos de quartzo vão de subangulosas até arredondadas, apresentando internamente um padrão de fraturas em mosaico de subgrãos com seções quadrilaterais, em sua grande maioria. Entretanto, ocorrem algumas fraturas com seções curvas, do tipo conchoidal (Prancha IV.4c). A superfície dos grãos apresentam vazios de dissolução com distribuição aleatória e de seção circular, ou alongados segundo uma direção. Os detalhes do interior dos grãos corroídos apresentam organização permeada de poros de dezenas de micrômetros, aparentemente orientados segundo planos cristalográficos e cobertos por produtos secundários (Prancha IV.5).

Nos níveis siltosos observam-se pequenos grãos de quartzo cobertos por películas marrom escuras, imersos em plasma masséptico marrom claro. A mineralogia destes níveis é composta por quartzo, caulinita, hematita e goethita. As películas que cobrem o quartzo são de hematita, enquanto que o plasma da matriz é composto por caulinita, hematita e pequena proporção de goethita.

Nos níveis argilosos, o plasma asséptico, mostrando relíquias da clivagem ardosiana, sugere a preservação da organização da rocha-mãe. A observação desta organização em MEV demonstra que hematita está na forma de finas películas, cobrindo e preenchendo vazios interfoliares e substituindo localmente caulinita. Observa-se a substituição total de *booklets* de caulinita, com seção basal de dimensões em torno de 10 μm ou maiores, por goethita ao longo de fraturas (Prancha IV.6d). Percebe-se a neoformação de caulinita em vazios, com morfologia subédrica e mais fina que caulinita do saprólito (Prancha IV.8c e d).

Fácies Nodular e Horizonte de Solum

Em direção ao horizonte de *solum* a organização da rocha-mãe, típica da fácies maciça, é fragmentada, gerando nódulos pseudomórficos. Da base para o topo, as formas dos nódulos passam progressivamente de angulosas, elipsoidais, até subsféricas, com dimensões decimétricas a centimétricas, respectivamente. Localmente ocorrem blocos irregulares decimétricos a métricos, principalmente na transição com a fácies maciça.

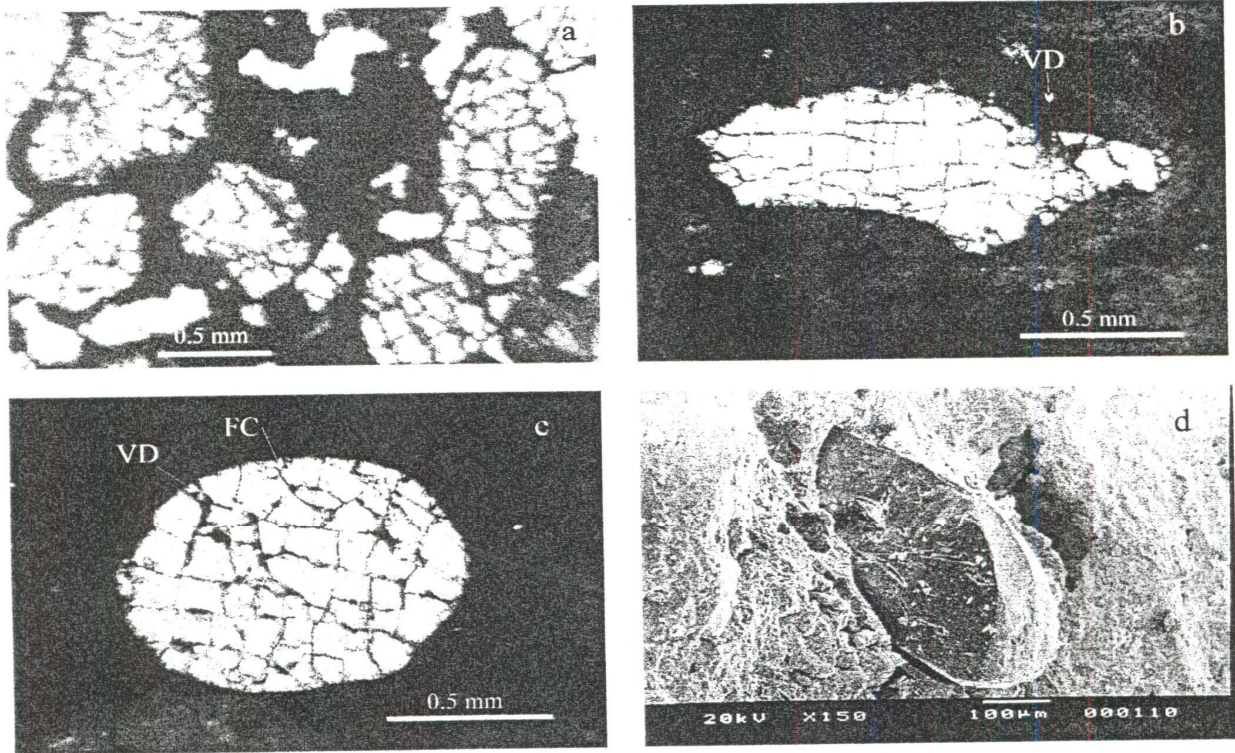
Em direção ao topo, os nódulos ficam progressivamente mais ferruginosos e internamente tornam-se mais homogêneos, perdendo a organização da rocha-mãe. A proporção de caulinita e a razão hematita/hematita + goethita (RHG) diminuem em relação ao horizonte maciço. Da mesma forma, a matriz internódulos aumenta progressivamente sua importância, incipiente na base, alcançando 35% no contato com o *solum*.

A mineralogia típica da matriz internódulos, similar ao *solum* sobrejacente, é composta por gibbsita, caulinita e goethita, com pequena proporção de hematita e concentrações progressivamente menores de quartzo em direção ao topo.

As paredes que limitam os vazios submilimétricos internódulos apresentam uma cortificação de goethita acicular com espessura de 0,05 mm e desenvolvimento perpendicular, sendo que alguns vazios são preenchidos por *crystallaria* de gibbsita euédrica com dimensões de 0,1 a 0,2 mm (Pranchas IV.6 b e c, 7).

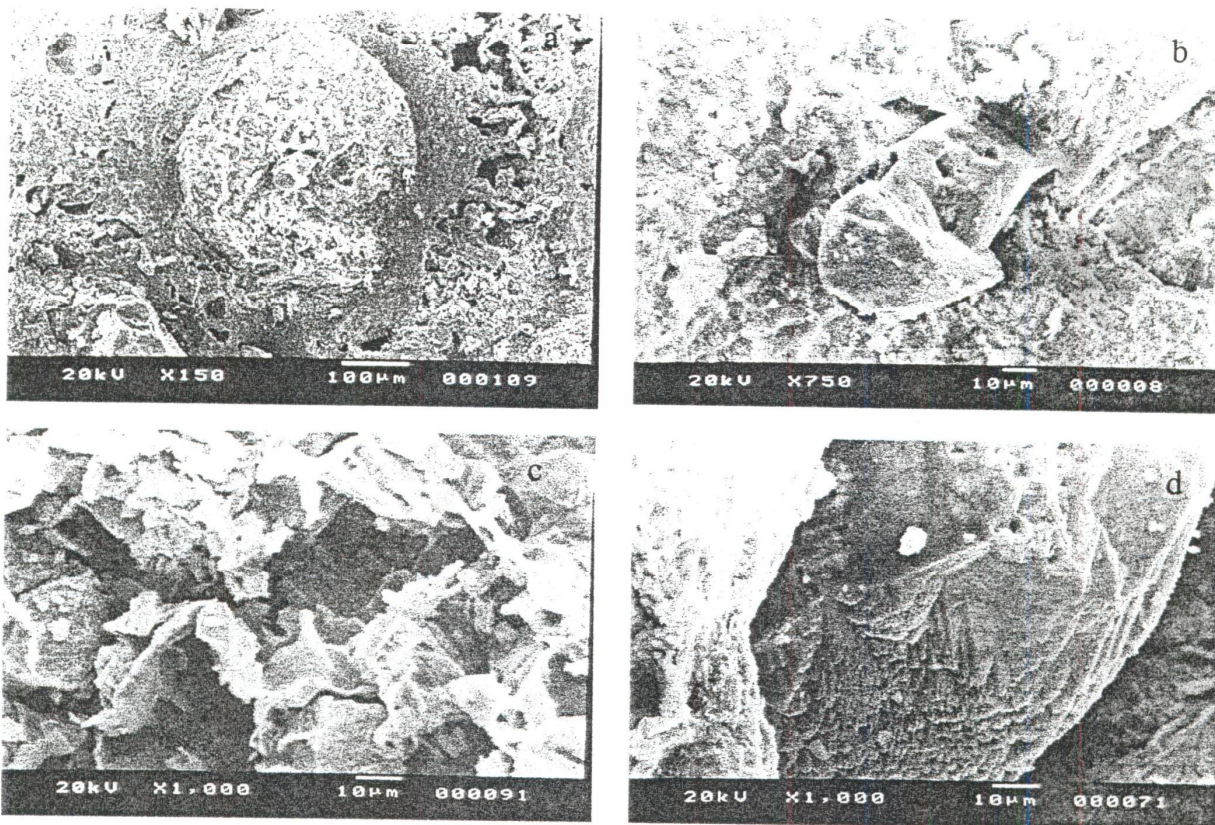
A transição entre a fácies nodular e o *solum* é ondulada, difusa a clara. Em direção ao topo, os nódulos tornam-se progressivamente menores e soltos, aumentando a proporção da matriz típica do *solum*. É classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo, textura argilosa, com BC concrecionário. A mineralogia é dominada por gibbsita e goethita, sendo subsidiários caulinita e hematita. Observam-se micronódulos milimétricos ricos em hematita e caulinita que permeiam a matriz do *solum*.

PRANCHA IV.4



- a) Grãos de quartzo fraturados em nível arenoso da fácies maciça. Notar preenchimento de óxi-hidróxidos de ferro ao longo das fraturas. (LD, N//)
- b) Grão de quartzo subanguloso do nível arenoso da fácies maciça, mostrando vazios de dissolução (VD) ao longo de fratura, no limite com a matriz. Notar padrão de fraturas subortogonal. (LD, NX)
- c) Grão de quartzo arredondado em nível arenoso da fácies maciça, mostrando vazios de dissolução (VD) ao longo de fraturas. Notar fratura conchoidal (FC) no limite superior do grão. (LD, NX)
- d) Grãos de quartzo subarredondados em nível arenoso da fácies maciça, mostrando vazios de dissolução alongados na superfície. (MEV, elétrons secundários)

PRANCHA IV.5



- Fragmento de grão de quartzo no interior da fácies pisoidal mostrando vazios de corrosão. (MEV, elétrons secundários)
- Porção central do grão de quartzo da fotomicrografia anterior mostrando contornos com formas triangulares. (MEV, elétrons secundários)
- Superfície do grão de quartzo (fotomicrografia a) mostrando vazios limitados por paredes com contornos triangulares. (MEV, elétrons secundários)
- Limite serrilhado de grão de quartzo no interior da fácies maciça. (MEV, elétrons secundários)

Fácies Pisoidal

A fácies pisoidal ocorre em zonas desenvolvidas a partir de vazios planares – fraturas e contatos entre as alternâncias de variação granulométrica reliquiares da rocha-mãe – presentes na fácies maciça.

As tramas observadas na fácies pisoidal podem ser divididas em três (Fig. IV.5):

1. **P1** – composta por oóides deferruginizados ao longo de vazios submilimétricos no interior da fácies maciça;
2. **P2** – definida por zonas alongadas, com larguras centimétricas, composta por matriz ooidal e pisóides deferruginizados, adjacentes a vazios milimétricos no interior da fácies maciça;
3. **P3** – caracterizada pelo domínio de pisóides em relação à fácies maciça residual, em zonas com vários metros a dezenas de metros de extensão.

A trama **P1** é observada ao longo de fraturas de até 1 mm de diâmetro sobre a fácies maciça, caracterizada por uma deferruginização e a geração de oóides (Fig. IV.5). O maior desenvolvimento de oóides deferruginizados em fraturas milimétricas ocorre em contato brusco com matriz típica da fácies maciça (Prancha IV.9). Os oóides são submilimétricos e apresentam formas aproximadamente elipsoidais com eixo maior na direção do vazio, sendo limitados entre si por películas de óxi-hidróxidos de Fe. Os oóides são compostos por caulinita e goethita, além de quartzo residual.

A trama **P2** é caracterizada por pisóides milimétricos e esféricos, imersos em matriz enriquecida em oóides e com proporção de até 5% de poros interpisóides. As zonas que compõem essa trama tem contato brusco com a fácies maciça. Os pisóides são compostos por caulinita e quartzo residual. Gibbsita ocorre nas bordas cortificadas de pisóides. A matriz ooidal é composta por caulinita e goethita.

A trama **P3** é definida em zonas métricas a decamétricas, onde o volume dos pisóides é superior ao material ferruginizado, residual da fácies maciça. O material residual da fácies maciça, presente dentro das zonas, fica restrito a fragmentos com contornos arredondados e bordas empobrecidas em minerais de Fe. Ocorrem duas tramas associadas e adjacentes, tramas P3a e P3b.

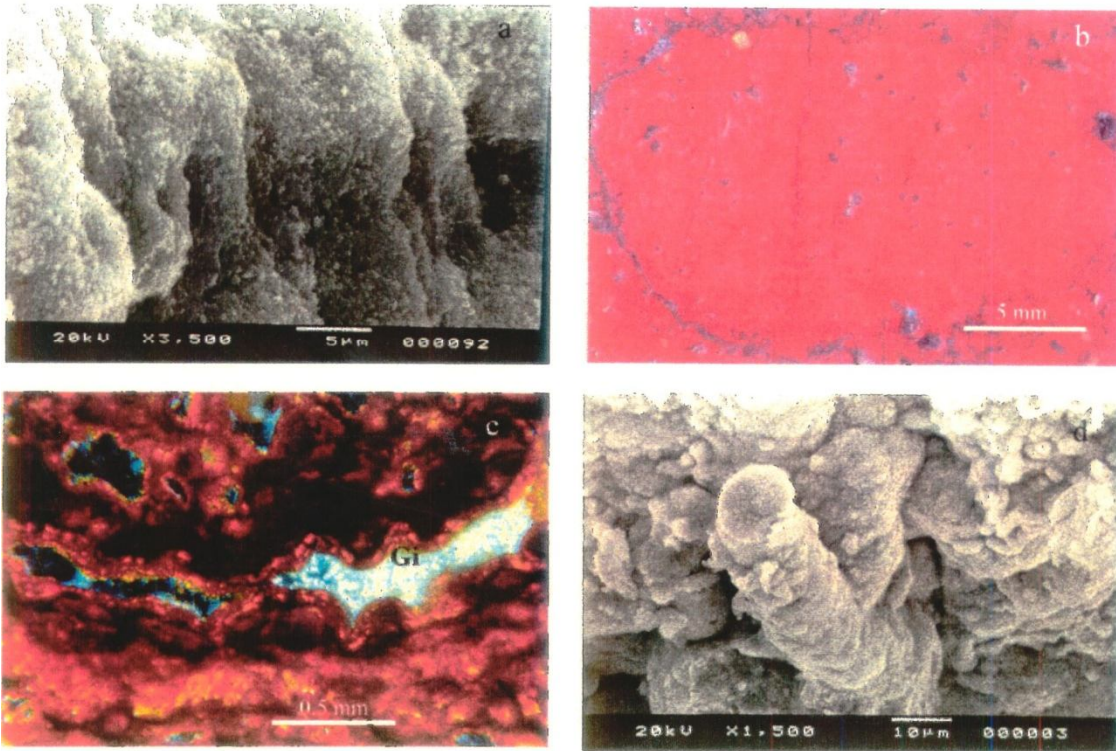
A trama **P3a** apresenta-se no campo como faixas brancas a levemente amareladas, com características friáveis. No centro de cada faixa observa-se vazio subcentimétrico, planar e penetrativo. A proporção de pisóides é maior que na trama P2, com pequena quantidade de matriz interpisóides. Os vazios interpisóides chegam a alcançar 20% do volume. Algumas porções apresentam vazios milimétricos parcialmente preenchidos por plasma argiloferruginoso com organização vossépica.

Os pisóides apresentam-se com dimensões bastante regulares, de 2 a 8 mm, esféricos a elipsoidais. Compõem-se de caulinita, goethita, quartzo e traços de gibbsita. Pisóides cortificados, com gibbsita, são mais comuns que nos pisóides da trama P2.

A trama **P3b**, enriquecida em Fe_2O_3 , ocorre adjacente às faixas claras. O limite entre as duas tramas é feito por meio de um material composto primordialmente de matriz argiloferruginosa, na forma de bandas submilimétricas alternantes de orientação paralela à transição, com domínio de goethita e caulinita subordinada.

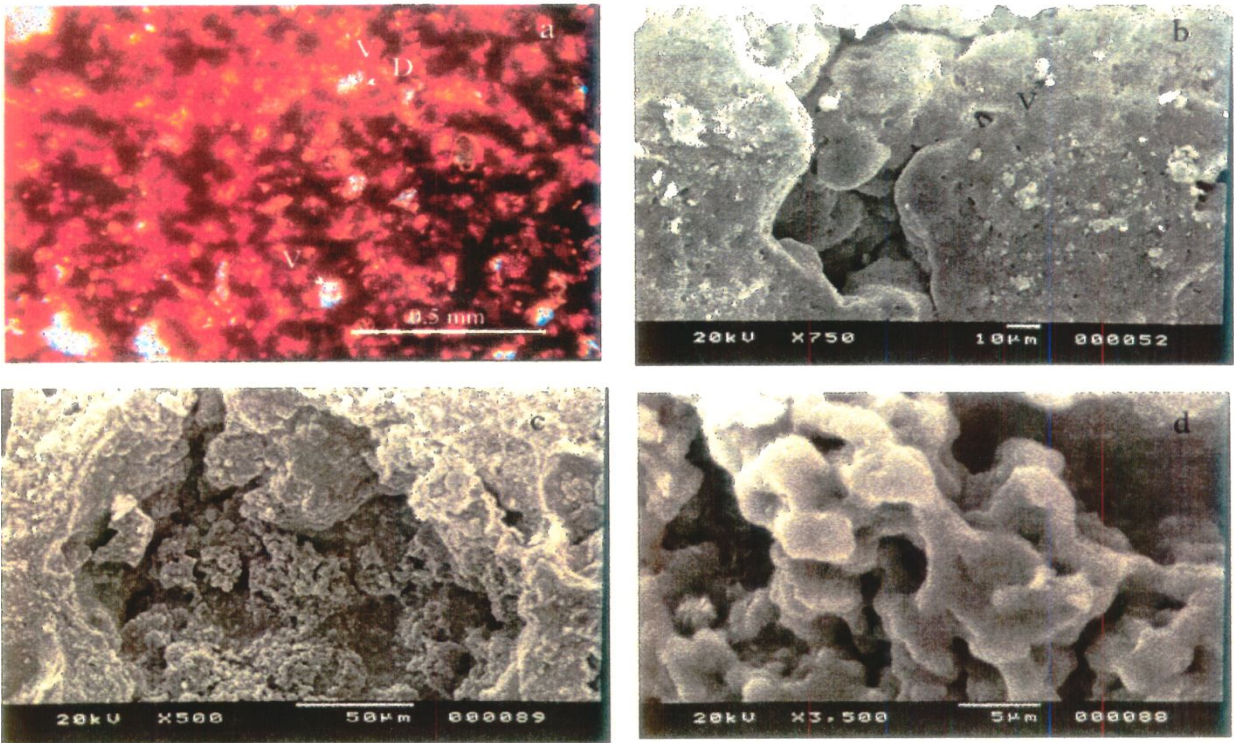
No interior da trama P3b ocorrem pisóides compostos com núcleo típico da trama P3a e borda vermelha escura à opaca em lâmina delgada. A matriz também apresenta esta característica avermelhada à opaca, limitando com os pisóides através de vazios. A composição dos núcleos são bastante similares aos pisóides empobrecidos em Fe_2O_3 , entretanto ocorrem manchas esféricas de óxi-hidróxidos de Fe, de 10 a 50 μm de diâmetro, que permeiam o material em diferentes concentrações, geralmente maiores nas bordas, diminuindo gradativamente para o núcleo dos pisóides. As bordas dos pisóides e a matriz interpisóides são enriquecidas em Fe_2O_3 , na forma principalmente de hematita.

PRANCHA IV.6



- a) Preenchimento de hematita fina nas intercamadas de caulinita da fácies maciça. (MEV, elétrons secundários)
- b) Nódulo pseudomórfico argiloferruginoso do limite da fácies maciça e nodular, limitado por vazios. (SP, lupa binocular)
- c) Vazios intermodulares com paredes revestidas por goethita acicular e preenchidos por *crystallaria* de gibbsita (Gi). (LD, NX)
- d) Vazios da fácies maciça mostrando pseudomorfose de goethita sobre caulinita com morfologia de *booklet*. (MEV, elétrons secundários)

PRANCHA IV.7



- a) Interior de nódulo argiloferruginoso da fácies nodular mostrando desenvolvimento de finos vazios (V). Notar as feições de empobrecimento em ferro, na matriz adjacente aos vazios (D). O plasma apresenta trama inssépica. (LD, N//)
- b) Nódulo da fácies nodular mostrando vazios de dissolução (V) em sua superfície. (MEV, elétrons secundários)
- c) Vazios em nódulo da fácies nodular, no centro da fotomicrografia. (MEV, elétrons secundários)
- d) Detalhe de depósito no interior do vazio (fotomicrografia c) (caulinita?, gibbsita). (MEV, elétrons secundários)

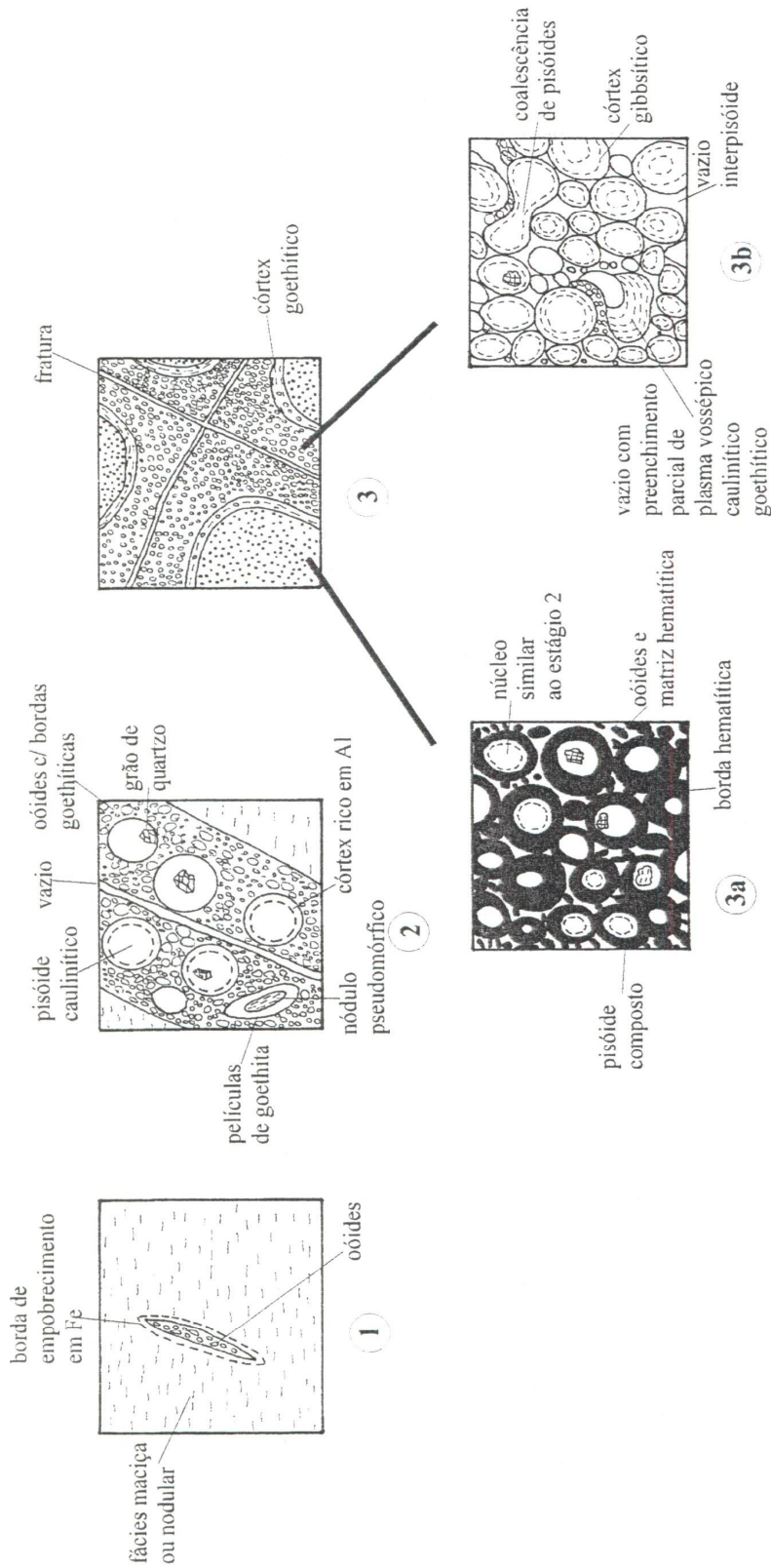


Fig. IV.5 – Tipos de tramas da fácies pisoidal. **P1** – Desenvolvimento de oóides deferruginizados ao longo de vazios submilimétricos sobre fácies maciça ou nodular; **P2** – Matriz ooidal e desenvolvimento de pisóides deferruginizados. Notar grãos de quartzo e nódulos pseudomórficos litorrelíquias; **P3a** – Pisóides fortemente deferruginizados com desenvolvimento de côrtex gibbsítico. Matriz em pequena proporção. Vazios com preenchimento parcial de plasma vossépico caulinitico/goethítico; **P3b** – Desenvolvimento de pisóides compostos por pisóides de outros estágios e borda hematítica.

No contato entre níveis de granulometria contrastante, residuais da rocha-mãe, os pisóides apresentam um grão de quartzo, ou mais raramente vários grãos. Esses grãos de quartzo apresentam dimensões de 50 μm a 1 mm e com formas angulosas a subarredondadas, fraturados e com golfos de corrosão. O posicionamento dos grãos de quartzo pode ocorrer tanto na porção central, como nas bordas dos pisóides.

Quando existe núcleo de nódulo pseudomórfico, a morfologia do pisóide tende a ser a mesma do nódulo. Como os nódulos pseudomórficos são geralmente alongados, acompanhando a organização das tramas da rocha-mãe, os pisóides tendem a adquirir a morfologia elipsoidal. Nesse caso, a dimensão dos pisóides pode alcançar 8 mm na direção do eixo maior.

Fácies Brechóide

Esta fácies é composta por fragmentos de materiais de todas as fácies descritas anteriormente, gerando uma estrutura brechóide. Os fragmentos têm dimensões e formas variáveis, desde milimétrica a decimétrica, com contornos geralmente arredondados a subangulosos (Fig. IV.4, Prancha IV.12).

A estrutura brechóide observada é caracterizada por fragmentos que estão em contato entre si. Na matriz interfragmentos ocorrem grãos de quartzo, argilans, ferriargilans, silans e sesquans. Raramente observam-se pedotúbulos milimétricos preenchidos por estes mesmos materiais. Os limites dos fragmentos com a matriz são geralmente bruscos. Geralmente, as bordas dos fragmentos, em contato com as feições de preenchimento, são empobrecidas em Fe.

Observa-se o desenvolvimento de películas de hematita na superfície de paredes que limitam vazios descontínuos submilimétricos a milimétricos que entremeiam a estrutura brechóide. Em amostras de mão, essas películas de hematita apresentam-se de cor cinza escura e de brilho metálico.

Fácies Vermiforme

A fácies vermiforme caracteriza-se pelo desenvolvimento de vazios secundários interconectados, milimétricos a centimétricos, em materiais das fácies brechóide ou nodular (Fig. IV.4). Estes vazios geralmente não apresentam orientação preferencial e aproveitam as discontinuidades existentes das fácies pisoidal e brechóide, tais como limites de nódulos e vazios secundários. Ocorrem finas películas goethíticas, milimétricas, cobrindo as paredes que limitam os vazios.

Fácies Colunar

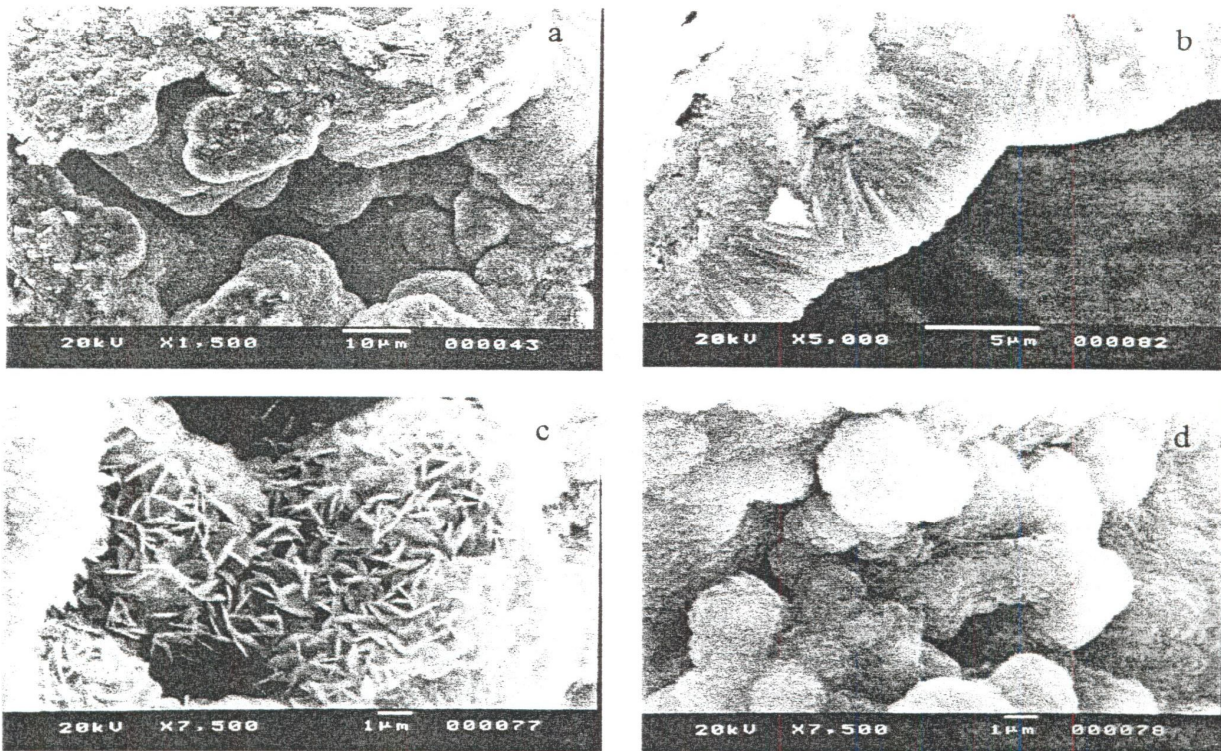
A estrutura colunar é individualizada inicialmente por uma organização similar à encontrada na fácies vermiforme, entretanto com desenvolvimento vertical.

As colunas são representadas por nódulos alongados, segundo a vertical, apresentando seções horizontais aproximadamente circulares. As terminações dos nódulos tendem a ser mais delgadas que os seus centros. O comprimento das colunas fica entre 20 cm e 1 m, sendo que o diâmetro pode alcançar 10 cm.

Os nódulos apresentam córtex de até 3 cm de espessura, composto por Al-goethita e gibbsita. O limite entre o núcleo dos nódulos e o córtex apresenta-se empobrecido em Fe. O núcleo dos nódulos são compostos por tramas similares às encontradas na fácies vermiforme e brechóide.

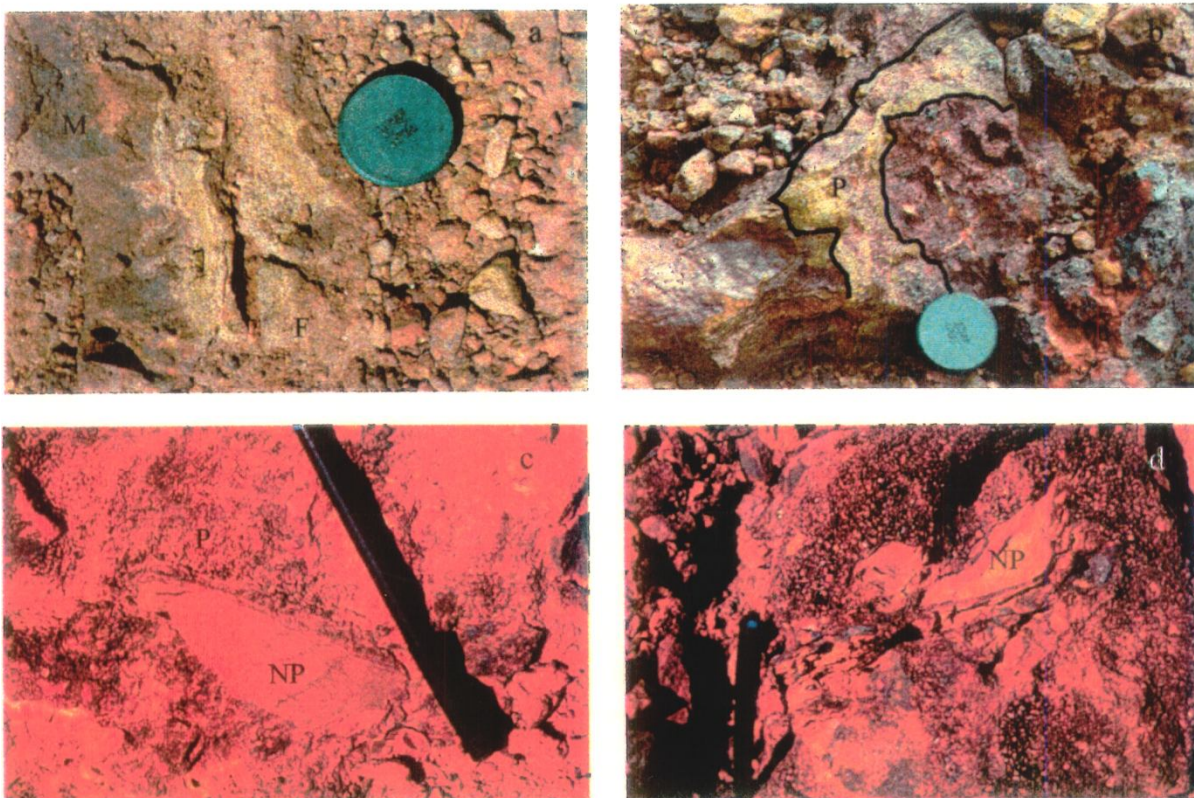
Os vazios típicos da fácies colunar são preferencialmente verticais e apresentam, em planta, formas curvas a aproximadamente circulares. O material adjacente aos vazios apresenta-se empobrecido em Fe e as paredes são cobertas de películas, milimétricas a centimétricas, ricas em Al-goethita (Fig. IV.6).

PRANCHA IV.8



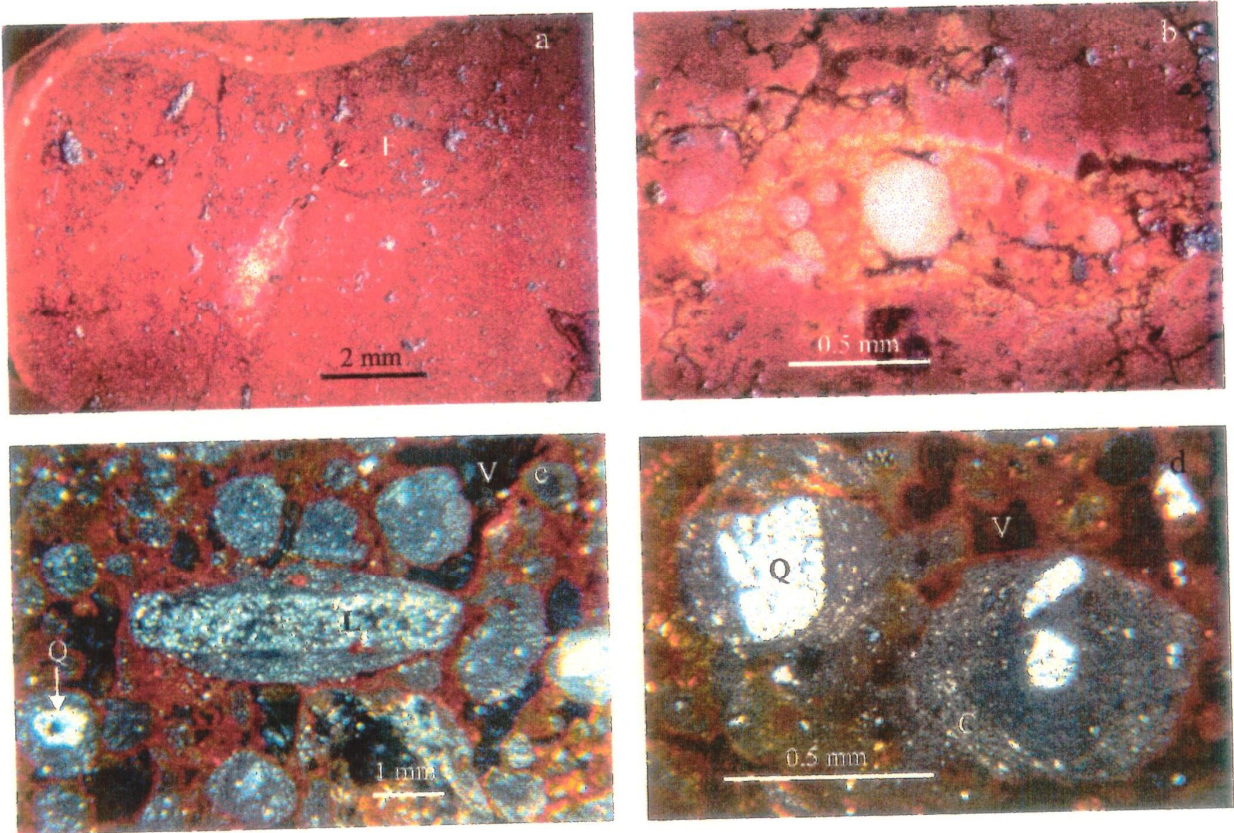
- a) Vazio em nódulo da fácies nodular limitado por paredes cobertas com formas globulares de goethita. (MEV, elétrons secundários)
- b) Detalhe do limite da parede com o vazio da fotomicrografia anterior, mostrando hábito acicular da goethita. (MEV, elétrons secundários)
- c) Vazio em nódulo da fácies nodular apresentando cristallaria (goethita?, hematita?) com cristais em formas platiformes. (MEV, elétrons secundários)
- d) Agregados globulares de cristais de goethita. (MEV, elétrons secundários)

PRANCHA IV.9



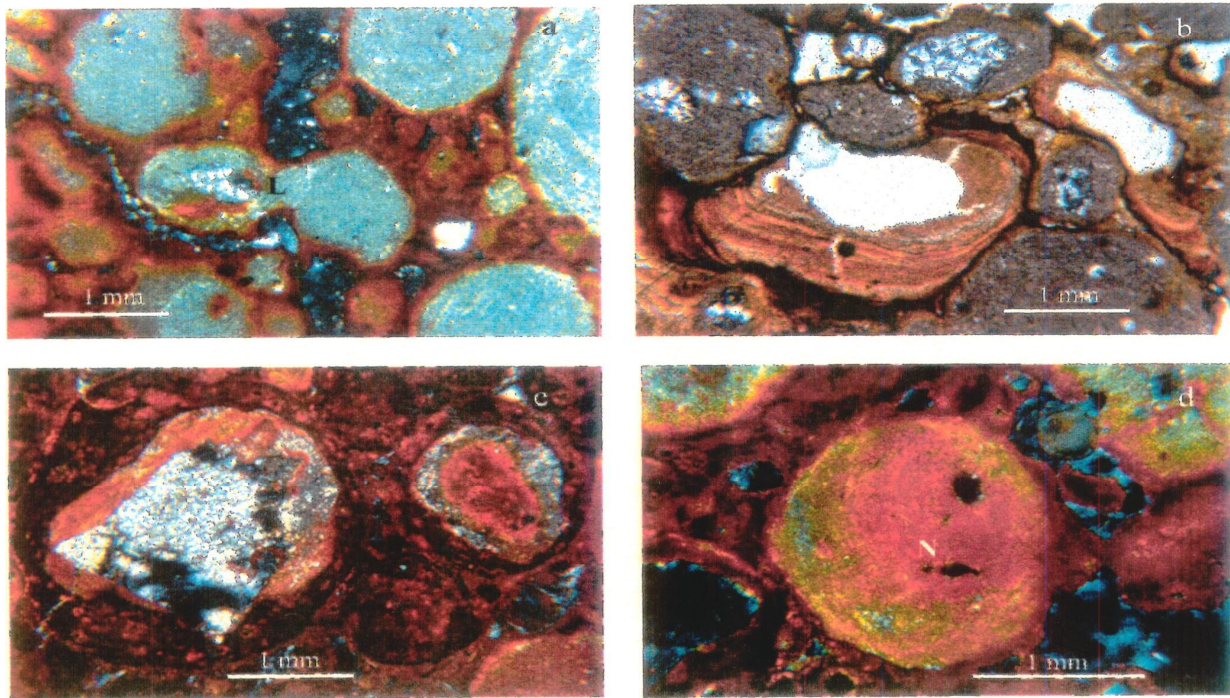
- a) Individualização de zonas da fácies pisoidal (material claro) em torno de fraturas (F) da fácies maciça (M).
- b) Porção enriquecida em pisóides em torno de restos da fácies maciça (M).
- c) Zonas enriquecidas em pisóides ferruginizados (P) preservando restos da fácies maciça, na forma de nódulos pseudomórficos (NP).
- d) Zonas enriquecidas em pisóides ferruginizados, preservando restos de saprólito, na forma de nódulos pseudomórficos (NP).

PRANCHA IV.10



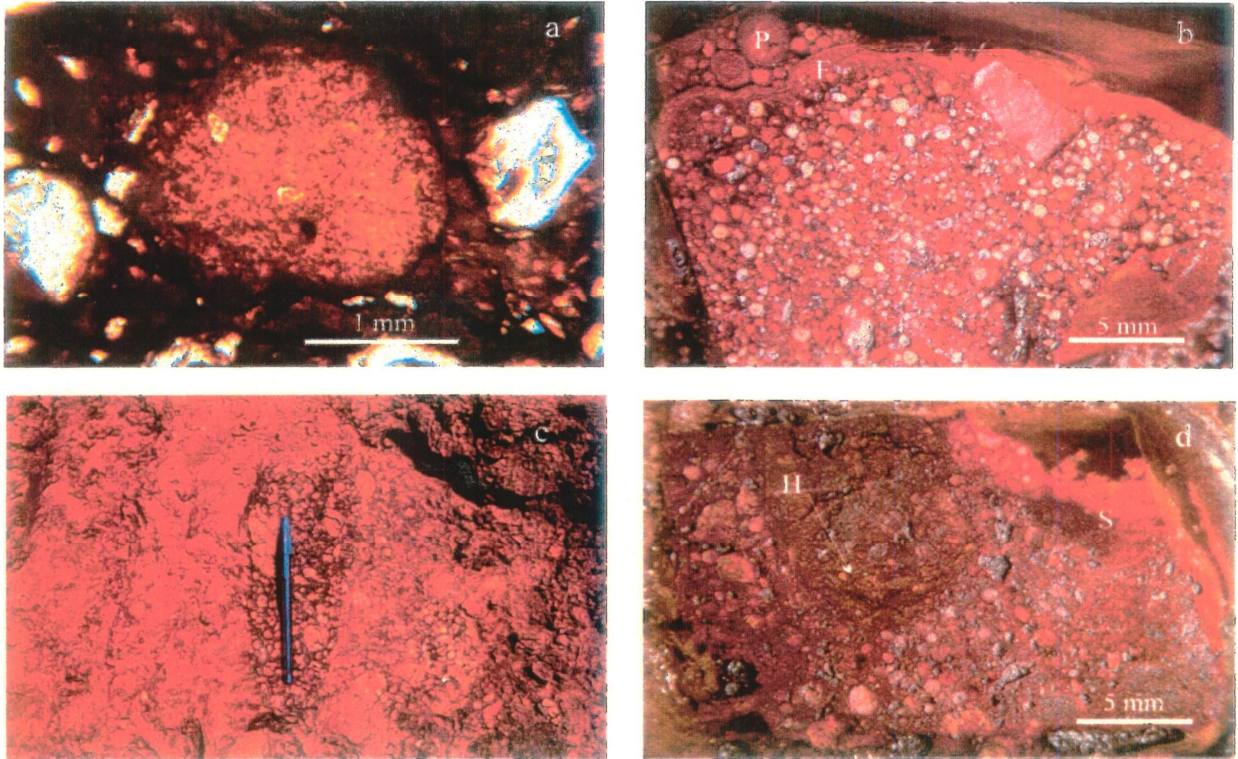
- a) Nódulo mostrando núcleo com evidências de deferruginização ao longo de fratura (F). (SP, lupa binocular)
- b) Detalhe do núcleo deferruginizado da foto anterior, mostrando geração de oóides em matriz amarelada. (SP, lupa binocular)
- c) Fácies pisoidal mostrando pisóides deferruginizados que englobam grãos de quartzo (Q) e sem núcleos aparentes e de litorrelict (L) alongado segundo a horizontal. Notar a matriz interpisóides argiloferruginosa e a presença de poros (V) submilimétricos a milimétricos. O plasma dos pisóides apresenta trama argilassépica. (LD, NX)
- d) Pisóides englobando grãos de quartzo, mostrando bordas cortificadas. Os pisóides mostram coalescência. Notar os limites ferruginizados e difusos do plasma, adjacente aos vazios. (LD, NX)

PRANCHA IV.11



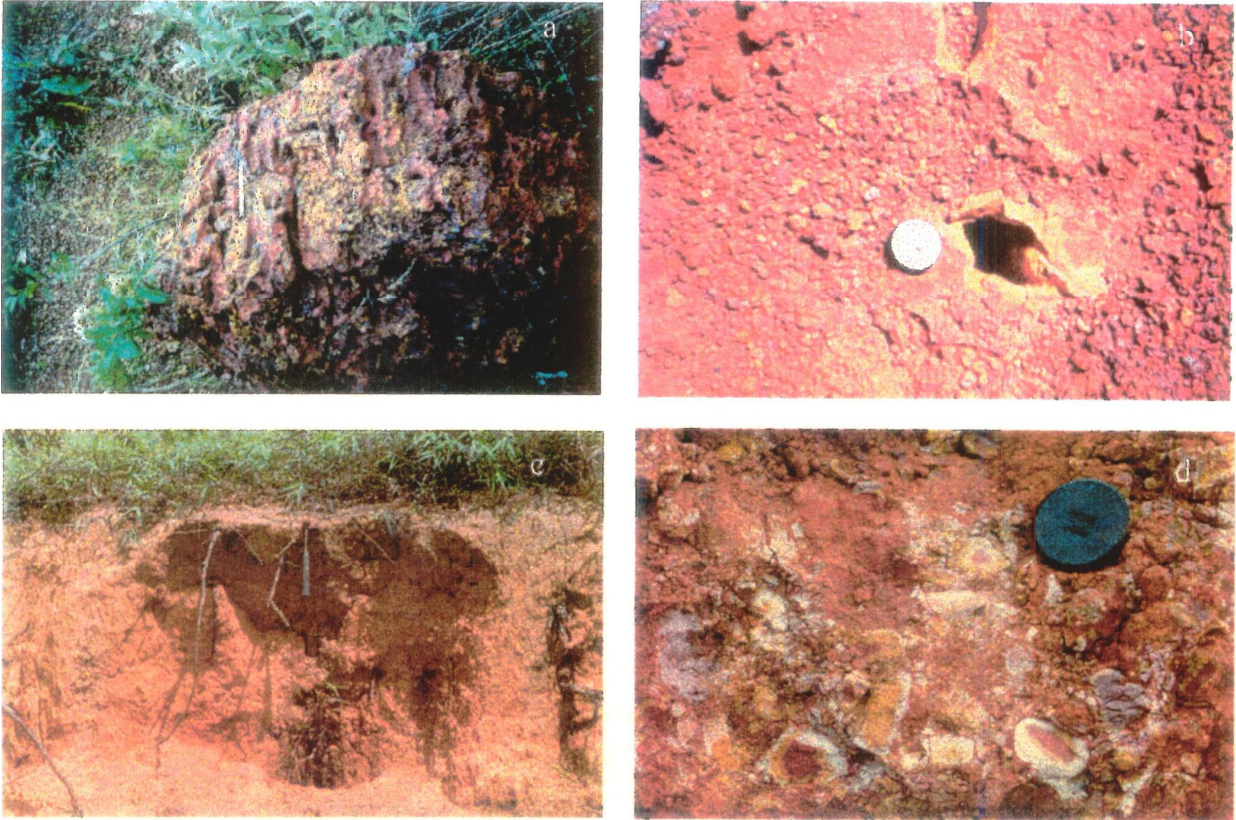
- a) Pisóides mostrando coalescência (L). Notar matriz ooidal argiloferruginosa interpisóides. (LD, NX)
- b) Pisóide limitados por vazios parcialmente preenchidos por plasma vossépico argiloferruginoso. (LD, NX)
- c) Pisóides compostos com bordas argiloferruginosas. (LD, NX)
- d) Pisóide com centro argiloferruginoso (N) que transiciona gradualmente às bordas menos ferruginizadas. (LD, NX)

PRANCHA IV.12



- a) No centro da fotomicrografia, pisóide mostrando ferruginização difusa. (LD, NX)
- b) No centro da fotomicrografia, os pisóides apresentam transição para pisóides argiloferruginosos (P), no canto superior esquerdo, limitados por franja cortificada (F) composta por plasma argiloferruginoso. (SP, lupa binocular)
- c) Fácies brechóide, mostrando nódulos compostos por pisóides cobertos por películas finas de hematita.
- d) Fácies brechóide, mostrando películas de hematita (H) e depósitos de sílica fina (S) em vazios. (SP, lupa binocular)

PRANCHA IV.13



- a) Visão lateral de bloco da fácies colunar, mostrando vazios verticais de grande continuidade.
- b) Visão em planta de ocorrência de vazio isolado na fácies maciça. Notar matriz adjacente a vazio com feição de empobrecimento em ferro.
- c) Perfil de solum representativo da classe Areias Quartzosas, desenvolvido sobre quartzito, no compartimento Chapadas Elevadas.
- d) Topo de saprólito desenvolvido sobre quartzito, mostrando fragmentos litorreliquiães com núcleos ferruginizados imersos em matriz pedogenizada.

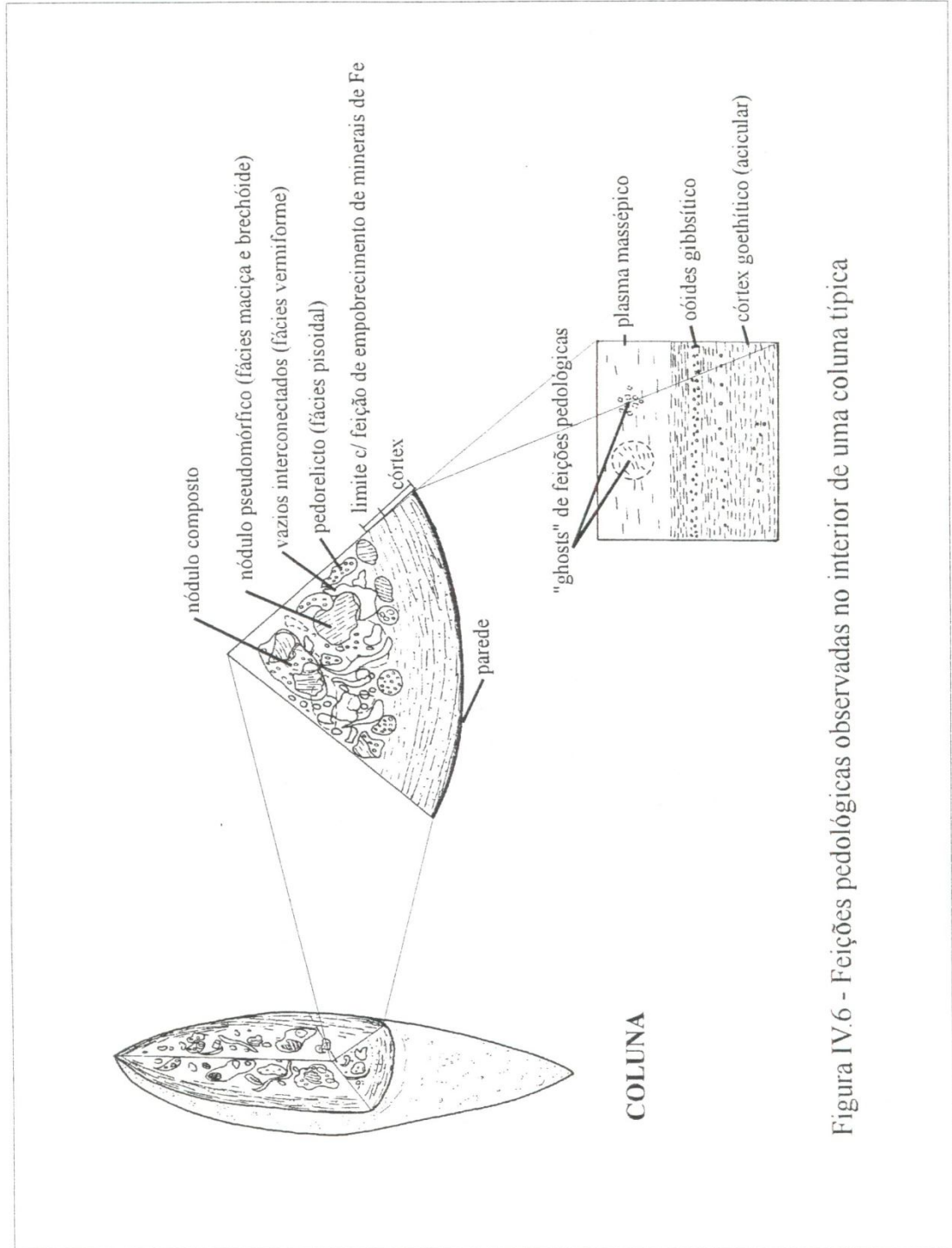


Figura IV.6 - Feições pedológicas observadas no interior de uma coluna típica

Couraça Pisolítica

A couraça pisolítica ocorre na primeira ruptura de declive, entre os compartimentos Chapadas Elevadas e Bordas de Chapada, na interface entre os horizontes de solo e de saprólito originados de quartzitos.

Essas couraças geralmente são pouco espessas, alcançando no máximo 1,5 m, e descontínuas lateralmente. Caracterizadas por pisólitos típicos, subesféricos, com diâmetros de 1 a 5 cm. Esses pisólitos mostram-se interligados, formando nódulos compostos de diversas formas e dimensões, até decimétricas. Os poros interpisólitos, maiores que 1 mm, constituem menos que 5% do volume. A matriz interpisólitos é ausente. A transição entre o saprólito e a couraça é progressiva e estreita (até 10 cm), marcada por nódulos centimétricos a subcentimétricos, elipsoidais a esféricos, imersos em matriz típica do saprólito subjacente.

Os pisólitos são formados por caulinita, hematita e goethita, que se alternam nas bandas submilimétricas do córtex, além do quartzo residual.

Em lâmina delgada observa-se que os grãos de quartzo geralmente não estão em contato um com o outro. A matriz intergranular é composta por material argiloferruginoso. Os grãos de quartzo apresentam evidências de vazios de corrosão.

IV.5 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

A Tabela IV.1 e as figuras IV.7 e IV.8 resumem os dados mineralógicos das fácies lateríticas da região de São Sebastião. O anexo II apresenta os dados mais detalhados.

As setas na Figura IV.7 indicam as tendências gerais de transformações das fácies lateríticas. A seta 1 representa a acumulação em óxi-hidróxidos de Fe, especialmente hematita, entre o saprólito, carapaça e couraça maciça. A seta 2 mostra um empobrecimento em Fe, entre a couraça maciça e a fácies pisoidal. A seta 3 mostra uma diminuição das concentrações de hematita e caulinita e aumento de goethita e gibbsita, entre as fácies maciça e nodular. A seta 4 representa uma diminuição das concentrações de hematita e de caulinita e enriquecimento em gibbsita, entre a fácies nodular e o *solum*. As setas 5, 6 e 7 denotam empobrecimento em Fe e enriquecimento em gibbsita, entre a fácies maciça e as fácies brechóide, vermiforme e colunar, respectivamente.

A seta no diagrama RCGb vs. RHG (Fig. IV.8) indica a tendência geral de degradação das fácies lateríticas.

No diagrama de Tardy, as amostras de saprólito estão posicionadas no polo referente à caulinita (Fig. IV.8). A RCGb apresenta valor de 1,0 e a RHG valores de 0,1 e 0,22 (Fig. IV.8).

A fácies carapaça apresenta concentrações de 35% em óxi-hidróxidos de Fe, uma ordem de grandeza superior em relação ao saprólito (Tab. IV.1). A RCGb apresenta valor de 1,0 e a RHG de 0,69 (Fig. IV.8).

A fácies maciça apresenta elevadas concentrações em óxi-hidróxidos de Fe, especialmente na forma de hematita (37,2%) (Tab. IV.1). A RCGb apresenta valor de 0,84 e a RHG de 0,87 (Fig. IV.8).

A fácies pisoidal apresenta valores de RCGb entre 0,84 e 1,0, enquanto a RHG entre 0 e 0,80 (Fig. IV.8).

A fácies nodular apresenta as maiores concentrações em óxi-hidróxidos de Fe, especialmente na forma de goethita, entre 26,1 e 33,2% (Tab. IV.1). A RCGb apresenta valores entre 0,53 e 0,57, enquanto a RHG entre 0,35, nos nódulos mais próximos ao topo, e 0,52, na base dos perfis estudados (Fig. IV.8).

A fácies brechóide apresenta valores de RCGb 0,76 e de RHG de 0,83 e menores concentrações em óxi-hidróxidos de Fe em relação à fácies maciça (Tab. IV.1, Fig. IV.8).

A fácies vermiforme apresenta valores de RCGb de 0,72 e RHG de 0,40 e menores concentrações em óxi-hidróxidos de Fe em relação à fácies maciça (Tab. IV.1, Fig. IV.8).

Tabela IV.1 – Mineralogia da seqüência São Sebastião.

FÁCIES	Razões		Minerais cardinais recalculados a 100%				
	RHG	RCGb	Hm	Ct	Gt	Gb	
SB01	Saprólito	0,1	1,0	0,3	97,0	2,7	0,0
SB02	Saprólito	0,2	1,0	1,1	95,1	3,8	0,0
SB03	Carapaça	0,7	1,0	27,9	59,3	12,8	0,0
SB04	F. Maciça	0,8	0,9	46,4	38,7	9,0	6,0
SB05	Pisoidal (P2)*	0,4	1,0	9,3	73,9	16,8	0,0
SB06	Pisoidal (P3a)*	0,0	0,9	0,0	77,5	13,2	9,3
SB07	Pisoidal (P3b)*	0,8	0,8	23,5	59,2	5,8	11,5
SB08	Brechóide	0,8	0,8	26,0	52,5	5,3	16,3
SB09	Vermiforme	0,4	0,7	9,8	54,1	14,7	21,4
SB10	Colunar	0,3	0,7	11,0	42,5	25,6	20,9
SB11	Nódulos	0,5	0,6	34,6	19,1	31,9	14,4
SB12	Nódulos	0,4	0,5	20,9	21,6	38,6	18,9
SB13	Solum	0,2	0,4	3,0	35,7	11,6	49,7

Abreviaturas - * = tramas da fácies pisoidal, P2, P3a e P3b.

RHG = razão hematita/(hematita+goethita); RCGb = razão caulinita/(caulinita+gibbsita); Gt = goethita; Gb = gibbsita; Hm = hematita; Ct = caulinita

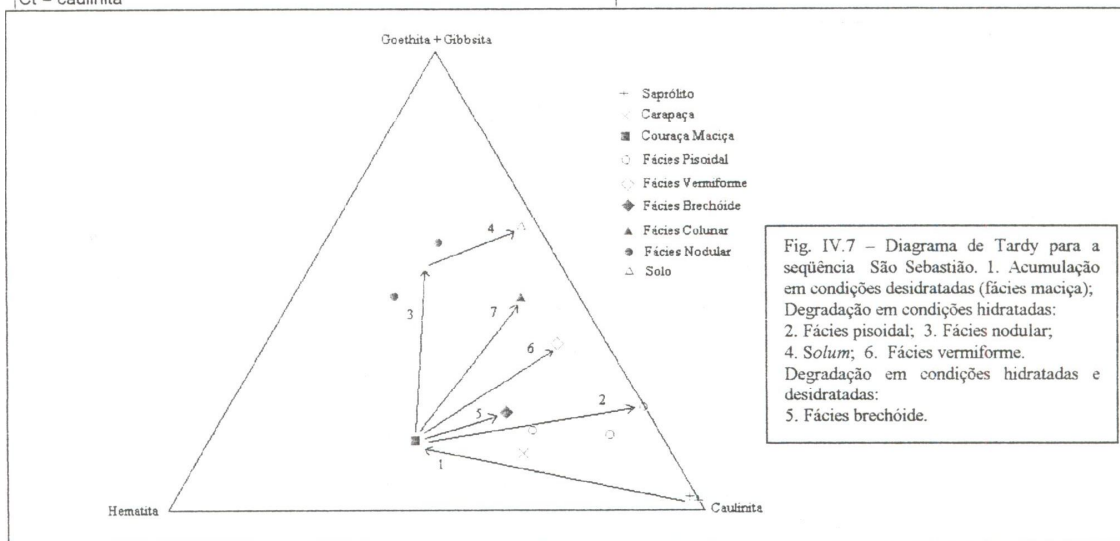


Fig. IV.7 – Diagrama de Tardy para a seqüência São Sebastião. 1. Acumulação em condições desidratadas (fácies maciça); Degradação em condições hidratadas: 2. Fácies pisoidal; 3. Fácies nodular; 4. Solum; 6. Fácies vermiforme. Degradação em condições hidratadas e desidratadas: 5. Fácies brechóide.

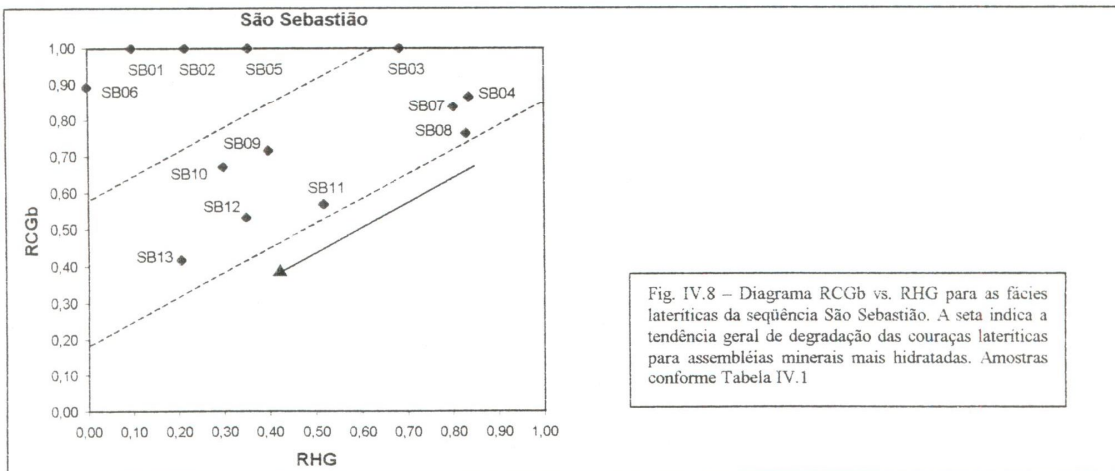


Fig. IV.8 – Diagrama RCGb vs. RHG para as fácies lateríticas da seqüência São Sebastião. A seta indica a tendência geral de degradação das couraças lateríticas para assembleias minerais mais hidratadas. Amostras conforme Tabela IV.1

A fácies colunar é enriquecida em goethita (23,5%) e gibbsita (19,2%) (Tab. IV.1). Apresenta valores de RCGb de 0,67 e de RHG de 0,30 e menores concentrações em óxi-hidróxidos de Fe em relação à fácies maciça (Fig. IV.9)

O horizonte de *solum* mostra-se o mais empobrecido em Fe das fácies lateríticas, excetuando o horizonte de saprólito, com concentração de 9,6% em óxi-hidróxidos de Fe (Tab. IV.1). A RCGb apresenta valor de 0,42 e a RHG de 0,21 (Fig. IV.9).

IV.6 DISCUSSÃO

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO E CONDICIONAMENTO LITO-ESTRUTURAL

Os estudos existentes afirmam que a superfície de aplainamento mais antiga na região é a Sulamericana (vide Cap. II), cujos resíduos estão preservados nas chapadas mais elevadas. A geração de um rególito laterítico espesso, com grande domínio de saprólito fino na região de São Sebastião, indica que o nível de base mudou consideravelmente após a formação da superfície Sulamericana, devido a sobrelevação do continente e as mudanças climáticas.

A degradação física e química da superfície de aplainamento foi diferencial, em função das variações litológicas. Os quartzitos preservam-se mais à ação do intemperismo que os metarritmitos. Esse fato explica o importante controle lito-estrutural da paisagem na região de São Sebastião. Os limites entre os compartimentos Chapadas Elevadas e Bordas de Chapadas coincidem com o contato entre as unidades Quartzito Q₃ e o Metarritmito R₄.

O compartimento Bordas de Chapada caracteriza-se por uma rampa com declividade de até 10%, que mergulha para leste, no mesmo sentido do caimento das camadas. O intemperismo diferencial, químico e físico, aproveitando a organização litológica, deve ser o responsável pela formação dessa rampa.

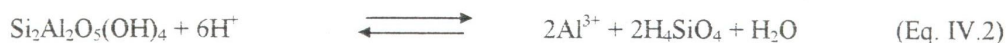
Por outro lado, os compartimentos Bordas de Chapada e Escarpas ocorrem sobre a mesma unidade R₄. A ocorrência de couraças lateríticas (fácies maciça a colunar) condicionam os limites entre esses compartimentos. A estratificação da paisagem, neste caso, é explicada pela maior resistência ao intemperismo das couraças lateríticas em relação ao saprólito fino. O recuo da borda de chapada pode ser explicado pela evolução das couraças lateríticas, discutida a seguir.

EVOLUÇÃO DAS COURAÇAS LATERÍTICAS NA BORDA DE CHAPADA

Os dados apresentados mostram que a fácies maciça constitui o protólito das fácies nodular, pisoidal, brechóide, vermiforme e colunar. A carapaça, observada na escarpa, pode ser interpretada como a base do horizonte ferruginoso do rególito laterítico truncado ou reduzido.

A fácies maciça representa um importante aporte de Fe na forma de hematita. A preservação da organização da rocha-mãe observada a nível de campo e também nas imagens de MEV indica duas possibilidades genéticas para a acumulação de hematita.

Na primeira, defendida por Ambrosi *et al.* (1986), a hematita substitui a caulinita. A caulinita é dissolvida pelo processo de ferrólise e a hematita ocupa o vazio deixado pela caulinita. As reações que descrevem esse processo são as seguintes (Brinkman 1970, Mann 1984):



Na segunda possibilidade genética, defendida por Tardy (1993), a hematita ocupa os poros finos intergranulares da caulinita. Os dados de microsonda eletrônica do interior da trama da fácies maciça

indicam que não houve substituição da caulinita por hematita, corroborando com o mecanismo de acumulação de hematita defendido por Tardy (1993).

A hematita se estabiliza sob atividade da água inferior a 0,88 (Didier et al. 1983). Dessa forma, o ambiente de formação da fácies maciça não poderia estar saturado em água. A acumulação efetiva de hematita exige drenagem eficiente e renovação contínua de soluções (Tardy 1993).

Tardy *et al.* (1988) propuseram o mecanismo de depressão hídrica para a formação de couraças hematíticas. O horizonte de *solum* sofre variações sazonais na atividade da água por aporte pluviométrico e formação de lençol freático raso. O saprólito apresenta-se a maior parte do tempo saturado em água, limitado em sua base pelo lençol freático profundo. A depressão hídrica forma-se na porção mediana (intermediária) dos rególitos lateríticos, entre o saprólito e o horizonte de *solum*. As características das depressões hídricas são as seguintes: atividade da água mais constante que a do *solum*; atividade da água menor que a do saprólito; renovação constante de soluções. Essas características permitem uma acumulação efetiva de hematita na forma de uma couraça maciça.

Estas condições de acumulação de hematita na forma de uma couraça maciça exige condições pedogeomorfológicas e climáticas específicas. Em qualquer situação, o relevo tem que ser plano.

Em condições de clima úmido e quente, com poucas variações sazonais, o mecanismo de depressão hídrica é pouco expressivo ou inexistente, especialmente em rególitos pouco espessos. Nesse caso, os perfis ficam saturados em água a maior parte do tempo, tornando as condições mais redutoras e estabilizando o Fe^{2+} em solução. Nas estações com menor aporte pluviométrico, as condições tornam-se mais oxidantes, permitindo que o Fe dissolvido seja precipitado na forma de minerais hidratados (ferrihidrita e goethita), formando mosqueados e nódulos ferruginosos. A hematita não é um mineral estável nessas condições.

Em rególitos pouco espessos, o mecanismo de depressão hídrica é mais efetivo em condições climáticas mais secas ou mesmo semi-úmidas. No entanto, a zona de depressão hídrica, onde ocorre a acumulação de hematita, deve ser bem estreita.

Em rególitos espessos, o mecanismo de depressão hídrica pode ser garantido em diversas condições climáticas, sendo mais efetivo na acumulação de hematita sob climas semi-úmidos ou úmidos, com importante contraste sazonal. Essas condições são consideradas as ideais para a formação de couraças maciças hematíticas (Tardy 1993).

No caso estudado, as condições pedogeomorfológicas e climáticas de evolução da superfície Sulamericana devem ser relacionadas com a formação da couraça maciça.

Durante o longo tempo de formação da superfície Sulamericana, entre o Cretáceo Superior e o Mioceno Médio, dominaram condições de clima úmido e quente. O relevo inicial era provavelmente muito plano, formado em condições de extrema aridez, durante o Cretáceo. O soerguimento que ocorreu durante o Cretáceo Médio, no final do ciclo Pós-Gondwano, provocou a dissecação parcial dessa superfície plana e o rebaixamento do nível de base regional. Essas condições permitiram o desenvolvimento de um espesso rególito laterítico nas porções somitais, em condições tectônicas e climáticas estáveis durante aproximadamente 40 Ma. O desenvolvimento progressivo do rególito laterítico espesso possibilitou a formação da zona de depressão hídrica em sua porção intermediária e a acumulação de hematita na forma de uma couraça maciça.

Este mecanismo pode explicar a formação da fácies maciça descrita na região de São Sebastião. O horizonte ferruginoso estaria posicionado mais profundamente no rególito à época de sua geração que o observado atualmente, subaflorante no limite da borda de chapada com a escarpa.

O ciclo Sulamericano finalizou com a sobrelevação do continente entre o Mioceno Inferior e Médio (Braun 1971), há 20 Ma, quando o clima tornou-se mais seco (Frakes 1979). Nessas condições, a parte mais superior do rególito laterítico foi denudada (*stripping* para Büdel 1986), aflorando a couraça maciça, que ficou sujeita à transformação por processos pedogenéticos do topo do rególito. Em seguida, a retomada

de clima mais úmido, até a transição com o Plioceno, a couraça maciça começou a ser degradada, formando fácies lateríticas equilibradas a condições mais hidratadas, durante aproximadamente 10 Ma. A fácies nodular, formada pela degradação da fácies maciça, e o *solum* começaram a ser formados nessa época.

O horizonte ferruginoso posicionado próximo da superfície, ou mesmo aflorante, começou a ser transformado por processos pedogenéticos sob climas úmidos ou semi-úmidos. As variações da atividade da água e das condições de pH e Eh começaram a ser sazonais. Em condições de elevada saturação da água o processo de ferrólise é mais efetivo. A atividade biológica produzida no horizonte de *solum*, aumentando a acidez e diminuindo o Eh durante a estação mais úmida, também contribui para o processo de ferrólise. Nessas condições, a hematita torna-se instável e dissolve-se, precipitando na forma de goethita.

Este processo de degradação da fácies maciça iniciou-se a partir de vazios secundários, gerando córtex goethítico por segregação do Fe e individualizando, progressivamente, os nódulos observados na fácies nodular. O processo contínuo da ferrólise provocou também a dissolução da caulinita e formação de gibbsita. Desta forma, hematita e caulinita dissolvem-se progressivamente, dando lugar a fases mais hidratadas, goethita e gibbsita.

A dissolução progressiva de hematita e de caulinita gerou matriz internódulos e o próprio *solum*, enriquecidos em gibbsita e goethita, com caulinita subsidiária. As observações realizadas mostram diminuição progressiva do tamanho dos nódulos e aumento da matriz internodular em direção ao *solum*.

Em todos os perfis de *solum* disponíveis no contexto da borda de chapada foi possível diferenciar um horizonte nodular em sua base, que pode ser relacionado com a fácies nodular descrita, característica de degradação superficial. Isso indica que a couraça maciça deve ter sido mais extensa do que o observado hoje. A fácies nodular e o *solum* seriam os principais produtos de degradação superficial da fácies maciça, formados a partir do Mioceno.

A jusante dos resíduos da fácies maciça e abaixo da fácies nodular ocorrem outras crostas lateríticas. Estas crostas constituem produtos de degradação da fácies maciça, formadas em diversas condições, principalmente sob climas úmidos ou semi-úmidos.

A fácies pisoidal, definida por três tipos de trama, é caracterizada por um processo de redistribuição e/ou lixiviação do Fe e de formação de pisóides. A formação de oóides e pisóides, compostos principalmente por caulinita, e matriz interpisoidal, composta por caulinita e goethita, indicam condições de elevada atividade da água e baixa drenagem. Estas condições podem ser alcançadas na transição do horizonte ferruginoso com o saprólito fino, no limite da borda de chapada com a escarpa, que recebe um importante aporte de água da chapada.

A saturação da água e a drenagem ineficiente gerou condições de Eh e pH relativamente baixos e atividade da água elevada, provocando a dissolução da hematita e a segregação da caulinita na forma de pisóides. Parte do Fe dissolvido foi precipitado na forma de goethita e, o restante, lixiviado ou redistribuído em outras porções do rególito. A geração da fácies pisoidal pode ser interpretada como produto de processo geoquímico de podzolização – ou acidólise para Pedro (1978) – da fácies maciça.

A trama P3 ocorre nas vertentes de uma incisão de drenagem no limite da borda de chapada com a escarpa. A maior extensão da fácies pisoidal nessa porção pode ser explicada por um processo de intemperismo diferencial associado à evolução da incisão de drenagem.

Inicialmente, essa porção recebeu um maior aporte de água da chapada em relação às porções adjacentes devido à maior densidade de fraturas EW, gerando, na base do horizonte ferruginoso, condições de formação mais extensiva da fácies pisoidal. No topo do horizonte ferruginoso, onde as condições de drenagem eram mais eficientes, a taxa de formação de *solum* foi maior que nas porções adjacentes.

A continuidade deste processo provocou uma diminuição progressiva do volume do topo do perfil em relação às porções adjacentes, produzindo um abaixamento relativo da sua superfície. O abaixamento da superfície nesta porção facilitou a incisão de drenagem – instalada na zona de maior fraturamento – e

aumentou a taxa de intemperismo físico. A retirada do topo do perfil após a instalação da drenagem provocou um abaixamento maior ainda da superfície de suas vertentes.

Este processo explica a geração das tramas P3a e P3b. A posição relativa do lençol freático aprofundou-se progressivamente na porção onde foi gerada a fácies pisoidal, conforme evoluiu a incisão de drenagem. A drenagem interna da fácies pisoidal tornou-se mais eficiente, ficando sujeita às oscilações sazonais. Nestas condições, foram gerados córtex de gibbsita nos pisóides (P3a), adjacente à porosidade secundária (fraturas), sendo que o Fe foi redistribuído e precipitado na forma de hematita (P3b), nas porções com atividade da água relativamente baixa, distantes da porosidade secundária.

A fácies pisoidal pode ser considerada como uma degradação subcutânea associada às variações do lençol freático e controlada por fraturas e variações granulométricas do material da fácies maciça. Este processo é considerado o mais comum de geração de pisóides (Valeton 1972).

A proposta apresentada mostra evidências que a geração da fácies pisoidal foi condicionada pelo comportamento local do lençol freático, controlado principalmente por fatores lito-estruturais e pelo posicionamento no limite da borda de chapada com a escarpa.

O entendimento do mecanismo de recuo da borda de chapada é uma das principais conseqüências da proposta apresentada de geração da fácies pisoidal, discutido adiante, no item MECANISMOS DE RECUO DA BORDA DE CHAPADA.

As outras fácies descritas ocorrem em posições localmente mais elevadas que a trama P3 da fácies pisoidal. Todas essas fácies apresentam resíduos da fácies pisoidal em suas tramas. Estes fatos também podem ser explicados por variações locais da posição do lençol freático geradas pela evolução das vertentes.

Inicialmente, toda a área estudada na borda de chapada apresentava uma morfologia similar, sem incisão de drenagem. Nestas condições, a fácies pisoidal era formada a partir da degradação subcutânea da fácies maciça. Com o processo de abaixamento relativo da superfície na zona mais fraturada, isto refletiu no abaixamento do nível do lençol freático na porção fora da influência da zona fraturada.

O abaixamento do nível do lençol freático modificou todas as condições que permitiam a geração da fácies pisoidal, aumentando a eficiência de drenagem interna do perfil e sofrendo variações sazonais de atividade da água, de pH e Eh.

As condições, em termos gerais, tornaram-se similares às encontradas para a formação da fácies nodular. No entanto, o protólito das fácies já não era somente a fácies maciça, mas esta misturada com porções de fácies pisoidal. A formação das outras fácies podem ser interpretadas como variações locais de condições ambientais.

A geração da estrutura brechóide pode ser interpretada como produto de colapso mecânico por redução de coesão de estrutura preexistente. A presença de hematita na forma de películas na superfície dos fragmentos que compõem a fácies brechóide deve resultar na evolução do ressecamento progressivo observado nesta porção da paisagem. Segundo Barden *et al.* (1973) e Houston *et al.* (1988), o colapso de materiais não saturados podem estar associados à presença de uma estrutura meta-estável, isto é, “o grau de estabilidade pode depender da natureza das ligações cimentantes (grau de coesão) presentes na estrutura do material”. Ou seja, enquanto o material estava saturado em água, a coesão era garantida. Após o ressecamento, a estrutura ficou meta-estável e entrou em colapso.

As estruturas brechóide e nodular propiciaram uma série de vazios secundários importantes entre os nódulos e fragmentos, que condicionaram o fluxo da água e permitiram o desenvolvimento de vazios centimétricos interconectados com feições de lixiviação e geraram a fácies vermiforme. Foi gerado córtex goethítico nas paredes que limitam os vazios por segregação do Fe proveniente dos nódulos e fragmentos. As atividades de raízes de plantas e/ou de fauna também contribuíram para o processo de geração dos vazios e do córtex.

A geração da fácies colunar é explicada por mecanismos biológicos, pela atividade de fauna e, especialmente, pela ação de raízes pivotantes de plantas, gerando rizólitos, como sugerida por Erhardt (1951). A estrutura formou-se pelo desenvolvimento de cavidades tubulares sobre outras fácies. Condições ácidas são geradas na proximidade das raízes de plantas e a morte destas promovem o abaixamento do Eh. Estas condições produziram segregações do Fe, gerando córtex goethítico que formam as colunas. As variações sazonais da saturação da água também contribuíram para a formação dessa estrutura.

COURAÇA PISOLÍTICA

A couraça pisolítica a hematita, caulinita e goethita, caracteriza uma mudança do ambiente hídrico em função do contato com o material mais argiloso do metarritmito, que funciona como uma barreira física à percolação da água. O posicionamento da couraça na primeira ruptura de declive reflete uma mudança nas condições físico-químicas das soluções no contato entre o quartzito e o metarritmito.

A formação da couraça seria por segregação progressiva do Fe em condições de depressão hídrica. A presença somente de nódulos, com ausência de matriz internódulos, e a baixa porosidade secundária mostram que essa segregação foi expressiva. A diferenciação de córtex goethítico nos limites externos dos nódulos mostra uma segregação de Fe em condições mais hidratadas, nos estágios finais de formação dos nódulos, possivelmente devido a mudanças locais do nível do lençol freático. A proporção de quartzo no horizonte de couraça diminui consideravelmente em função de sua dissolução.

MECANISMOS DE RECUO DA BORDA DE CHAPADA

Na área estudada, o intemperismo físico é mais ativo nos limites da borda de chapada com a escarpa. A erosão da borda de chapada promove o recuo progressivo de seus limites. O principal controle lito-estrutural do recuo é o próprio acamamento do metarritmito. O recuo ocorre principalmente paralelo à direção do acamamento.

As observações realizadas mostram que as couraças que ocorrem na borda constituem barreira ao processo erosivo. As couraças, dessa forma, são estratificadores da paisagem.

As fraturas constituem outro importante controle lito-estrutural. As incisões de drenagem, com direções EW e NE, controladas por fraturas, recortam os limites da borda de chapada com a escarpa (Fig. IV.1). Como foi discutido anteriormente, na área estudada, a zona com maior intensidade de fraturamento de direção EW, antes do desenvolvimento da incisão de drenagem, aumentou a taxa de intemperismo químico das couraças, produzindo mais *solum* que as porções adjacentes. O *solum* produzido foi retirado progressivamente até a formação da incisão da drenagem.

O *solum* é o mais facilmente retirado por erosão, uma vez que constitui o material mais friável dos produtos intempéricos. Dessa forma, o intemperismo químico diferencial das couraças condicionam o processo erosivo. A retirada progressiva de *solum* muda as condições físico-químicas locais e, conseqüentemente, as condições de intemperismo químico, modificando o sentido evolutivo das fácies lateríticas.

Esse processo contínuo de evolução *pari passu* do intemperismo químico e físico, condicionados por fatores lito-estruturais, provocam o recuo progressivo da borda de chapada.

IV.7 CONCLUSÕES

A ocorrência diferenciada dos horizontes de crostas lateríticas, em função dos compartimentos geomorfológicos, evidenciam um perfil truncado e rejuvenescido, tendo em vista a grande espessura do horizonte de saprólito e a presença de fácies lateríticas formadas a partir da degradação de couraça hematítica. As variações faciológicas, limitadas às duas principais rupturas de declive, são em função do material de origem, das condições geomorfológicas e do regime hídrico durante a evolução do intemperismo.

As condições de evolução das vertentes são controladas por fatores lito-estruturais, especialmente a composição, o acamamento e as fraturas. A paisagem mostra que o contato entre o quartzito e o metarritmito condiciona os limites do compartimento Chapadas Elevadas e Bordas de Chapadas. A explicação desse condicionamento deve-se à maior resistência do quartzito ao intemperismo em relação ao metarritmito. O compartimento Bordas de Chapada constitui uma rampa que mergulha no mesmo sentido do acamamento do metarritmito. O intemperismo diferencial, químico e físico, aproveitando a organização litológica, deve ser o responsável pela formação dessa rampa. Os limites entre os compartimentos Bordas de Chapada e Escarpas são condicionados pela ocorrência de couraças, que estratificam a paisagem local. O posicionamento de couraças na borda de chapada condicionou o processo evolutivo das fácies lateríticas. As fraturas de direção EW e NE são responsáveis pela maior taxa de formação e erosão de *solum*, gerando incisões de drenagem que recortam os limites da borda de chapada e modificando o sentido evolutivo das fácies lateríticas. Estes fatores lito-estruturais condicionam o intemperismo diferencial, químico e físico, das vertentes.

Na transição entre a borda de chapada e a escarpa, a fácies maciça constitui a fase de geração das couraças, enquanto as fácies nodular, pisoidal, brechóide, vermiforme e colunar caracterizam processos de degradação. Na transição entre a chapada e a borda de chapada, a fácies pisolítica também foi interpretada como resultante de degradação de fácies maciça, cujos resíduos ocorrem apenas nos núcleos dos pisólitos.

A fácies maciça começou a ser formada a partir do Paleoceno. A formação das outras crostas foi mais importante após a denudação da porção superior do rególito, principalmente após o Mioceno Inferior.

As variações morfológicas e petrográficas podem ser explicadas por meio da evolução interligada das fácies com o modelado. Para explicar as variações faciológicas, levou-se em consideração a evolução da vertente em relação ao recuo da borda de chapada, e a erosão do *solum*, associada com as condições hídricas, e, conseqüentemente, pedoclimáticas do rególito.

Como o recuo da borda é reduzido pela presença da couraça, a degradação superficial e subcutânea se processa na borda, enquanto que a montante e no topo do rególito a degradação é principalmente superficial. A fácies nodular e o *solum* são os principais representantes da degradação superficial. A fácies pisoidal representa o principal produto de degradação subcutânea.

As outras fácies (brechóide, vermiforme e colunar) representam condições locais de degradação superficial da fácies maciça. A fácies brechóide formou-se por colapso de estrutura original composta por mistura de resíduos da fácies maciça e fácies pisoidal. A fácies vermiforme e a fácies colunar formou-se principalmente pela atividade de raízes de plantas e/ou atividade de fauna associada às variações sazonais de saturação da água, que geraram vazios interconectados e verticais, respectivamente, aproveitando a porosidade secundária dos protólitos dessas fácies.

CAPÍTULO V. CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO DE COURAÇAS FERRUGINOSAS NA SEQUÊNCIA VERTICAL CAPÃO DA ONÇA

V.1 INTRODUÇÃO

O presente capítulo apresenta um estudo morfológico e petrográfico de couraças ferruginosas na sequência vertical Capão da Onça.

V.2 PERFIS ESTUDADOS

A sequência vertical Capão da Onça localiza-se na cabeceira da bacia do córrego Capão da Onça, sub-bacia do rio São Bartolomeu, na porção centro-leste do Distrito Federal (Figs. III.2, V.1 e V.2). Os estudos foram realizados em cascalheira, na borda da chapada, e em cortes de estrada vicinal, no centro do Divisor São Bartolomeu-Preto (Figs. V.2 e V.3).

V.3 ASPECTOS GERAIS

Na sequência Capão da Onça, a paisagem apresenta topos planos pouco extensos, desenvolvidos sobre o Divisor São Bartolomeu-Preto, típico do compartimento Chapadas Baixas, com declividades muito baixas, inferiores a 2%. O Divisor é limitado, a oeste, bruscamente por escarpas côncavas de declividades elevadas, acima de 20%. Nesta porção, a borda da chapada é estreita, com até 100 m de extensão, e apresenta declividade máxima de 5%. As transições para a bacia do rio Preto, a leste, são suaves e convexas (Figs. V.1 e V.2; Prancha V.1a).

Os topos do Divisor São Bartolomeu-Preto são cobertos por Latossolo Vermelho-Amarelo. Em alguns cortes da estrada DF-130, no centro do Divisor, observam-se crostas, com espessura máxima de 5 m, sobrepostas pelo latossolo.

A fácies nodular é dominante, subdividida em média e superior, sobrejacente a resíduos descontínuos da fácies maciça. A carapaça ocorre na base do horizonte ferruginoso, em contato com o saprólito (Prancha V.1b, c e d, Fig. V.3). A forma de ocorrência no centro do Divisor indica que essas crostas são persistentes em todo o topo.

Na borda do Divisor ocorrem as fácies nodular inferior, média e superior (Fig. V.3). Entre as fácies nodular inferior e média pode-se observar resíduos da fácies maciça. No limite oeste do Divisor, na borda de chapada, ocorre a fácies colunar (Prancha V.2 a e b).

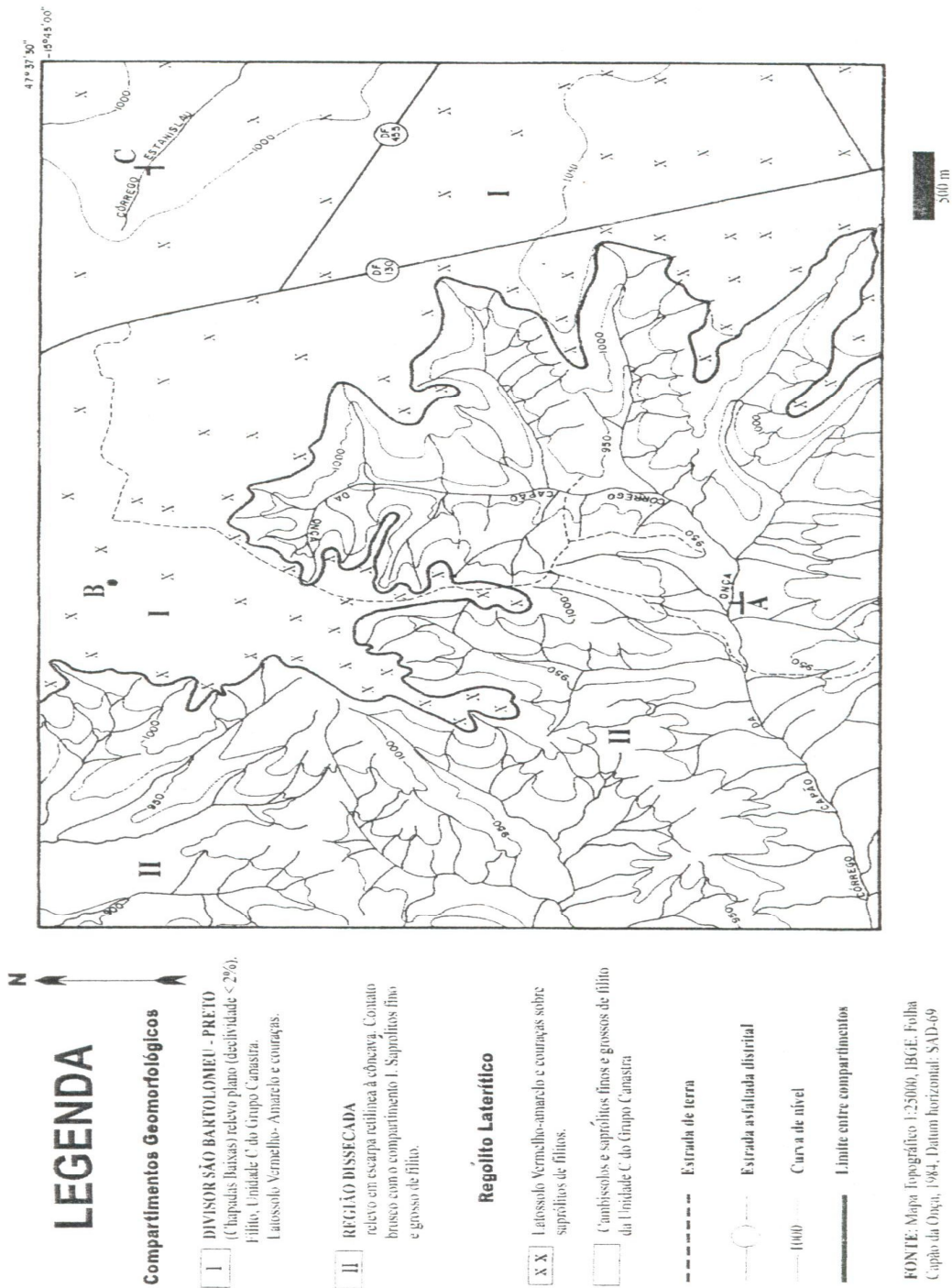


Figura V.1 - Esboço geomorfológico da região do Capão da Onça. Seção A-B-C apresentada na Figura V.2.

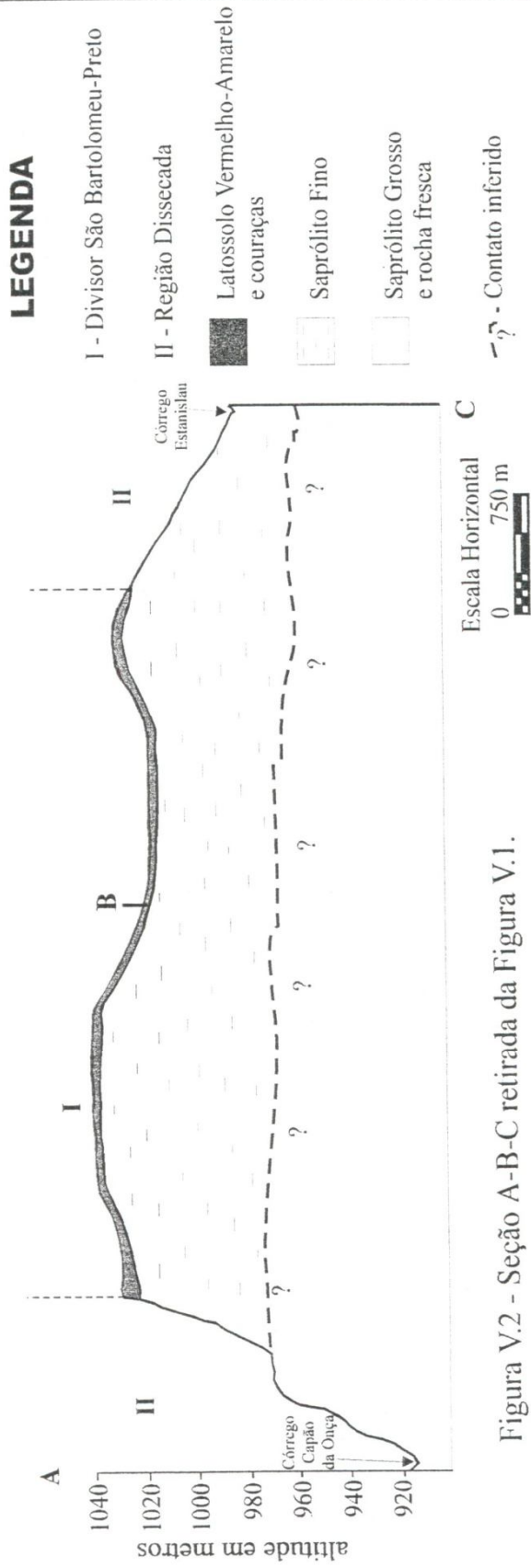


Figura V.2 - Seção A-B-C retirada da Figura V.1.

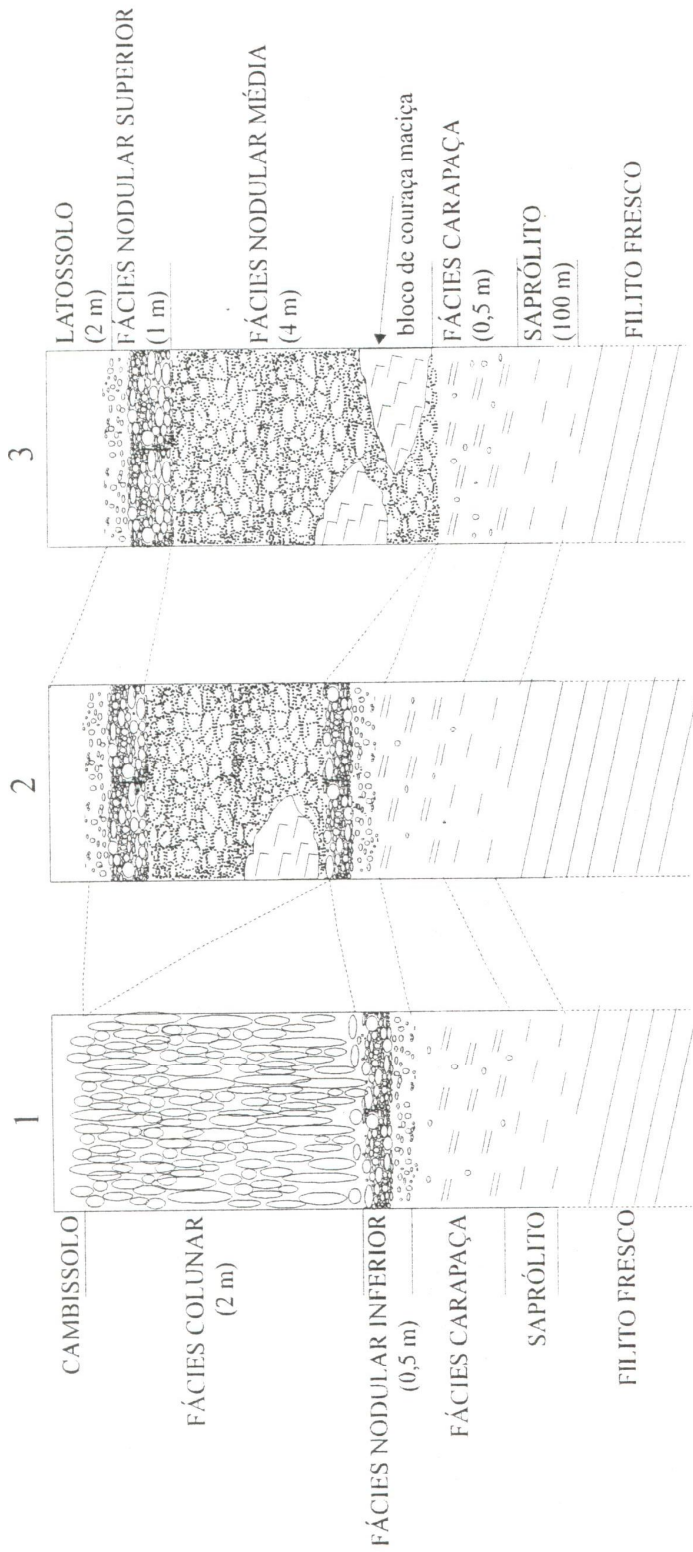
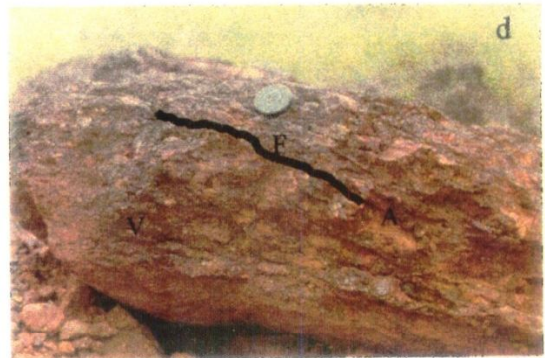
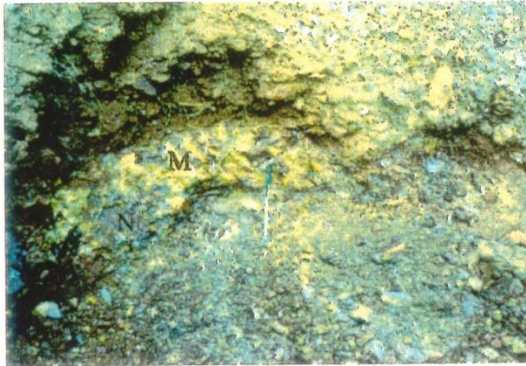
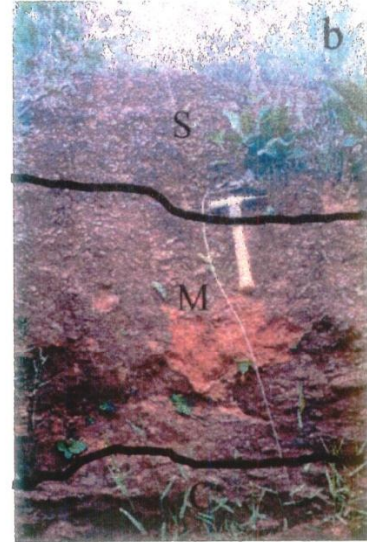


Figura V.3 - Perfis esquemáticos da seqüência vertical Capão da Onça. 1 - Perfil do limite da borda de chapada com a escarpa. 2 - Perfil da borda de chapada. 3 - Perfil do centro do Divisor São Bartolomeu-Prcto. Valores em parênteses referem-se à espessura máxima do horizonte.

PRANCHA V.1



- a) Bacia do São Bartolomeu observada do limite do Divisor São Bartolomeu – Preto, em ocorrência de cascalheira.
- b) Perfil mostrando as fácies maciça (C), nodular média (M) e nodular superior (S).
- c) Fácies nodular inferior, mostrando nódulos vermelhos (N) imersos em matriz argilomórfica (M).
- d) Bloco da fácies nodular média, mostrando nódulos argilomórficos claros (A) e argiloferruginosos (V) alongados segundo foliação reliquiária (F) da rocha-mãe.

Os saprólitos desenvolvidos sobre filito, observados nas porções dissecadas, apresentam raros níveis centimétricos de composição arenosa. O acamamento apresenta mergulho geral para leste.

V.4 DESCRIÇÃO DOS PERFIS

HORIZONTE DE SAPRÓLITO

O horizonte de saprólito, observado nos cortes de estrada nas porções dissecadas, apresenta a estrutura geral da rocha-mãe. Isso é evidenciado pela presença de acamamentos, fraturas, vênulas e veios de quartzo. É possível seguir esses marcadores na escala do perfil.

O material apresenta-se com baixa porosidade secundária e pouco fraturado. As fraturas são esparsas e geralmente fechadas.

As exposições observadas no flanco oeste do Divisor São Bartolomeu-Preto indicam que a espessura mínima do saprólito grosso é de 40 m, não sendo possível determinar o contato com a rocha fresca (Fig. V.2). Esse horizonte é composto por porções pouco intemperizadas ou frescas em contato gradacional com porções intemperizadas. As porções pouco intemperizadas formam blocos métricos a decamétricos imersos nas porções intemperizadas, tornando-se abundantes e maiores próximo à base dos perfis, nas calhas de drenagem do Córrego Capão da Onça.

As porções pouco intemperizadas apresentam cor cinza, amarelo claro e localmente verde claro. São compostas principalmente por illita, e subsidiariamente por clorita, caulinita e traços de goethita. Em lâmina delgada observam-se estruturas reliquias típicas do filito, tais como crenulações (Prancha V.2 c e d).

As porções intemperizadas apresentam cor amarela clara, branca e localmente variegada. São compostas basicamente por illita e caulinita, sendo que goethita ocorre como traço.

O contato entre o saprólito grosso e o saprólito fino é gradativo numa espessura de até 5 m. O saprólito fino é definido por uma matriz argilosa com as mesmas características das porções intemperizadas do saprólito grosso, entretanto com um maior domínio de caulinita em relação à illita. Em lâmina delgada, observa-se a geração de plasma argilassépico apresentando palhetas de micas reliquias orientadas (Prancha V.3 a). As exposições indicam que a espessura do saprólito fino é da ordem de 60 m (Fig. V.2).

HORIZONTES DE CROSTAS LATERÍTICAS

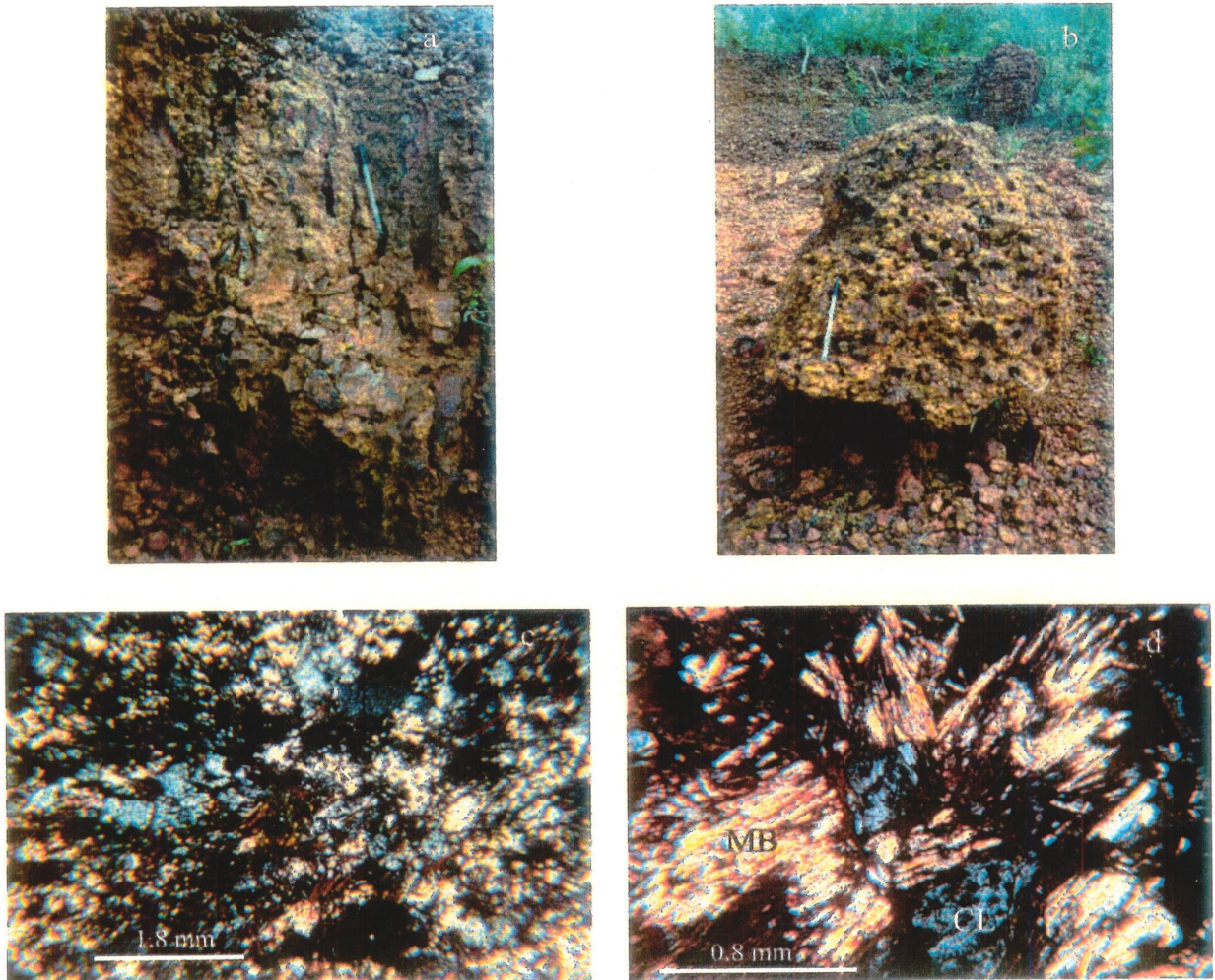
Fácies Carapaça

A carapaça ocorre como um horizonte intermediário, com espessura máxima de até 0,5 m, entre o saprólito e o horizonte de couraça (Fig. V.3). Caracteriza-se por manter a estrutura geral da rocha-mãe, como no saprólito subjacente. Apresenta-se variegada, com variações de cores amarelas e vermelhas alternantes em níveis milimétricos a centimétricos, e parcialmente endurecida, especialmente nos níveis ferruginosos avermelhados. Essa fácies é formada por caulinita, goethita, hematita e traços de illita. Hematita ocorre preferencialmente nos níveis vermelhos endurecidos. Em lâmina delgada observa-se a preservação parcial da trama do saprólito pelos relictos de micas orientadas (Prancha V.3 b, c e d).

A ferruginização ocorre, principalmente, na forma de impregnação da porosidade fina do saprólito. Parte da ferruginização ocorre como preenchimentos de vazios secundários, tais como finas fraturas e raros contatos entre níveis de granulometria contrastantes (Fig. V.3). As folhas de mica mostram-se deformadas, intercaladas com matriz argiloferruginosa composta por hematita e caulinita, e extremos com limites com morfologias radiais (Prancha V.3 b).

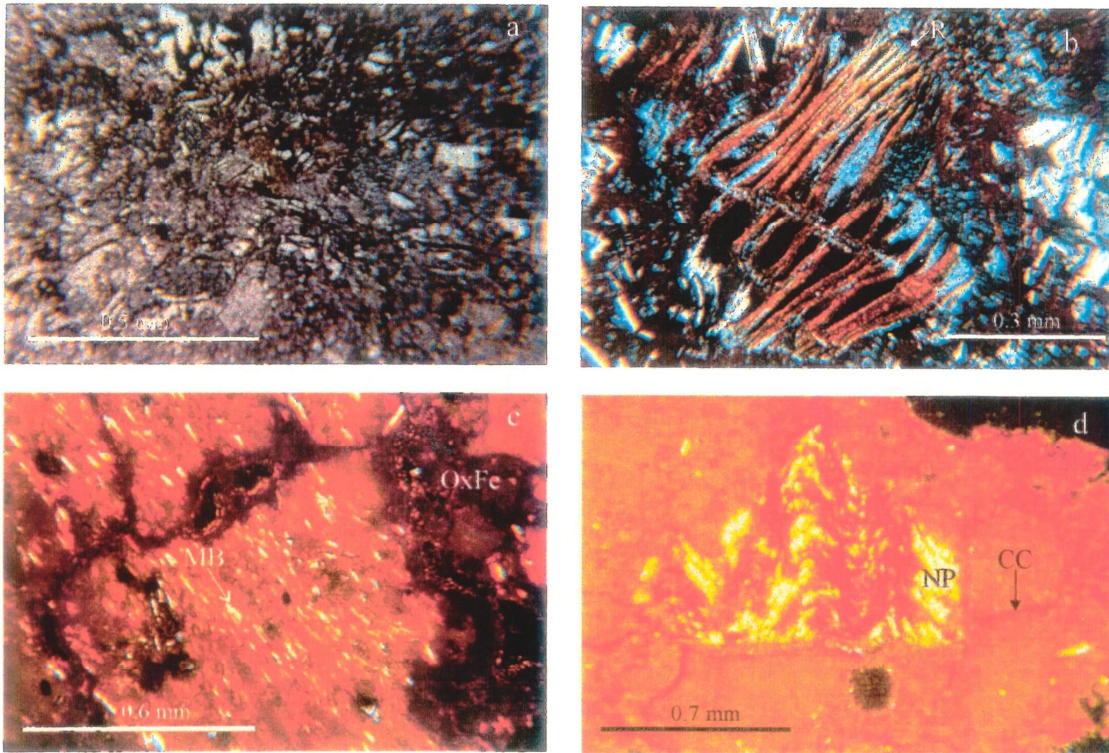
O contato com o horizonte de saprólito é brusco. A transição para a couraça é progressiva, aumentando a proporção dos níveis avermelhados endurecidos, enriquecidos em hematita, às expensas dos níveis amarelados (Fig. V.3).

PRANCHA V.2



- a) Fácies colunar, na qual se destacam túbulos verticais com diâmetros centimétricos.
- b) Base de bloco da fácies colunar mostrando regularidade da distribuição de vazios.
- c) Saprólito grosso de filito, mostrando ferruginização englobando os filossilicatos. (LD, NX)
- d) Saprólito grosso de filito, mostrando início de ferruginização ao longo de lamelas de mica branca (MB) e clorita (CL), mantendo a trama da rocha-mãe. (LD, NX)

PRANCHA V.3



- a) Trama do saprólito fino mostrando alteroplasmação de micas brancas, gerando matriz argilomórfica e finos preenchimentos de óxi-hidróxidos de ferro ao longo dos limites intergranulares. (LD, N//)
- b) Alteração de mica branca da fácies carapaça, mostrando deformação de lamelas e limites radiais dos grãos (R), devido ao processo de hidratação, gerando vazios parcialmente preenchidos por óxi-hidróxidos de ferro. (LD, NX)
- c) Plasma ferrargilassépico da fácies carapaça, mostrando cristais reliquias de mica branca (MB) orientados. Notar vazios interconectados preenchidos por óxi-hidróxidos de ferro (OxFe). (LD, NX)
- d) Trama ferrargilassépica da fácies carapaça, mostrando nódulo pseudomórfico com preservação de crenulação em mica branca. Notar vazios compactos compostos (CC) preenchidos por óxi-hidróxidos de ferro em torno de nódulos que apresentam a mesma trama interna da matriz. (LD, NX)

Fácies Maciça

A fácies maciça ocorre principalmente como resíduos na forma de blocos e níveis descontínuos (Fig. V.3). A preservação da organização da rocha-mãe pode ser distinguida por estruturas reliquias, tais como foliações e crenulações, além de níveis arenosos, subcentimétricos a centimétricos, também identificados no saprólito.

Em lâmina delgada, a matriz é geralmente opaca (Prancha V.4). Feições de dissolução podem ser distinguidas, formando vazios alveolares, limitados com a matriz por plasma empobrecido em Fe (Prancha V.4 a). Também podem ser distinguidos restos de micas em diversos estados de preservação, formando nódulos pseudomórficos, que preservam a organização original da rocha (Prancha V.4 b). Feições de degradação são importantes nos limites entre a couraça maciça e os horizontes nodulares, pela formação de oóides e pisóides deferruginizados com formas alongadas no interior da matriz opaca (Prancha V.4 c e d).

Fácies Nodular Inferior

Na borda oeste do Divisor São Bartolomeu-Preto, a transição entre o horizonte encouraçado e o saprólito é marcada por um nível estreito, de até 0,5 m de espessura, composto por nódulos vermelhos e subarredondados, milimétricos a centimétricos, imersos em matriz argilomórfica maciça e de cor amarela clara, definindo a fácies nodular inferior (Prancha V.1 c). A passagem dessa fácies é geralmente brusca para os resíduos da fácies maciça ou para o horizonte nodular médio. Entretanto ocorrem porções com passagens gradacionais determinadas pelo aumento progressivo de feições pedológicas de degradação no interior da matriz asséptica da fácies maciça.

Por outro lado, a transição para o saprólito é gradacional, em dezenas de centímetros, onde ocorre a diminuição progressiva das dimensões e proporções dos nódulos até seu completo desaparecimento. No mesmo sentido, a matriz argilomórfica maciça desaparece dando lugar às estruturas reliquias da rocha-mãe, típicas do saprólito.

Os nódulos são compostos principalmente por caulinita e hematita, sendo que goethita e illita são subordinados. A matriz argilomórfica apresenta caulinita como fase dominante e, em menor proporção, gibbsita, sendo que goethita ocorre como traço. Essa matriz é gerada às expensas da deferruginização da couraça maciça (Prancha V.6).

Em lâmina delgada, a matriz argilomórfica fina apresenta-se com trama asséptica. Ocorrem nódulos e micronódulos reliquias da fácies maciça (Prancha V.6 a e b). Esses nódulos são isotropos e opacos, mostrando evidências de deferruginização nos limites com a matriz.

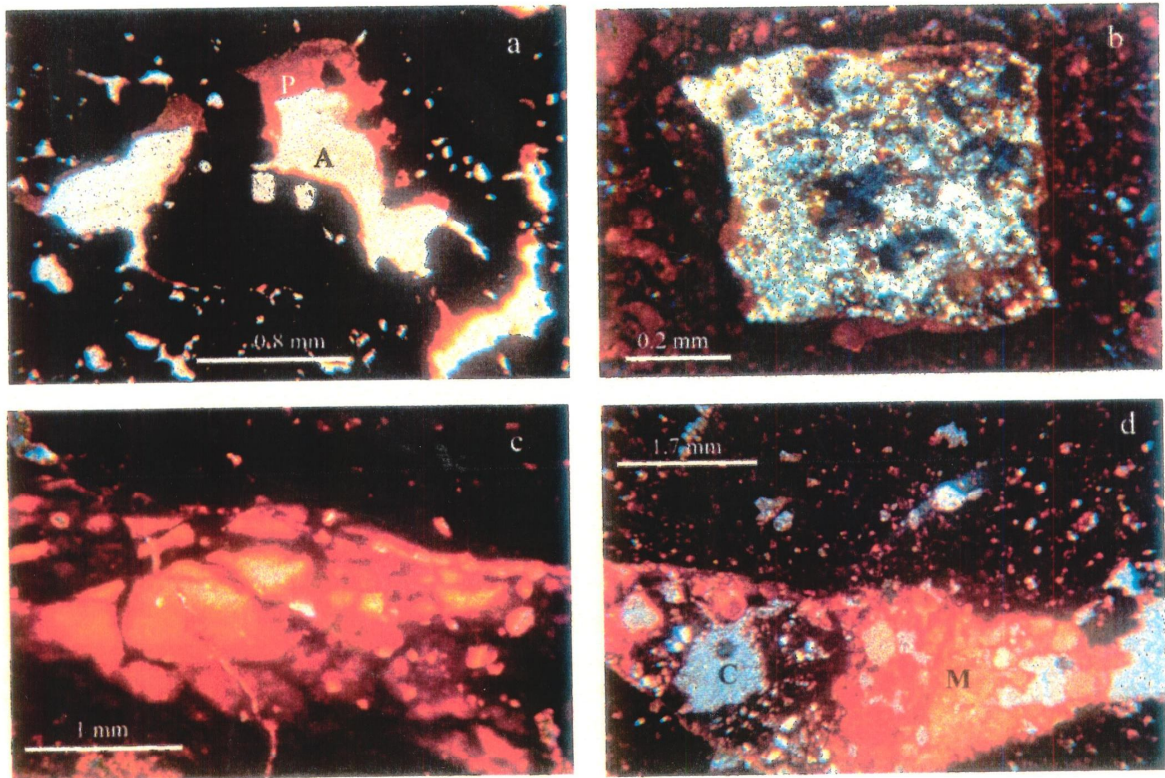
Fácies Nodular Média

A fácies nodular média apresenta nódulos pseudomórficos, compostos e argilomórficos. Neste horizonte, em contato lateral e brusco, ocorrem blocos residuais da fácies maciça. A estrutura é formada por nódulos alongados, decimétricos, segundo a foliação original da rocha-mãe (Prancha V.1 d).

Os nódulos pseudomórficos ocorrem em contato entre si, com matriz internódulos praticamente ausente. Esses nódulos apresentam variado grau de ferruginização, com núcleos compostos por material reliquiar da rocha-mãe e bordas com matriz argilasséptica, limitadas por impregnações difusas de óxi-hidróxidos de Fe e vazios (Prancha V.5 d).

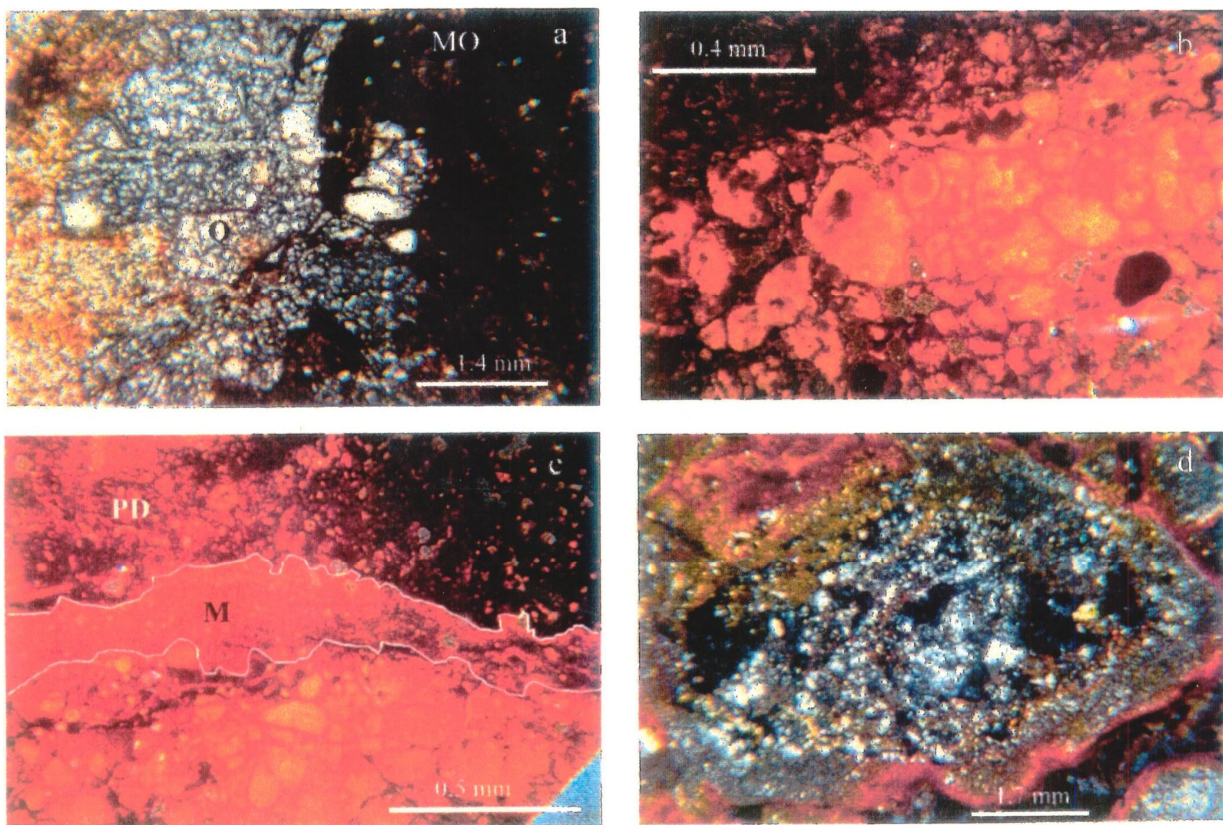
Os nódulos compostos são determinados por agrupamentos de diversas feições pedológicas, onde domina caulinita. As feições ooidais e pisoidais no interior dos nódulos compostos apresentam limites de difusos a bruscos com a matriz ferrargilasséptica (Prancha V.7 a, b e c). Os pisóides e oóides mostram diferenciados graus de deferruginização (Prancha V.7 d).

PRANCHA V.4



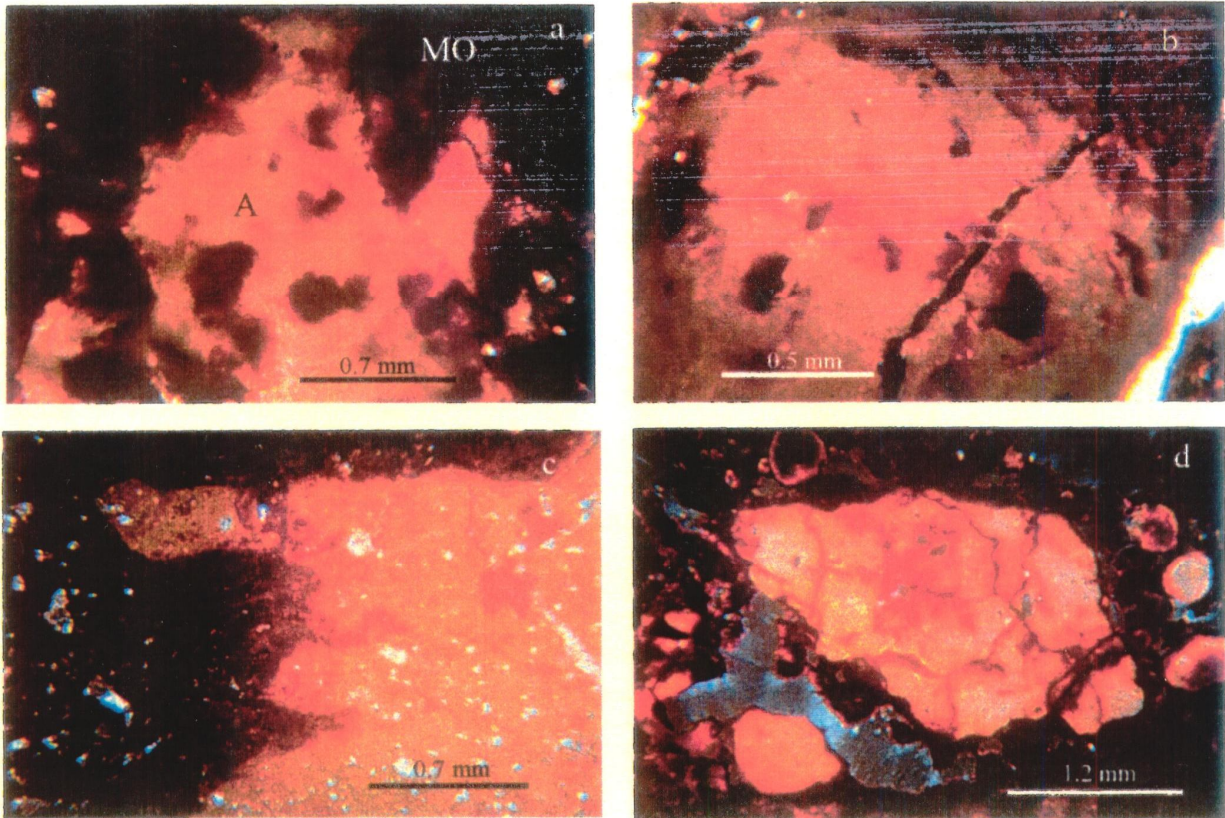
- a) Fácies maciça. Trama mostrando matriz opaca cortada por vazios alveolares (A), limitados por plasma empobrecido em ferro. (LD, N//)
- b) Fácies maciça. Nódulo pseudomórfico formado por trama reliquiar marcada por micas. (LD, NX)
- c) Fácies maciça. Feição pedológica formada por micronódulos deferruginizados irregulares e alongados, limitados por vazios compactos compostos preenchidos por óxi-hidróxidos de ferro. Os limites são bruscos entre os micronódulos e a matriz opaca. (LD, NX)
- d) Fácies maciça. Feição pedológica mostrando matriz ooidal (M) com diferentes concentrações de óxi-hidróxidos de ferro e vazios na forma de câmaras (C). Notar contato brusco com a matriz opaca. (LD, NX)

PRANCHA V.5



- a) Fácies nodular média. Nódulo composto mostrando porção com matriz opaca (MO), sendo limitada por matriz pseudomórfica, apresentando grão de quartzo e matriz argilassépica. (LD, N//)
- b) Fácies nodular média. Nódulo composto formado por porções opacas e domínios ooidal e pisoidal deferruginizados. Os oóides e pisóides são limitados por vazios compactos compostos preenchidos por óxi-hidróxidos de ferro. Os limites são bruscos a difusos entre as porções deferruginizadas e opacas. (LD, NX)
- c) Fácies nodular média. Feição similar à observada na fotomicrografia anterior, entretanto mostrando limites entre as porções deferruginizadas e opacas por plasma massépico (M). Notar plasma deferruginizado (PD) com limites difusos com porções opacas. (LD, NX)
- d) Fácies nodular média. Porção mostrando nódulo pseudomórfico coberto por plasma argilomórfico e impregnação de óxi-hidróxidos de ferro. (LD, NX)

PRANCHA V.6



- a) Fácies nodular inferior. Geração de plasma argilomórfico (A) no interior de matriz opaca (MO). Os limites entre essas feições são bruscos ou formados por porções de transição difusa, marcada pela variação na concentração de óxi-hidróxidos de ferro. (LD, NX)
- b) Fácies nodular inferior. Plasma argilomórfico apresentando restos de porções opacas. (LD, NX)
- c) Fácies nodular inferior. Limites digitados do plasma argilomórfico com a matriz opaca. (LD, NX)
- d) Fácies nodular média. Nódulo argilomórfico subanguloso mostrando limites com vazios e matriz opaca. Notar rede de vazios, a partir dos quais observa-se impregnação difusa de óxi-hidróxidos de ferro. (LD, NX)

Quando presente, a matriz internodular é argilomórfica e composta principalmente por caulinita e gibbsita. Localmente, ocorrem películas cinza escuras de brilho metálico, compostas por hematita fina, revestindo as paredes dos vazios internodulares.

Os nódulos argilomórficos, cauliniticos, milimétricos a centimétricos, são caracterizados pela cor amarela clara a branca, formas subarredondadas e elipsoidais, de dimensões milimétricas a decimétricas. Apresentam, geralmente, trama argilassépica e rede de vazios finos. Ao longo e adjacente a esses vazios finos podem ser observadas impregnações difusas de óxi-hidróxidos de Fe (Prancha V.6 d).

A interface dos nódulos descritos, que compõem nódulos maiores, ocorre de forma brusca a gradacional. As transições gradacionais formam feições pedológicas de empobrecimento, de incrustação e de concreção em minerais de Fe (Prancha V.8 e V.9). O córtex desses nódulos são compostos de goethita acicular e hematita fina (Prancha V.9 c).

Ocorrem, também, vazios submilimétricos a milimétricos entremeando a matriz, que podem estar localmente preenchidos por *crystallaria* de gibbsita (Prancha V.10 a).

Fácies Nodular Superior e *Solum*

A fácies nodular superior apresenta características similares à nodular média, mas com um maior grau de fragmentação, uma vez que não estão preservadas as estruturas da rocha-mãe. As feições no interior dos nódulos são similares, mas a fácies nodular superior apresenta uma extensiva incrustação de óxi-hidróxidos de Fe na forma de córtex nos limites entre nódulos, pisóides e vazios, como pode ser observado em lâmina delgada (Prancha V.10 b, c e d). As bandas de córtex são compostas por *crystallaria* de goethita acicular alternadas por goethita e hematita finas (Prancha V.10 d).

O nível encouraçado apresenta transição gradacional para a cobertura de Latossolo Vermelho-Amarelo, diminuindo progressivamente as dimensões e quantidade dos nódulos e aumentando a proporção de matriz.

O *solum* apresenta estrutura formada por grânulos (agregados) de tamanho areia, difíceis de serem desagregados quando secos. Aparenta ser arenoso ao contato manual quando seco, justamente pela presença de agregados fisicamente muitos estáveis, mas a granulometria revela-se argilosa com manuseio em condições saturadas em água. Em lâmina delgada esses grânulos argilosos apresentam-se esféricos a subsféricos e mantêm contato direto entre si, formando porosidade secundária importante. Feições pedológicas de origem biológica são comuns, tais como *pellets* fecais e pedotúbulos.

A mineralogia da matriz (<2 mm) é invariável em todo o horizonte B, sendo rica em gibbsita, e contendo em menores proporções, caulinita e goethita, similar à matriz internodular que ocorre no topo do horizonte nodular superior.

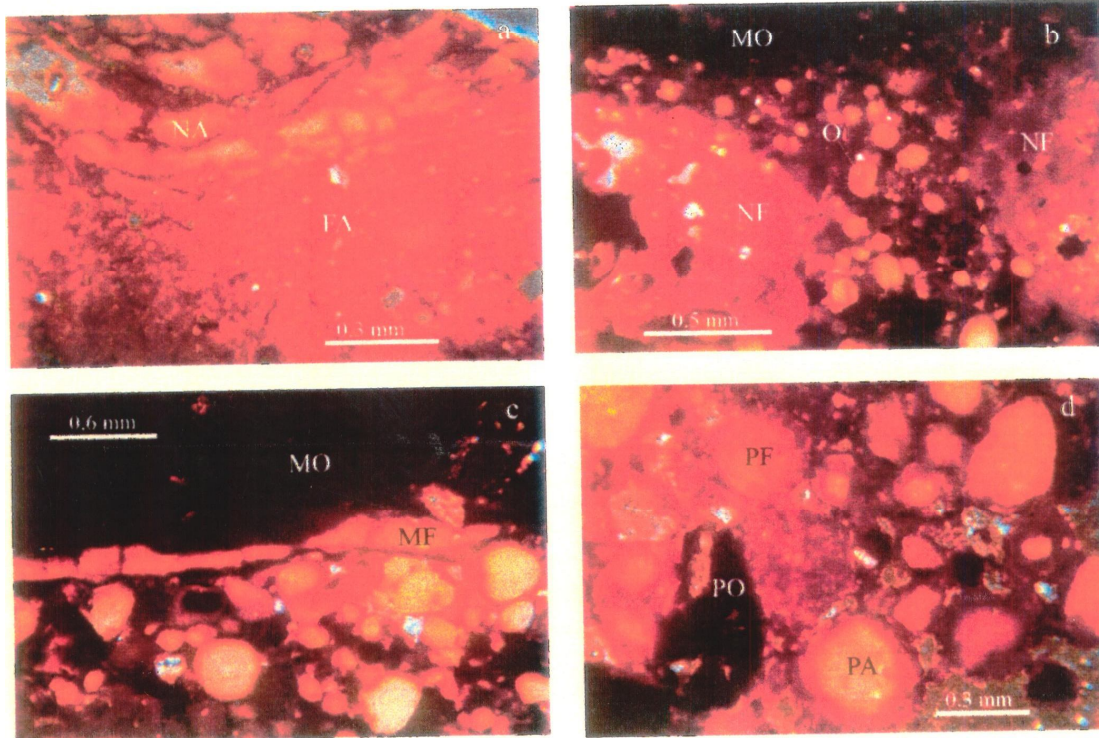
No *solum* ocorrem nódulos ferruginosos tamanho areia fina que apresentam caráter magnético. Esses nódulos, subsféricos a esféricos, são compostos de hematita, maghemita, goethita e pequenas quantidades de caulinita e quartzo. Em lâmina delgada esses nódulos geralmente apresentam golfos de corrosão em suas superfícies.

Fácies Colunar

A fácies colunar é caracterizada por nódulos alongados, segundo a vertical, apresentando seções horizontais aproximadamente circulares. O comprimento das colunas fica entre 10 e 80 cm, sendo que o diâmetro pode alcançar 5 cm. Os nódulos apresentam córtex de até 2 cm de espessura, composto por Al-goethita e gibbsita. O limite entre o núcleo dos nódulos e o córtex apresenta-se empobrecido em Fe. O núcleo dos nódulos são compostas basicamente de nódulos típicos da fácies nodular.

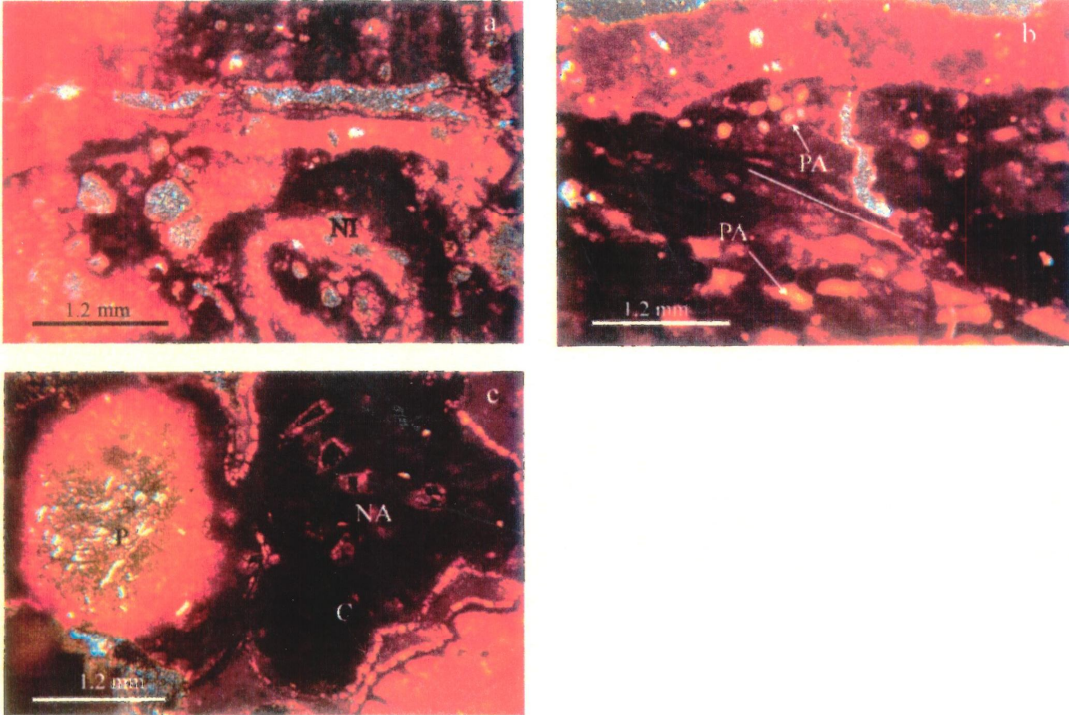
Os vazios típicos da fácies colunar apresentam seções circulares a irregulares, de diâmetros centimétricos e de grande continuidade vertical, limitando as colunas.

PRANCHA V.7



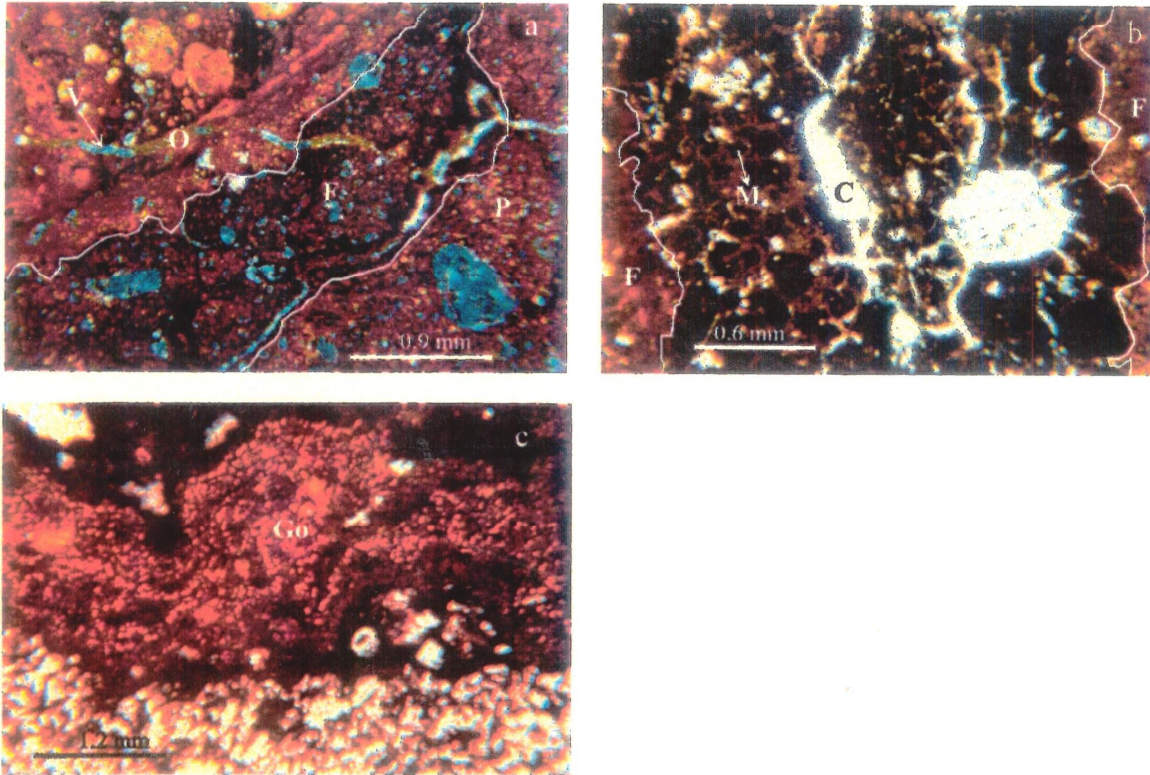
- a) Nódulo composto da fácies nodular média, apresentando porção com trama ferrargilassépica (FA) que transiciona para nódulos agregados (NA) menores, alongados e deferrificados, com trama argilassépica e limitados por vazios compactos compostos com impregnação por óxi-hidróxidos de ferro. (LD, NX)
- b) Nódulo composto da fácies nodular média apresentando matriz opaca (NO), típica da fácies maciça, que transiciona para nódulos ferrargilassépicos (NF) apresentando feições de empobrecimento em ferro e por oóides deferruginizados (O). (LD, NX)
- c) Nódulo composto da fácies nodular média apresentando matriz opaca (MO), típica da fácies maciça, em contato com oóides deferruginizados limitados por matriz ferrargilassépica (MF). (LD, NX)
- d) Detalhe dos pisóides no interior de um nódulo composto da fácies nodular média. Notar os diversos graus de deferruginização da matriz interna dos pisóides. Ocorrem pisóides opacos (PO), pisóides ferrargilassépicos (PF) e argilassépicos (PA). (LD, NX)

PRANCHA V.8



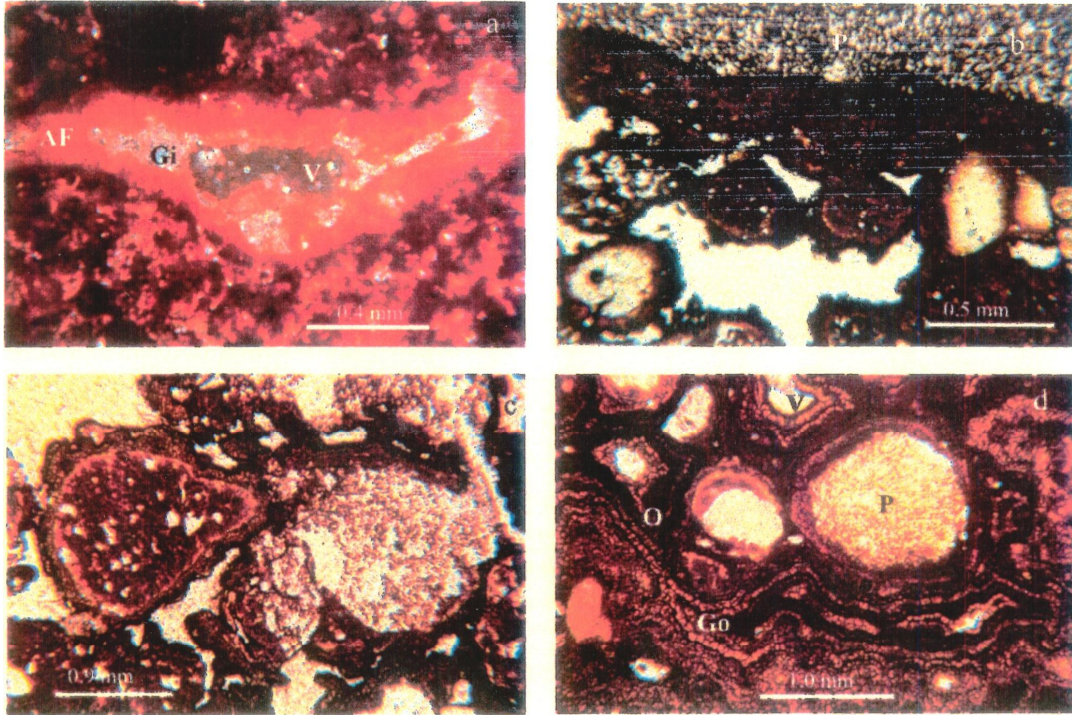
- a) Matriz de nódulo da fácies nodular média mostrando feições de deferruginização (NI) e limites difusos, gerando nódulos irregulares. (LD, NX)
- b) Nódulo composto da fácies nodular média apresentando transições bruscas de porções vermelhas ferrargilassépicas com domínios opacos intermeados por pisóides deferruginizados esféricos (PE) e alongados (PA) segundo direção preferencial. (LD, NX)
- c) Nódulo composto da fácies nodular média. Pisóide (P) com borda ferrargilassépica e centro com agregado de micas brancas. Nódulo opaco ameboidal (NA). Notar que os limites dos nódulos com os vazios são cobertos por *crystallaria* de goethita (C). (LD, NX)

PRANCHA V.9



- a) Fácies nodular média. Nódulo composto formado por matriz ferrargilassépica apresentando domínio poroso (P), ferruginizado (F) e com oóides e pisóides (O). O domínio poroso apresenta vazios compactos simples. O domínio ferruginizado apresenta cutans opacos que intermeiam a matriz. O último domínio apresenta oóides e pisóides deferruginizados imersos na matriz ferrargilassépica. A matriz é cortada por vazios parcialmente preenchidos por plasma argiloferruginoso. (LD, NX)
- b) Fácies nodular média. Nódulo ferrargilassépico com micronódulos opacos limitados por matriz argiloferruginosa. Os vazios são caracterizados por canais (C) e septárias, em torno de grão de quartzo. (LD, N//)
- c) Fácies nodular média. Nódulo pseudomórfico limitado por córtex de goethita (Go) e cutan opaco. (LD, N//)

PRANCHA V.10



- a) Fácies nodular média. Vazio (V) parcialmente preenchido por cristallaria de gibbsita (Gi), limitado por plasma argiloferruginoso (AF). A matriz, cortada pelo vazio, mostra domínios irregulares com diferentes concentrações em óxi-hidróxidos de ferro, marcado por plasma omnisséptico. (LD, NX)
- b) Fácies nodular superior. Nódulo composto mostrando porções pseudomórficas (P) cortadas por vênulas de oóides e pisóides coalescentes impregnados por óxi-hidróxidos de ferro por segregação. Notar a presença de núcleos de pisóide apresentando plasma argilasséptico. Os limites com os vazios são marcados por cutans opacos.
- c) Fácies nodular superior. Nódulo composto formado por pisóides ferruginizados cobertos por cutans opacos. (LD, N//)
- d) Fácies nodular superior. Nódulo formado por intercalações irregulares entre *cristallaria* de goethita (Go) e cutans opacos (O), formados por hematita e goethita finas, em torno de vazios (V) e pisóides (P). (LD, N//)

V.4 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

A Tabela V.1 e as figuras V.4 e V.5 resumem os dados mineralógicos da sequência vertical Capão da Onça. O anexo II apresenta os dados mais detalhados.

As setas na Figura V.4 indicam a sequência petrográfica das fácies lateríticas descritas no capítulo V. A seta 1 representa a acumulação em óxi-hidróxidos de Fe, entre o saprólito, fácies carapaça e couraça maciça. A seta 2 denota uma diminuição progressiva da concentração de hematita e aumento de goethita e gibbsita entre as fácies maciça, nodulares e colunar. A seta 3 denota a transformação das couraça nodular em *solum*. Neste mesmo sentido, ocorrem poucas variações nas concentrações de caulinita, em relação aos outros minerais.

Os horizontes de saprólito, fino e grosso, apresentam concentrações de illita maiores que os saprólitos da litossequência São Sebastião, com valores de 21,4% para o saprólito fino e de 32,1 para o saprólito grosso (Tab. V.1). No diagrama de Tardy, as amostras de saprólito estão posicionadas no polo referente a caulinita (Fig. V.4). A RCGb apresenta valor de 1,0 e a RHG valores de 0 e 0,24 (Fig. V.5).

A fácies carapaça apresenta concentração de 44,6% em óxi-hidróxidos de Fe, uma ordem de grandeza superior em relação ao saprólito e com 10% a mais em relação à mesma fácies observada na litossequência São Sebastião (Tab. V.1). A RCGb apresenta valor de 1,0 e a RHG de 0,4 (Fig. V.5).

A fácies maciça apresenta elevadas concentrações de óxi-hidróxidos de Fe, especialmente na forma de hematita, de 34,1 e 35,7%, respectivamente às amostras do centro do Divisor São Bartolomeu-Preto e da borda de chapada, similar ao valor encontrado na litossequência São Sebastião (Tab. V.1). A RCGb apresenta valores de 0,82 e 0,80, e a RHG de 0,76 e 0,69, respectivamente às amostras do centro do Divisor e a borda de chapada (Fig. V.5).

Entre as fácies nodular inferior, nodular média e nodular superior, ocorre um aumento de gibbsita e de goethita, entre 13,5 e 19,5%, e 13,1 e 17,2%, respectivamente. A RCGb apresenta valores entre 0,52 e 0,71, enquanto a RHG entre 0,56 e 0,61 (Fig. V.5). Os menores valores dessas razões são encontrados na fácies nodular superior e os maiores na fácies nodular inferior.

A fácies colunar é enriquecido em goethita, com concentrações menores que as encontrados para esse fácies na litossequência São Sebastião.

O *solum* mostra-se o mais empobrecido em óxi-hidróxidos de Fe das fácies lateríticas, excetuando o horizonte de saprólito, com concentração entre 9,3 e 7,2%, respectivamente a amostras da borda de chapada e centro do Divisor. A RCGb apresenta valores de 0,33 e 0,47, e a RHG valores de 0,19 e 0,16, respectivamente aos horizontes de *solum* da borda de chapada e centro do Divisor (Fig. V.5).

Tabela V.1 – Composição mineralógica da seqüência Capão da Onça

	FÁCIES	Razões		Minerais cardinais recalculados a 100%			
		RHG	RCGb	Hm	Ct	Gt	Gb
CO01	Saprólito grosso	0,00	1,00	0,0	95,2	4,8	0,0
CO02	Saprólito fino	0,24	1,00	1,3	94,6	4,1	0,0
CO03	Carapaça	0,40	1,00	25,5	36,5	38,0	0,0
CO04	F. Maciça*	0,76	0,82	46,2	32,2	14,5	7,0
CO05	Nodular inferior*	0,61	0,71	25,7	41,2	16,3	16,8
CO06	Nodular média*	0,61	0,65	30,1	33,1	19,1	17,8
CO07	Nodular superior*	0,56	0,55	31,3	24,2	24,6	19,9
CO08	Colunar	0,33	0,74	18,8	32,2	37,8	11,2
CO09	Nodular média**	0,60	0,58	28,4	30,8	18,7	22,1
CO10	Nodular superior**	0,56	0,52	27,0	26,9	21,6	24,5
CO11	F. maciça**	0,69	0,80	41,0	32,6	18,4	8,0
CO12	Solum**	0,16	0,47	2,0	41,2	10,4	46,5
CO13	Solum*	0,19	0,33	1,7	29,9	7,1	61,3

Abreviaturas - * = amostras do centro do Divisor; ** = amostras da borda de chapada

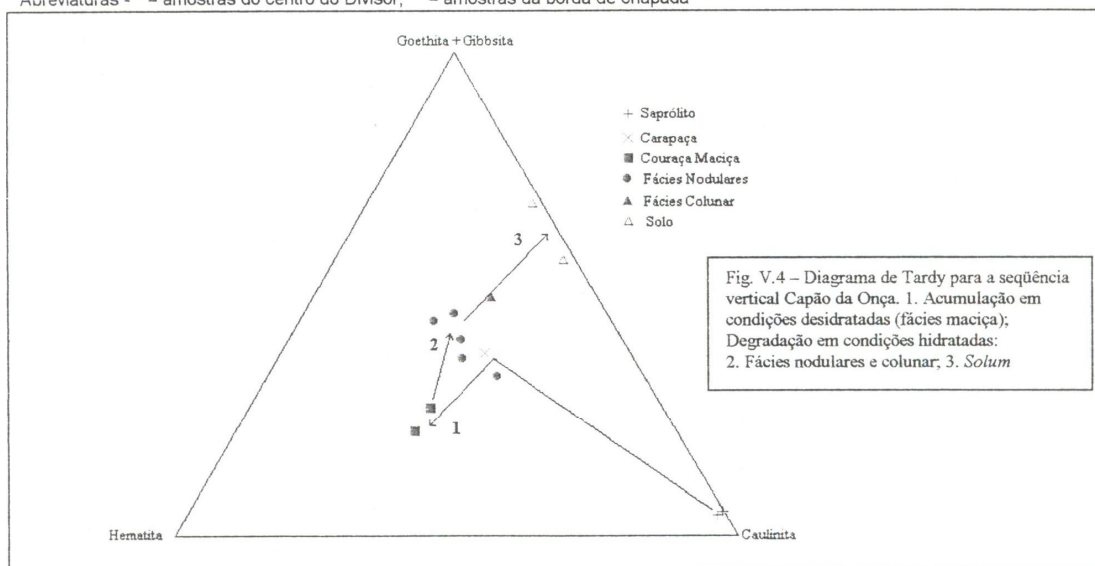


Fig. V.4 – Diagrama de Tardy para a seqüência vertical Capão da Onça. 1. Acumulação em condições desidratadas (fácies maciça); Degradação em condições hidratadas: 2. Fácies nodulares e colunar; 3. Solum

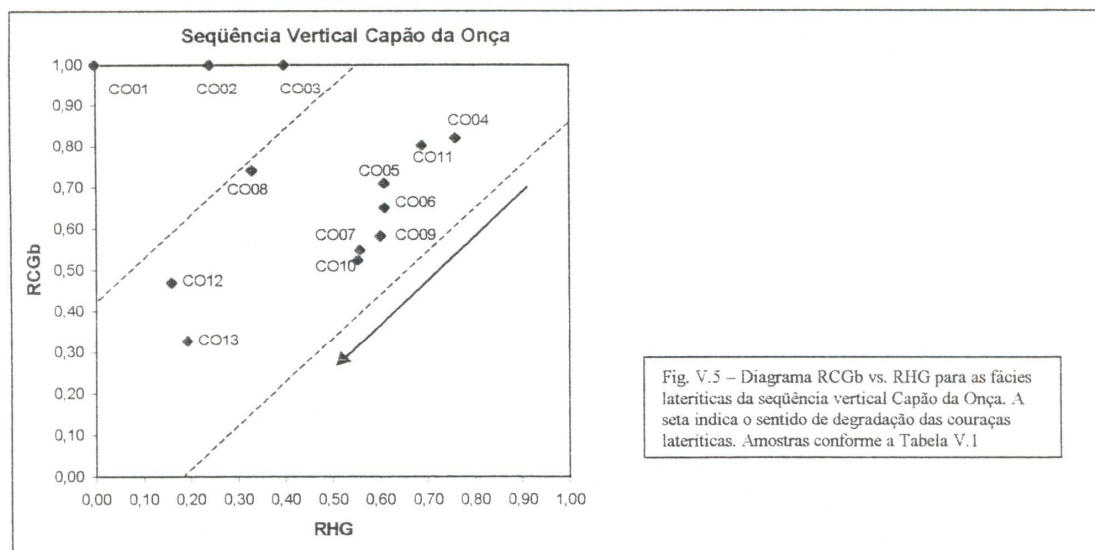


Fig. V.5 – Diagrama RCGb vs. RHG para as fácies lateríticas da seqüência vertical Capão da Onça. A seta indica o sentido de degradação das couraças lateríticas. Amostras conforme a Tabela V.1

V.5 DISCUSSÃO

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO E CONDICIONAMENTO LITO-ESTRUTURAL

O Divisor São Bartolomeu-Preto representa um resíduo de aplainamento, com topo plano, onde está preservado rególito laterítico espesso, desenvolvido sobre filitos do Grupo Canastra.

O acamamento das rochas apresenta mergulho geral para leste. As vertentes a leste do Divisor apresentam declividade suave no mesmo sentido que o acamamento, formando rampas longas com morfologia convexa. As vertentes a oeste do Divisor apresentam declividade elevada no sentido oposto ao acamamento, formando escarpa de morfologia côncava. O intemperismo diferencial sobre essa organização lito-estrutural deve ser o responsável por essa assimetria das vertentes do Divisor. O intemperismo diferencial tende a atuar de forma paralela às camadas, quando as vertentes apresentam declividade no mesmo sentido do acamamento. Por outro lado, o intemperismo diferencial tende a atuar de forma perpendicular às camadas, quando as vertentes apresentam declividade no sentido oposto ao acamamento.

A erosão regressiva, responsável pelo recuo das vertentes do Divisor a oeste, atua de forma diferencial sobre os materiais do rególito laterítico. O horizonte de saprólito tende a ser denudado mais rapidamente que o nível de couraça do topo, no limite com a escarpa. Da mesma forma, o horizonte de *solum*, que ocorre no limite do topo plano com a escarpa, também tende a ser denudado mais rapidamente que o nível de couraça. Isto deve-se ao caráter mais friável dos horizontes de saprólito e de *solum* em relação ao nível de couraça. Por esse motivo, o horizonte de couraça constitui um estratificador da paisagem.

EVOLUÇÃO DO HORIZONTE DE SAPRÓLITO

Os horizontes do rególito laterítico do Divisor São Bartolomeu-Preto apresentam uma organização vertical com expressivo domínio de saprólito, que apresenta espessura mínima de 100 m, em relação aos horizontes ferruginoso e de *solum*, que mostram, em conjunto, espessura máxima de 7 m.

A formação de saprólito está associada à atividade da água que percola o rególito até o limite do lençol freático profundo. O filito, que constitui a rocha-mãe da sequência estudada, apresenta-se pouco fraturado e bastante impermeável à percolação da água. A formação de saprólitos espessos sobre materiais pouco permeáveis indica uma evolução lenta e antiga, acompanhando o rebaixamento progressivo do nível do lençol freático. A posição do contato entre o saprólito e a rocha-mãe próximo do nível de base local (bacia do Capão da Onça), indica que o processo de formação de saprólito está ativo.

O rebaixamento do nível do lençol freático pode ser explicado por reativações tectônicas e/ou mudanças climáticas. Após a formação da superfície Sulamericana, ocorreram importantes soerguimentos regionais, especialmente durante o Mioceno e o Plioceno (Braun 1971). Esses soerguimentos modificaram o nível de base regional, provocando um aprofundamento dos vales e dissecando parcialmente a superfície Sulamericana. O nível do lençol freático nos resíduos dessa superfície tornou-se mais profundo, propiciando o desenvolvimento de saprólito espesso.

Variações climáticas também modificam o nível do lençol freático. Climas mais secos condicionam níveis mais profundos de lençol freático que em climas mais úmidos. Em condições tectônicas estáveis, o nível de base tende a ser progressivamente rebaixado. A velocidade do rebaixamento é maior sob climas secos e menor sob climas úmidos. Dessa forma, o aumento da espessura do saprólito nos resíduos das superfícies de aplainamento está associado ao intemperismo químico sob condições climáticas úmidas e o rebaixamento progressivo do nível do nível de base e do lençol freático.

Nos períodos com elevada atividade tectônica, Mioceno e Plioceno, a conjugação do fator climático também foi importante na modificação do nível do lençol freático. Durante o Mioceno dominaram condições climáticas mais úmidas. Nesse período a reativação tectônica foi o principal fator para o aprofundamento dos níveis de base e do lençol freático. Durante o Plioceno dominaram condições climáticas mais secas.

Nesse caso, os fatores climático e tectônico conjugaram-se para o aprofundamento dos níveis de base e do lençol freático.

Pode-se concluir que o principal período de dissecação da superfície Sulamericana e aprofundamento do nível do lençol freático foi o Plioceno. Durante o Quaternário a atividade tectônica cessou, mas ocorreram várias oscilações das condições climáticas. Dessa forma, a formação de horizonte de saprólito espesso está associada a essas reativações tectônicas e às mudanças climáticas.

A grande espessura do saprólito grosso, aproximadamente 40 m, não pode ser explicada pela zona de variação atual do lençol freático profundo, bem mais estreita. Essa grande espessura pode estar associada ao último evento de reativação tectônica, que ocorreu durante o Plioceno. Os níveis de base e o lençol freático foram rebaixados, gerando condições de formação do horizonte de saprólito grosso espesso. Após a reativação tectônica, as condições climáticas – várias oscilações entre clima seco e úmido – e o tempo – em torno de 2 Ma – foram suficientes para o desenvolvimento do saprólito grosso, mas não o bastante para que esse pudesse ser transformado em saprólito fino. Essa possibilidade genética indica que os efeitos conjugados da reativação tectônica e as condições climáticas rebaixaram o nível de base local em torno de 40 m, considerando que quase todo o saprólito grosso observado hoje tenha sido formado após o evento de reativação tectônica.

A reativação tectônica que ocorreu durante o Mioceno também poderia ser outra possibilidade para a explicação dessa grande espessura do saprólito grosso. No entanto, o longo tempo – em torno de 20 Ma – e as condições climáticas quentes e úmidas que dominaram após essa reativação tectônica seriam suficientes para uma transformação expressiva do saprólito grosso em saprólito fino.

EVOLUÇÃO DO HORIZONTE FERRUGINOSO

O horizonte ferruginoso do rególito laterítico da sequência Capão da Onça apresenta um horizonte estreito de carapaça, em sua base, e um nível de couraças nodulares e maciças, no topo. A couraça maciça representa uma acumulação de hematita nos poros finos do saprólito.

A hematita se estabiliza sob atividade da água inferior a 0,88 (Didier et al. 1983). Dessa forma, o ambiente de formação da fácies maciça não poderia estar saturado em água. A acumulação efetiva de hematita exige drenagem eficiente e renovação contínua de soluções (Tardy 1993).

Tardy *et al.* (1988) propuseram o mecanismo de depressão hídrica para a formação de couraças hematíticas. O horizonte de solum sofre variações sazonais na atividade da água por aporte pluviométrico e formação de lençol freático raso. O saprólito apresenta-se a maior parte do tempo saturado em água, limitado em sua base pelo lençol freático profundo. A depressão hídrica forma-se na porção mediana (intermediária) dos rególitos lateríticos, entre o saprólito e o horizonte de *solum*. As características das depressões hídricas são as seguintes: atividade da água mais constante que a do *solum*; atividade da água menor que a do saprólito; renovação constante de soluções. Essas características permitem uma acumulação efetiva de hematita na forma de uma couraça maciça.

Estas condições de acumulação de hematita na forma de uma couraça maciça exige condições pedogeomorfológicas e climáticas específicas. Em qualquer situação, o relevo tem que ser plano.

Em condições de clima úmido e quente, com poucas variações sazonais, o mecanismo de depressão hídrica é pouco expressivo ou inexistente, especialmente em rególitos pouco espessos. Nesse caso, os perfis ficam saturados em água a maior parte do tempo, tornando as condições mais redutoras e estabilizando o Fe^{2+} em solução. Nas estações com menor aporte pluviométrico, as condições tornam-se mais oxidantes, permitindo que o Fe dissolvido seja precipitado na forma de minerais hidratados (ferrihidrita e goethita), formando mosqueados e nódulos ferruginosos. A hematita não é um mineral estável nessas condições.

Em rególitos pouco espessos, o mecanismo de depressão hídrica é mais efetivo em condições climáticas mais secas ou mesmo semi-úmidas. No entanto, a zona de depressão hídrica, onde ocorre a acumulação de hematita, deve ser bem estreita.

Em rególitos espessos, o mecanismo de depressão hídrica pode ser garantido em diversas condições climáticas, sendo mais efetivo na acumulação de hematita sob climas semi-úmidos ou úmidos, com importante contraste sazonal. Essas condições são consideradas as ideais para a formação de couraças maciças hematíticas (Tardy 1993).

No caso estudado, as condições pedogeomorfológicas e climáticas de evolução da superfície Sulamericana devem ser relacionadas com a formação da couraça maciça.

Durante o longo tempo de formação da superfície Sulamericana, entre o Cretáceo Superior e o Mioceno Médio, dominaram condições de clima úmido e quente. O relevo inicial era provavelmente muito plano, formado em condições de extrema aridez, durante o Cretáceo. O soerguimento que ocorreu durante o Cretáceo Médio, no final do ciclo Pós-Gondwana, provocou a dissecação parcial dessa superfície plana e o rebaixamento do nível de base regional. Essas condições permitiram o desenvolvimento de um espesso rególito laterítico nas porções somitais, em condições tectônicas e climáticas estáveis durante aproximadamente 40 Ma. O desenvolvimento progressivo do rególito laterítico espesso possibilitou a formação da zona de depressão hídrica em sua porção intermediária e a acumulação de hematita na forma de uma couraça maciça.

O ciclo Sulamericano finalizou com a sobrelevação do continente entre o Mioceno Inferior e Médio (Braun 1971), há 20 Ma, quando o clima tornou-se mais seco (Frakes 1979). Nessas condições, a parte mais superior do rególito laterítico foi denudada, aflorando a couraça maciça, que ficou sujeita à transformação por processos pedogenéticos do topo do rególito. Em seguida, a retomada de clima mais úmido, até a transição com o Plioceno, a couraça maciça começou a ser degradada, formando fácies lateríticas equilibradas a condições mais hidratadas, durante aproximadamente 10 Ma. As fácies nodulares, formadas por degradação da fácies maciça, começaram a ser formadas nessa época.

As fácies nodulares formaram-se a partir da fácies maciça, pela redistribuição do Fe no interior do horizonte de couraça, gerando porções deferruginizadas adjacentes a nódulos que apresentam córtex ricos em goethita.

O horizonte ferruginoso posicionado próximo da superfície, ou mesmo aflorante, começou a ser transformado por processos pedogenéticos sob climas úmidos ou semi-úmidos. As variações da atividade da água e das condições de pH e Eh começaram a ser sazonais. Em condições de elevada saturação da água o processo de ferrólise é mais efetivo. A atividade biológica produzida no horizonte de *solum*, aumentando a acidez e diminuindo o Eh durante a estação mais úmida, também contribui para o processo de ferrólise. Nessas condições, a hematita torna-se instável e dissolve-se, precipitando na forma de goethita.

Este processo de degradação da fácies maciça iniciou-se a partir de vazios secundários, gerando córtex goethítico por segregação do Fe e individualizando, progressivamente, os nódulos observados na fácies nodular. O processo contínuo da ferrólise provocou também a dissolução da caulinita e formação de gibbsita. Desta forma, hematita e caulinita dissolvem-se progressivamente, dando lugar a fases mais hidratadas, goethita e gibbsita.

A dissolução progressiva de hematita e de caulinita gerou matriz internódulos e o próprio *solum*, enriquecidos em gibbsita e goethita, com caulinita subsidiária. As observações realizadas mostram diminuição progressiva do tamanho dos nódulos e aumento da matriz internodular em direção ao *solum*.

A fácies nodular média preserva a organização geral da rocha-mãe, observada no campo e nas descrições petrográficas. A fácies nodular média apresenta como características principais a presença de nódulos argilomórficos e pseudomórficos, com núcleos da fácies maciça, soldados entre si com cutans de goethita, gerando nódulos compostos.

As características dos nódulos argilomórficos indicam que foram gerados por deferruginização, provavelmente da fácies maciça. Isto é atestado pela presença reliquiar de porções ferruginizadas no interior desses nódulos, em processo evidente de pedoplasmação.

Estes fatos que a couraça, após processo de denudação dos horizontes mais superficiais, posicionou-se em nível saturado em água, gerando os nódulos argilomórficos, localmente formando pisóides cauliniticos, típicos de ambientes saturados em água. Esta fase corresponde, portanto, a uma degradação subcutânea.

A fácies nodular superior é composta por nódulos imersos em matriz argilosa, transicionando gradacionalmente ao *solum*. Essas características indicam um processo de degradação contínuo da couraça, no sentido de geração do latossolo.

Em todos os perfis de *solum* disponíveis no contexto da chapada foi possível diferenciar um horizonte nodular em sua base, que pode ser relacionado com a fácies nodular superior, característica de degradação superficial. A fácies nodular e o *solum* seriam os principais produtos de degradação superficial da fácies maciça, formados a partir do Mioceno.

O horizonte de *solum*, também pode ser considerada um produto da degradação do horizonte de couraça. As condições de geração do latossolo a partir da couraça pressupõem elevada atividade da água associada à atividade biológica. A elevada atividade da água é garantida pela impermeabilidade do saprólito no contato com o horizonte ferruginoso. A atividade da água conjugada à atividade biológica física e química, por meio das raízes das plantas e da fauna do solo, promovem a degradação preferencial da hematita em relação à goethita, como foi demonstrado por Macedo & Bryant (1989) e Eschenbrenner (1988), respectivamente. Macedo & Bryant (1989) propuseram o mecanismo de diferenciação da atividade da água na paisagem para explicar a transição de Latossolo Vermelho-Escuro (LE) para Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), do centro para as bordas das chapadas desenvolvidas sobre as rochas do Grupo Paranoá. Entretanto, na região estudada a classe LV ocorre por todo o topo.

A diminuição da drenagem aumenta a atividade biológica, incrementando, conseqüentemente, a pressão parcial de CO₂, as atividades de compostos orgânicos quelantes e a diminuição do potencial de oxirredução (Tardy 1993).

Hematita constitui um dos óxi-hidróxidos de Fe mais sensíveis à degradação nestas condições, tendendo a ser dissolvido, e goethita parcialmente preservado. O Fe produzido pela dissolução de hematita é redistribuído no próprio horizonte ferruginoso para formar córtex goethítico da fácies nodular média, por toda a extensão do Divisor.

A própria geração da couraça colunar é explicada por mecanismos biológicos, pela atividade de fauna e, especialmente, pela ação de raízes pivotantes de plantas, gerando rizólitos, como sugerida por Erhardt (1951). A estrutura formou-se pelo desenvolvimento de cavidades tubulares sobre outras fácies. Condições ácidas são geradas na proximidade das raízes de plantas e a morte destas promovem o abaixamento do Eh. Estas condições produziram segregações do Fe, gerando córtex goethítico que formam as colunas. As variações sazonais da saturação da água também contribuíram para a formação dessa estrutura.

A fácies nodular inferior é caracterizada por nódulos ferruginosos imersos em matriz argilomórfica rica em caulinita e gibbsita. Ocorre exclusivamente em situações de borda de chapada, abaixo do horizonte nodular médio.

Os perfis de borda de chapada apresentam um contato brusco com a encosta. Uma borda de chapada pode ser distinguida, com mudança de declive para 5 %, a algumas centenas de metros do limite com a escarpa. Espera-se que as diferenciações laterais sejam pequenas nessas condições.

Entretanto, observa-se um horizonte de degradação subcutânea, caracterizado pela fácies nodular inferior, abaixo da fácies colunar.

O horizonte de degradação subcutânea deve ser gerado pela atividade mais intensa do lençol freático em situação de borda do divisor. A presença do lençol freático mais intenso é marcada pelas várias fontes que alimentam as cabeceiras da bacia do córrego Capão da Onça.

Nesta situação, o lençol freático tende a degradar a base da couraça, gerando progressivamente a matriz argilomórfica, produto da degradação, e os nódulos ferruginosos pseudomórficos, reliquias da fácies maciça.

A composição da matriz, à base de caulinita e gibbsita, mostra que a atividade da água é elevada, mas apresentando uma drenagem eficiente, visto não gerar feições pedológicas típicas de ambiente de alta saturação em colóides e pela estabilização de gibbsita.

Esta fácies de degradação subcutânea não ocorre nos perfis do centro do Divisor, indicando que o lençol freático nas porções de topo deve ser mais profundo que o horizonte de couraça maciça.

Estes fatos indicam que essa é uma fácies de degradação subcutânea do horizonte de couraça, gerada em função do aporte hídrico proveniente do Divisor em direção à sua borda.

A fácies nodular inferior está associada à ruptura de declive, que ocorre na borda, podendo ter uma ligação genética entre elas. Isto pode ser explicado pela lixiviação mais intensa que ocorre nessa porção, diminuindo o volume de forma diferencial, em relação ao interior do Divisor. Esse processo aumenta o fluxo lateral da água e, portanto, também da lixiviação subcutânea.

V.6 CONCLUSÕES

O domínio de couraças lateríticas nodulares, geradas a partir da degradação de couraça maciça, e a grande espessura do horizonte de saprólito evidenciam um perfil truncado e rejuvenescido. As variações faciológicas verticais são produtos da reorganização pedogeomorfológica do rególito, em função de reativações tectônicas e mudanças climáticas que ocorreram durante o Terciário.

O modelo de evolução do rególito é resumido a seguir:

1. Formação da superfície Sulamericana e do rególito laterítico – A partir de superfície plana formada durante o Cretáceo, o rególito laterítico formou-se durante o Terciário, entre o Paleoceno e Mioceno, sob clima úmido e quente. A fácies maciça foi gerada na porção mediana do saprólito pelo mecanismo de depressão hídrica;
2. Denudação da porção superior do rególito – Durante o Mioceno houve uma fase de soerguimento, sob clima mais seco, que provocou a denudação das porções mais superiores do rególito, aflorando o horizonte de couraça;
3. Degradação da couraça maciça e formação do horizonte de *solum* – A partir do Mioceno, com nova retomada de clima mais úmido, a couraça maciça começou a ser degradada, dando lugar às fácies nodulares e a formação de *solum*. O horizonte de saprólito evoluiu, tornando-se mais profundo;
4. Formação de horizonte espesso de saprólito grosso – A partir do Plioceno, com mais um evento de soerguimento e sob clima seco, o nível de base é rebaixado, formando o horizonte espesso de saprólito grosso.

CAPÍTULO VI. CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO DA LITOSSEQÜÊNCIA ÁGUAS CLARAS E DA TOPOSSEQÜÊNCIA ESTAÇÃO CENTRAL

VI.1 INTRODUÇÃO

O presente capítulo apresenta um estudo morfológico e petrográfico de perfis de intemperismo, especialmente das couraças ferruginosas, de solos e sedimentos associados na litosseqüência Águas Claras e na toposseqüência Estação Central.

VI.2 PERFIS ESTUDADOS

A litosseqüência Águas Claras e a toposseqüência Estação Central localizam-se na região de Águas Claras, em perfis expostos em cortes do Metrô-DF (Figs. VI.1, VI.2 e VI.3).

A litosseqüência, de direção NW-SE, corta perpendicularmente a direção de litologias pertencentes ao Grupo Paranoá, sendo que, de oeste para leste, afloram metarritmitos e quartzitos da unidade R₃ e ardósias da unidade A (Fig. VI.2). Os cortes do Metrô estudados tem extensão de 6.500 m, indo do topo da chapada (entrada norte de Taguatinga), passando pelo interflúvio que divisa os córregos Águas Claras e Olho D'Água da Cruz, até o córrego Vicente Pires, representando as unidades geomorfológicas Chapadas Elevadas, Bordas de Chapada e Planos Intermediários (Depressão do Paranoá). As classes de solo Latossolo e Cambissolo estão presentes nos perfis.

A litosseqüência foi subdividida em três porções, Superior, Intermediária e Inferior. Perfis representativos dessas porções foram estudados em detalhe. Essa divisão foi feita em função das características topográficas e de variações do material de origem.

A porção Superior ocorre sobre materiais desenvolvidos a partir de metarritmito arenoso com intercalações espessas de quartzito, em contexto de Chapada Elevada. A porção Intermediária ocorre no interflúvio dos córregos Águas Claras e Olho D'Água da Cruz, sobre metarritmito arenoso até o limite do contato com a ardósia, em contexto de Borda de Chapada. A porção Inferior ocorre na posição mais baixa da vertente, sobre ardósias, em contexto de Planos Intermediários. As litologias apresentam mergulho geral para W, bastante variável em função das perturbações de dobras métricas a decamétricas de eixo NS.

A porção Superior foi representada por um perfil, a porção Intermediária por quatro perfis e a porção Inferior por quatro perfis.

LEGENDA

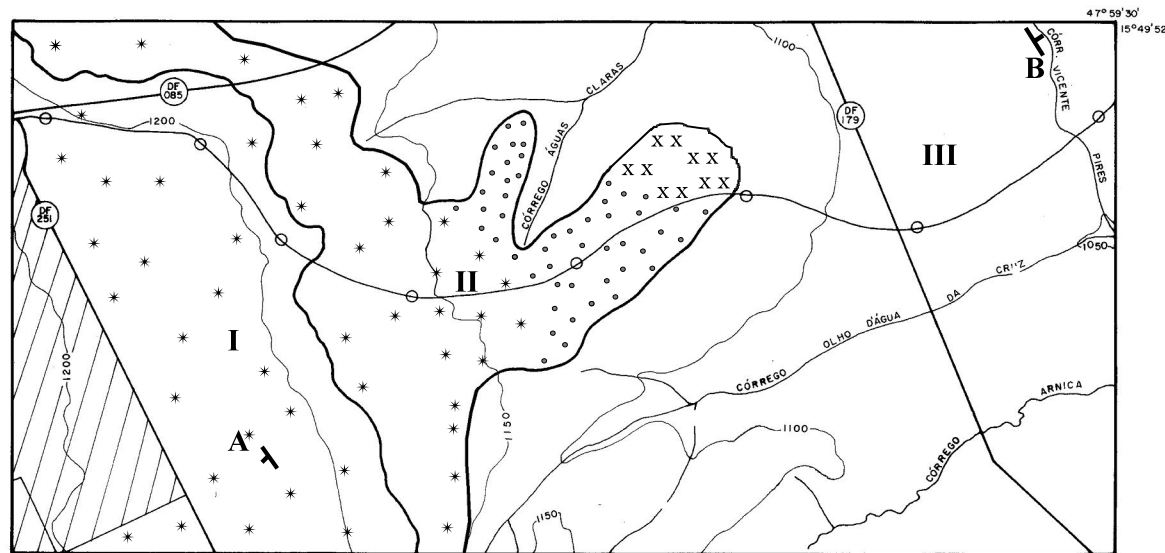


Compartimentos Geomorfológicos

- I PLANALTOS**
relevo plano (declividade < 2%).
- II REBORDOS**
relevo plano a suave-ondulado, vertente linear, cônica-convexa (declividade 2 - 10%).
- III PLANOS INTERMEDIÁRIOS**
relevo plano a suave-ondulado, vertente multi-convexa (declividade 2 - 15%).

Regolito Laterítico

- XX** Latossolo Vermelho-Amarelo sobre couças e saprolitos de ardósia da Unidade A do Grupo Paranoá.
- Associação de Latossolo Vermelho-Amarelo e Latossolo Vermelho-Escuro sobre sedimentos e saprolitos de metarritmito arenoso da Unidade R₃ do Grupo Paranoá.
- * *** Latossolo Vermelho-Escuro sobre horizontes de linhas de pedra e saprolitos de metarritmito arenoso da Unidade R₃ do Grupo Paranoá.
- Associação de Cambissolos, Solos Hidromórficos e Latossolos sobre saprolitos de metarritmito arenoso (Unidade R₃) e ardósia (Unidade A) do Grupo Paranoá.

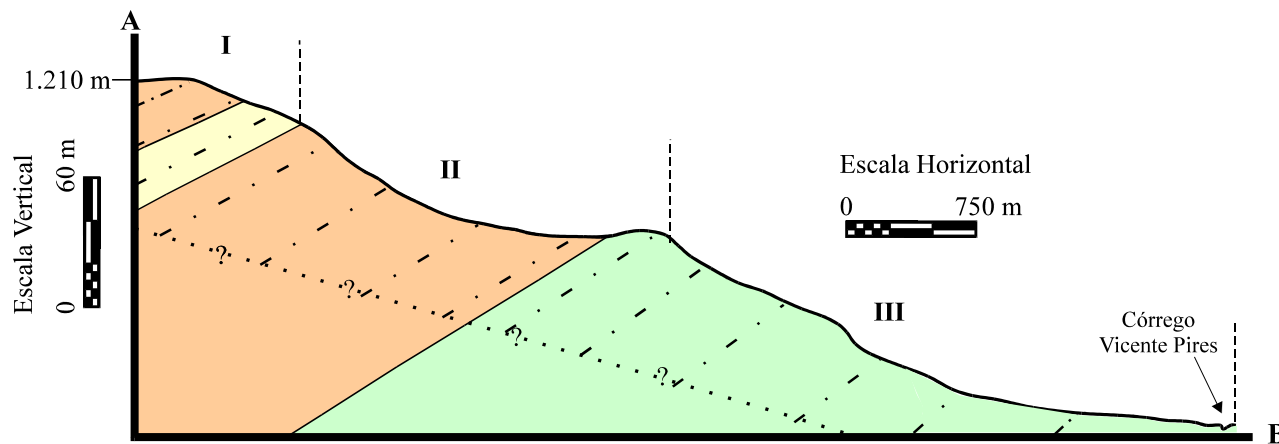


- Estrada asfaltada distrital
- Curva de nível
- Centro urbano
- Linha do Metrô
- Limite entre compartimentos




250 m

FONTE: Mapa Topográfico 1:25000, IBGE, Folha Taguatinga, 1984, Datum horizontal: SAD-69

Águas Claras



LEGENDA

-  Ardósia, Unidade A do Grupo Paranoá
-  Metarritmito Arenoso com intercalações espessas de quartzito, Unidade R₃ do Grupo Paranoá
-  Saprolito
- I** Porção Superior (Planaltos)
- II** Porção Intermediária (Rebordos)
- III** Porção Inferior (Planos Intermediários)
- Contato incerto

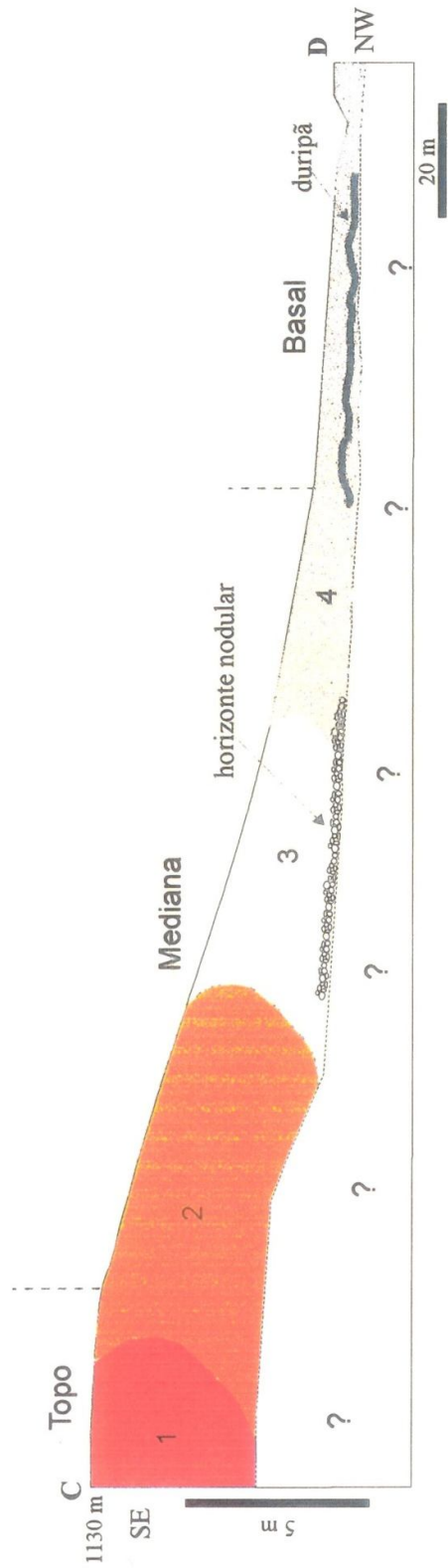


Figura VI.3 - Esquema de organização da Topossequência Águas Claras. 1. Domínio Granular de topo; 2. Domínio Granular mediano; 3. Domínio Maciço mediano; 4. Domínio Silicoso basal.

A toposseqüência Estação Central, de direção aproximada NS, perpendicular à linha do Metrô, localiza-se entre o interflúvio e o eixo de drenagem da cabeceira do córrego Águas Claras (Figs. VI.1 e VI.3). O perfil representa corte de 300 m de extensão destinado à construção de rede de escoamento de águas pluviais da cidade de Águas Claras. O material de origem da toposseqüência representa sedimentos areno-argilosos da porção Intermediária da litosseqüência Águas Claras.

A toposseqüência foi subdividida nas porções de Topo, Média e Basal, seguindo ordenamento topográfico e de variações nas características dos materiais pedogenéticos (Fig. VI.3). A porção de Topo foi representada por um perfil, a porção Média por três perfis e a porção Basal por um perfil.

A metodologia empregada é descrita no capítulo III. Os resultados analíticos, geoquímicos e mineralógicos, discutidos no presente capítulo, estão apresentados no Anexo II, no final do texto da Tese.

VI.3 DESCRIÇÃO DOS PERFIS

LITOSSEQÜÊNCIA ÁGUAS CLARAS

Na Porção Superior, os perfis apresentam o seguinte ordenamento, da base para o topo: saprólito fino, carapaça ferruginosa, linha de pedras e cobertura de solo (Fig. VI.4).

Na Porção Intermediária, os perfis apresentam uma organização distinta, marcada pela presença de duas calhas extensas, calhas 1 e 2, preenchidas por sedimentos pedogenizados e com intercalações de couraças ferruginosas (Fig. VI.5). As transições da calha 1 com a Porção Superior apresenta os seguintes horizontes, da base para o topo: saprólito fino, carapaça ferruginosa, sedimentos areno-argilosos, linha de pedras e cobertura de solo. Limitando as duas calhas (1 e 2), ocorre couraça colunar, sotoposta por sedimentos pedogenizados. Entre a calha 2 e o limite com a Porção Inferior ocorrem couraças nodular e colunar.

Na Porção Inferior, os cortes apresentam domínio de saprólito fino. Ocorrem três calhas (3, 4 e 5) preenchidas por sedimentos pedogenizados (Fig. VI.6). Fora das calhas a organização dos horizontes é a seguinte, da base para o topo: saprólito fino, linha de pedras e cobertura de solo. Onde as calhas ocorrem, a organização é a seguinte, da base para o topo: saprólito fino, sedimento pedogenizado, linha de pedras e cobertura de solo. Na planície do córrego Vicente Pires, limite E da Porção Inferior, ocorrem solos aluviais com espessos depósitos de matéria orgânica.

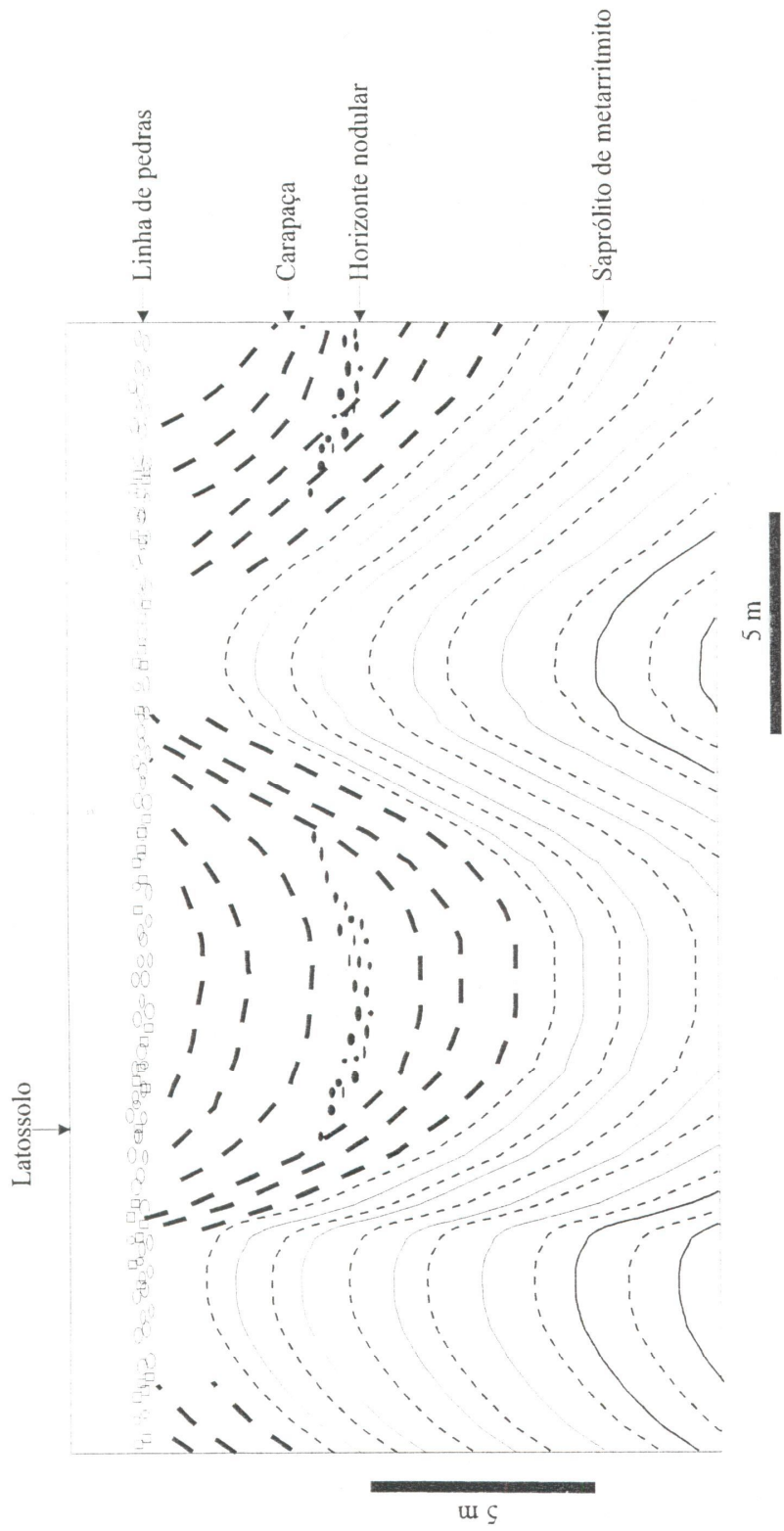


Figura VI.4 - Perfil da porção Superior da Litosseqüência Águas Claras.

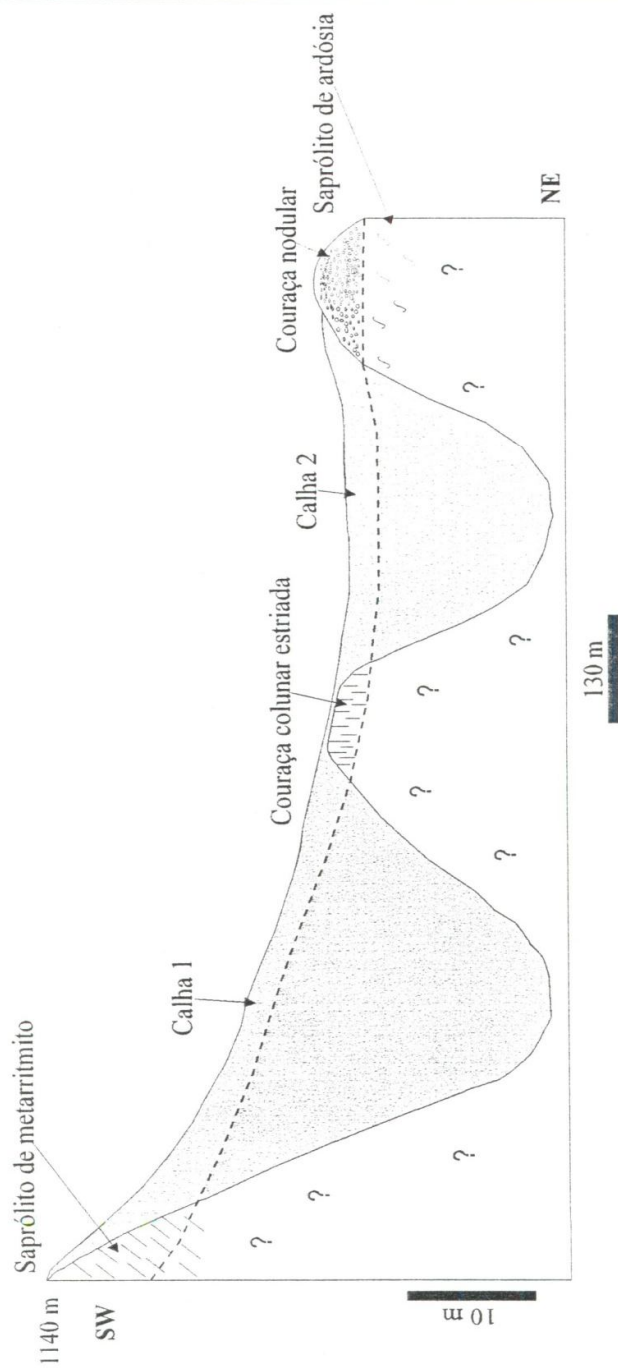
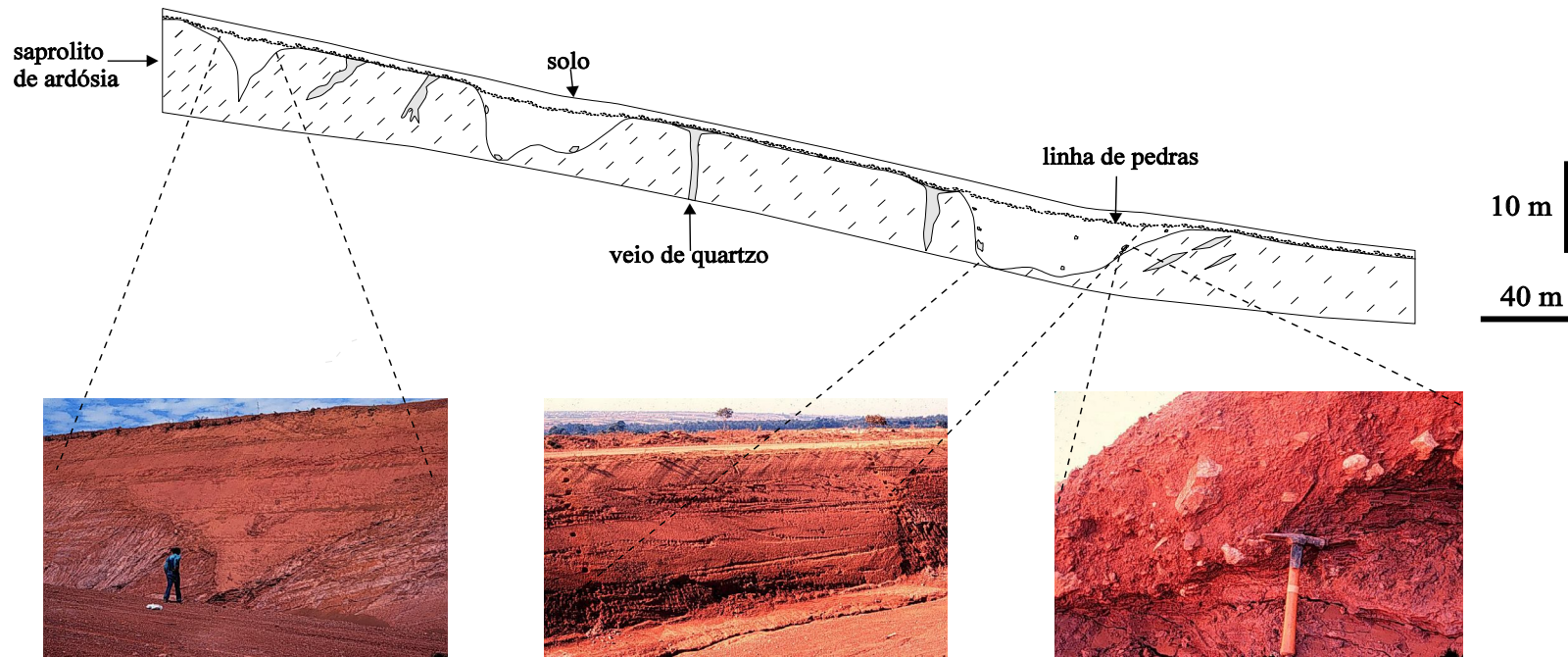


Figura V1.5 - Morfologia das calhas 1 e 2 da porção Intermediária. O limite dos cortes está representado pela linha tracejada. Informações abaixo dos cortes foram retirados de Metrô (1992).

Calhas



Porção Superior

Na porção Superior os horizontes foram divididos, da base para o topo, em: saprólito, carapaça ferruginosa, linha de pedras e cobertura de solo (Fig. VI.4, Prancha VI.1).

Essa organização é representativa do compartimento Chapadas Elevadas, composto por rególitos de rochas do topo da unidade R₃ (Metarritmito Arenoso). O relevo é plano, com declividades menores que 2%. Próximo ao limite desse compartimento com a Borda de Chapada ocorre nível espesso de quartzito silicificado, com a presença de solos rasos (cambissolo cascalhento).

O primeiro fato que chama a atenção é um padrão de dobras reliquias da organização estrutural das rochas do Grupo Paranoá, de eixo próximo de NS, com amplitudes métricas a decamétricas, na forma de anticlinais com estrutura preservada e sinclinais com organização pedogenética. Os anticlinais apresentam saprólito de metarritmito com predominância de níveis arenosos, imprimindo uma cor branca ao material.

Na base dos sinclinais observa-se saprólito de metarritmito com intercalações entre as frações arenosas, siltosas e argilosas. Predominam saprólitos com variações de cores branco, amarelo e vermelho (10YR, 7.5YR, 5YR e 2.5YR). Essas variações alternam conforme a variação granulométrica dos níveis, tendendo a ser mais avermelhadas nos níveis argilosos. Mostra, ainda marcas de ação de raízes, em torno das quais os materiais apresentam-se deferruginizados. O saprólito é composto por caulinita, illita e quartzo como constituintes maiores, sendo que goethita e hematita são constituintes menores.

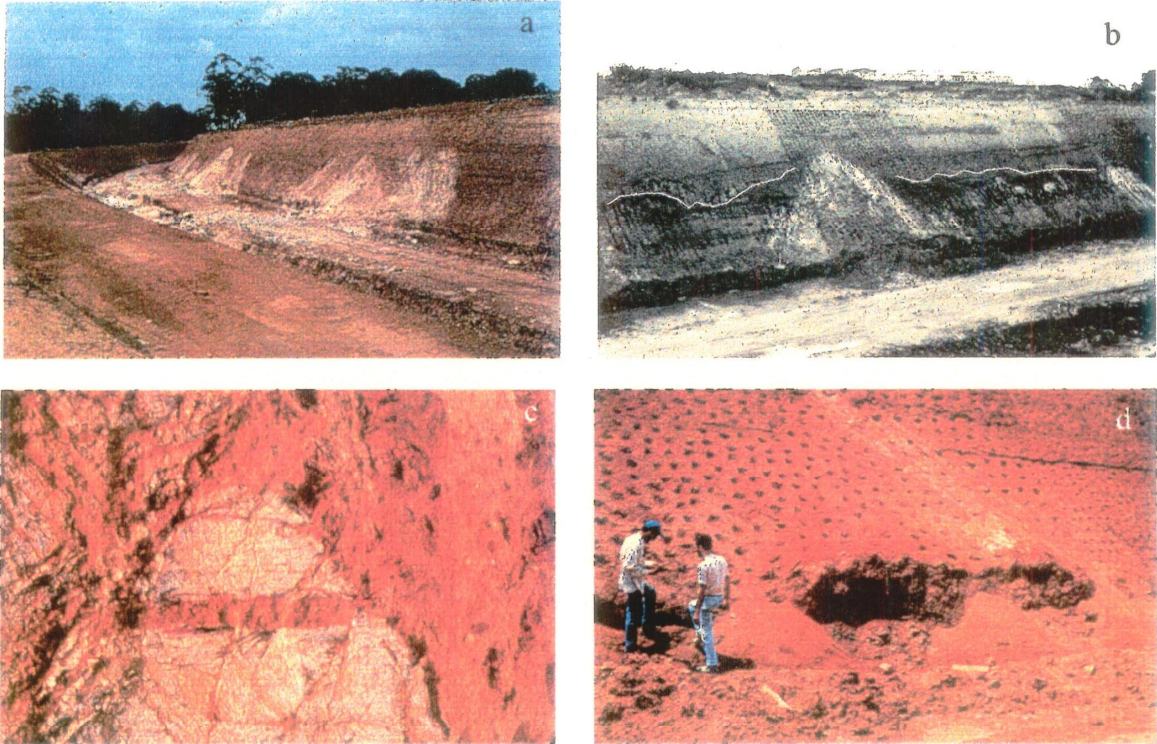
Nos sinclinais, o saprólito passa, ao topo, para carapaça ferruginosa. Essa transição geralmente se dá por meio de material brechóide, constituído por zonas reliquias do saprólito, com formas angulosas envoltas por material pedogenizado, composto por matriz argiloferruginosa (vermelha, 7.5YR 4/8) típica do horizonte de carapaça. As zonas reliquias de saprólito são compostas, em geral, de quartzitos intemperizados e, em menor extensão, metarritmitos intemperizados de composição siltosa e argilosa.

O horizonte de carapaça apresenta matriz argiloferruginosa friável e subsidiariamente nódulos e blocos maciços litorreliquiais, parcialmente endurecidos, argilosos e enriquecidos em óxi-hidróxidos de Fe. Os nódulos são subcentimétricos a centimétricos, apresentando formas subsféricas a elipsoidais, destituídos de córtex, sendo que alguns apresentam feições de empobrecimento em minerais de Fe em suas bordas, marcadas por franjas milimétricas amarelo claro.

Os nódulos e blocos maciços litorreliquiais ocorrem preferencialmente nos núcleos dos sinclinais, formando subhorizonte de até 1 m de espessura. A maior espessura do horizonte de carapaça e do subhorizonte de nódulos e blocos ocorre nos núcleos dos sinclinais, diminuindo sua importância em direção aos anticlinais. O horizonte de carapaça é composto por caulinita, hematita, e goethita como fases principais, sendo que quartzo e illita ocorrem como fases subsidiárias. Os nódulos e blocos maciços apresentam as maiores concentrações de hematita e menores de goethita. A matriz internodular apresenta, além das fases descritas, subsidiariamente gibbsita.

Acima da carapaça e dos limites das dobras preservadas ocorre, em contato brusco, linha de pedras, caracterizada por um nível decimétrico de grande continuidade lateral, paralelo à superfície e enriquecido em nódulos cortificados, milimétricos a centimétricos, muitas vezes agregados um com o outro, compondo com fragmentos angulosos a subangulosos de quartzo leitoso de veio, em menor proporção, até 20% do volume total. Os nódulos cortificados são compostos basicamente de goethita associada à gibbsita e grãos de quartzo como constituintes menores. A matriz que intermeia os nódulos e fragmentos de quartzo apresenta a mesma composição que a cobertura, mas com uma proporção mais elevada de gibbsita. Esse horizonte apresenta transição brusca para a cobertura pedogenética.

PRANCHA VI. 1



a) Visão dos cortes do Metrô na porção Superior da Litosseqüência Águas Claras. Notar padrão de dobras reliquias do Metarritmito Arenoso do Grupo Paranoá, com anticlinais brancos e sinclinais com organização pedogenética.

b) Corte mostrando dobras reliquias na porção Superior da Litosseqüência Águas Claras. Notar horizonte de nódulos no interior dos sinclinais, indicado por linha em branco.

c) Posição apical de dobra reliquiar na porção Superior da Litosseqüência Águas Claras. Notar fraturas preenchidas por material pedogenático.

d) Sinclinal com organização pedogenética na porção Superior da Litosseqüência Águas Claras.

Esta cobertura, persistente ao longo dos cortes observados, é representativa da classe LE, sendo caracterizada pela estrutura granular forte, formada por grânulos pequenos, tamanho areia fina. O horizonte pedogenético superior apresenta um aumento na proporção de gibbsita, às expensas de caulinita, hematita e goethita, que se mantém de forma homogênea acima do horizonte de linha de pedras.

Nos anticlinais preservados, os níveis arenosos são mais abundantes, perfazendo até 70 % do total em relação aos níveis siltosos e argilosos. Os níveis argilosos e siltosos apresentam a mesma composição mineralógica que a encontrada nos sinclinais, entretanto com a presença de menores concentrações de óxi-hidróxidos de Fe, ressaltando a cor branca desses materiais.

Ocorrem fraturas horizontais e subverticais, centimétricas, preenchidas por materiais argiloferruginosos friáveis, em continuidade com os níveis pedogenizados adjacentes, entretanto com maiores concentrações de quartzo.

A montante do limite entre a Porção Superior e Intermediária ocorrem níveis de quartzito silicificado com raras intercalações siltosas e argilosas. O saprólito transiciona ao topo para o Latossolo Vermelho-Amarelo de forma brusca, por meio de um horizonte de linha de pedras. O LV apresenta estrutura granular pequena, com pequena proporção de partículas maiores que 2 mm (máximo de 10 %), diferenciando claramente do horizonte de linha de pedras.

O saprólito de quartzito silicificado apresenta ferruginização na matriz adjacente a fraturas e contatos entre camadas. Essa ferruginização é composta primordialmente de hematita, podendo formar bandas enriquecidas em goethita, nos limites com os vazios.

Pode-se observar a continuidade de feições planares inclinadas no interior do saprólito, tais como veios de quartzo, que se apresentam fragmentados e horizontalizados na linha de pedras. A espessura é variável, decimétrica a até 1 m. Geralmente é composta por fragmentos de diversos tamanhos, centimétricos a decimétricos, formados por quartzo de veio, nódulos cortificados e, raramente, saprólitos. A proporção da matriz interfragmentos é geralmente inferior a 20% em relação ao volume total do horizonte. Essa matriz compõe-se de caulinita, gibbsita, goethita e quartzo.

Os fragmentos de quartzo de veio são subangulosos a angulosos, geralmente do tipo leitoso. Os nódulos cortificados ocorrem na forma de dois subtipos extremos e seus diversos intermediários. O primeiro tipo é argiloferruginoso, à caulinita e hematita, e sem a presença de córtex de goethita. Esses nódulos podem ser pseudomórficos ou assépicos. O segundo tipo extremo é caracterizado por grande expressão volumétrica do córtex, sendo comum a inexistência de feições reliquias. Esses nódulos podem estar colmatados um com o outro em certa extensão, no entanto, sem constituir nível contínuo. Os tipos intermediários, nódulos com núcleo argiloferruginoso e córtex goethítico, são as ocorrências mais comuns.

Porção Intermediária

A transição entre as porções Superior e Intermediária é marcada pelo espessamento da cobertura, muitas vezes sem o afloramento do horizonte de saprólito, em cortes de 10 a 15 m de espessura (Fig. VI.7). Os perfis são compostos, da base para o topo, por saprólito de metarritmito, carapaça e cobertura. O espessamento da cobertura ocorre a jusante do contato com níveis de quartzito silicificado.

O saprólito apresenta até 70 % de fração areia, sendo composto basicamente de quartzo, caulinita e illita, além de goethita e hematita como constituintes menores.

CAPÍTULO VII. CARACTERIZAÇÃO DA LITOSSEQÜÊNCIA GRANJA DO IPÊ E DA SEQÜÊNCIA VERTICAL PROFLORA

VII.1 DESCRIÇÃO DAS SEQÜÊNCIAS

O presente capítulo apresenta estudos complementares realizados na litosseqüência Granja do Ipê e na seqüência vertical Proflora, onde são apresentados apenas dados morfológicos dos perfis.

LITOSSEQÜÊNCIA GRANJA DO IPÊ

Os perfis encouraçados da Granja do Ipê ocorrem em divisor local de drenagem, de forma convexa-linear e suave, no limite entre os compartimentos Bordas de Chapada e Planos Intermediários (Fig. VII.1). Nesta área, o compartimento Bordas de Chapada apresenta contato suave com o compartimento Chapadas Elevadas, por meio de uma vertente retilínea e longa, de cerca de 3 km, apresentando declividades baixas, inferiores a 10% (Fig. VII.2).

No compartimento Chapadas Elevadas ocorre LE e horizonte de linha de pedras, desenvolvidos sobre saprólito de metarritmito arenoso. Esses horizontes passam, de montante à jusante da vertente, para as fácies nodular e colunar no limite do compartimento Bordas de Chapada com Planos Intermediários. Essas fácies estão desenvolvidas sobre saprólito de ardósia.

A fácies nodular é composta por nódulos de dois tipos: pseudomórficos e cortificados. Os nódulos pseudomórficos são vermelhos e apresentam matriz argiloferruginosa com preservação da organização da ardósia. Os nódulos cortificados apresentam córtex bem desenvolvido de goethita, sem núcleo ou com núcleo de nódulo do primeiro tipo. Os nódulos pseudomórficos são mais abundantes e menores que os nódulos cortificados. Apresentam dimensões subcentimétricas a centimétricas (Prancha VII.1a e b).

Não ocorre matriz internodular, mostrando coalescência dos nódulos cortificados. Os nódulos podem ser subsféricos ou achatados com limites arredondados. A espessura do horizonte nodular é, geralmente, de 1 m.

As transições entre o saprólito e a couraça são graduais, feita por meio do aumento da proporção e dos tamanhos dos nódulos, numa faixa de 30 cm. As transições entre a couraça e o horizonte superficial ocorre em um nível de até 0,5 m, formado por nódulos soltos, intermeados por matriz típica do Latossolo sobrejacente.

Os contatos entre a fácies nodular e colunar não puderam ser observados nos cortes existentes na cascalheira estudada.

A fácies colunar é constituída por colunas e túbulos verticais, formando nível com até 2,5 m de espessura (Prancha VII.1b e c). As colunas, com dimensões de 0,5 a 1 m de eixo maior e até 10 cm de diâmetro, estão justapostas por coalescência do córtex que cobre as colunas.

As colunas são compostas por córtex espesso de Al-goethita e pequena quantidade de hematita, compondo até 40 % de seus volumes. No interior das colunas observam-se porções brancas maciças e pisoidais, além de nódulos avermelhados subsféricos (Prancha VII.1 c).

Os contatos entre a couraça colunar e os outros horizontes não puderam ser observados. Nos cortes da cascalheira, o horizonte de solo foi totalmente retirado.

SEQÜÊNCIA VERTICAL PROFLORA

A seqüência vertical Proflora ocorre sobre residual de aplainamento no interior da bacia do São Bartolomeu, à sua margem direita, sobre filitos do Grupo Canastra (Fig. VII.3). O topo do residual de aplainamento, típico de Chapadas Baixas, é plano, apresentando declividades baixas, menores que 2 %, que passa a Bordas de Chapada de pequena extensão (100 a 200 m) e esse bruscamente ao compartimento Escarpas por uma vertente côncava, de declividade acima de 20% .

Da mesma forma que na seqüência vertical Capão da Onça, ocorrem as fácies nodulares inferior, média e superior, além da fácies colunar. As cascalheiras observadas ocorrem na borda da chapada, onde a fácies colunar é predominante. A espessura máxima do horizonte encouraçado é de 3 m.

As exposições nos cortes de estrada mostram a presença de saprólito fino, mais enriquecido em caulinita que seu similar, na seqüência Capão da Onça. Apresenta-se empobrecido em Fe, com concentrações similares a da seqüência Capão da Onça.

A fácies nodular média apresenta nódulos centimétricos, com núcleos ferruginosos pseudomórficos e argilomórficos.

A fácies nodular superior apresenta-se enriquecida em matriz internodular friável, composta por caulinita, gibbsita e goethita. Os nódulos, centimétricos a subcentimétricos, apresentam córtex milimétricos de goethita. Próximo ao limite com o horizonte de solum, os nódulos apresentam-se imersos em matriz friável, similar ao solum sobrejacente.

O solum é representativo da classe Latossolo Vermelho-Amarelo, fase muito argilosa, com espessura geralmente de 1,5 m. A morfologia é granular, com grânulos pequenos, subsféricos e fortes. A composição mineralógica é típica de solum sobre couraças, com gibbsita e caulinita como minerais dominantes e conteúdos menores de goethita.

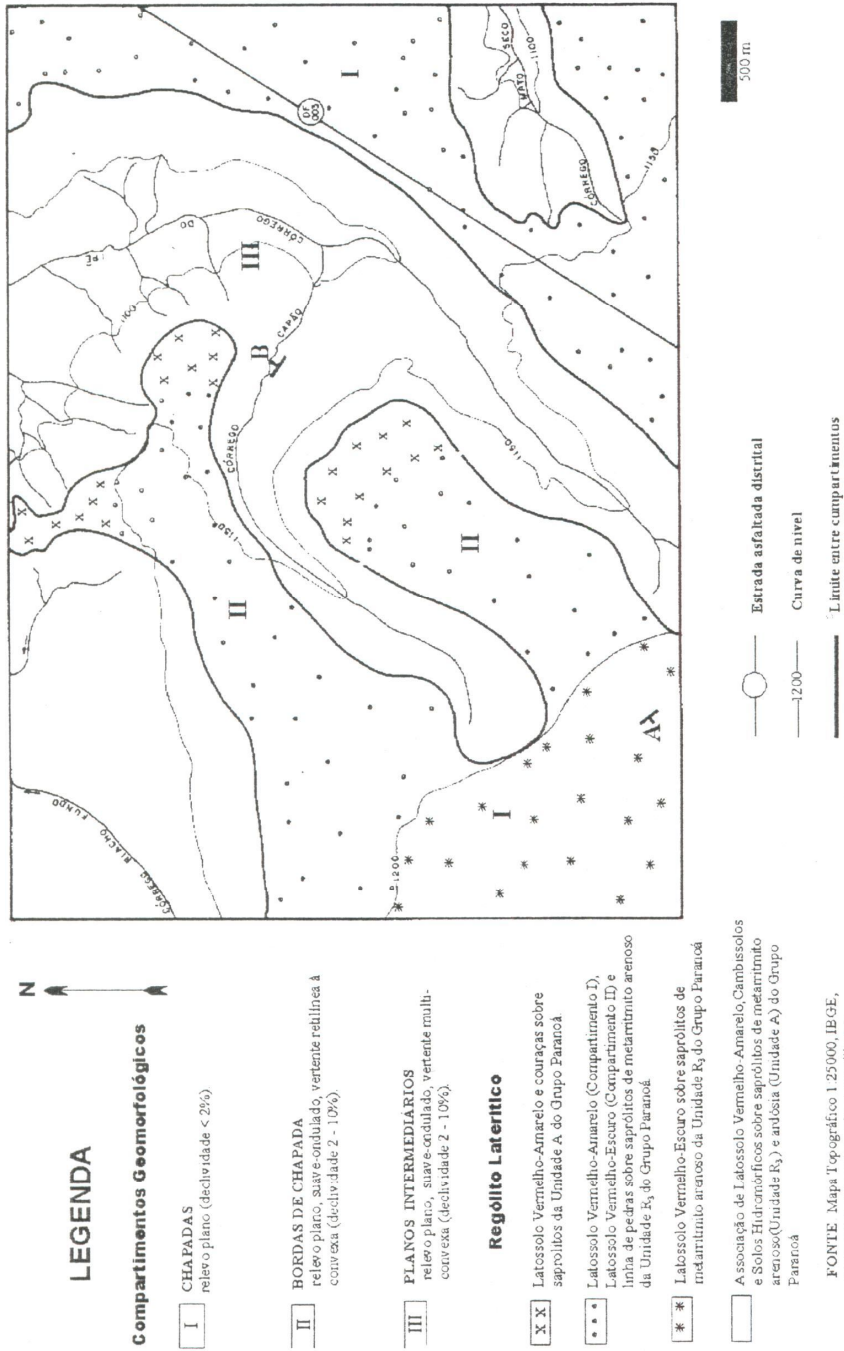


Figura VII.1 - Esboço geomorfológico da região da Granja do Ipê. Seção A-B apresentada na Fig. VII.2.

LEGENDA

- Saprólito de Ardósia, Unidade A do Grupo Paranoá
Cobertura de Latossolo Vermelho-Amarelo associada a linha de pedras
- Saprólito de Metarritmito Arenoso, Unidade R3 do Grupo Paranoá
Cobertura de Latossolo Vermelho-Escuro no Compartimento I e Latossolo Vermelho-Amarelo associada a linha de pedras no Compartimento II
- Crestas Lateríticas**
Fácies pisoidal, nodular e colunar associadas ao latossolo Vermelho-Amarelo.
- I Compartimento Chapadas Elevadas
- II Compartimento Bordas de Chapada

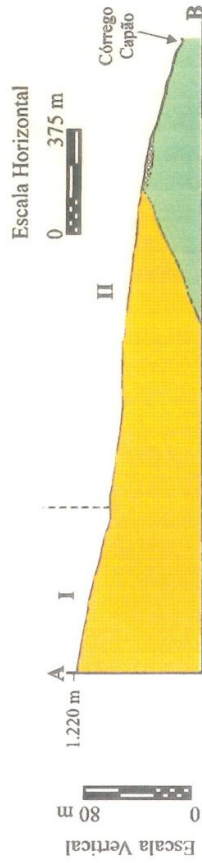


Fig.VII.2 - Seção A - B retirada da Figura VII.1, mostrando organização do rególito laterítico da região da Granja do Ipê.

PRANCHA VII.1



- a) Visão da fácies colunar em perfil, na litossequência Granja do Ipê. Notar o córtex espesso que cobre as colunas, limitadas por vazios verticais, no mesmo sentido da lapiseira.
- b) Visão da fácies colunar em planta. Notar vazios com seções circulares e curvas.
- c) Fácies nodular, mostrando nódulos vermelhos imersos em matriz argilomótfica friável.
- d) Restos da fácies nodular no interior de coluna.

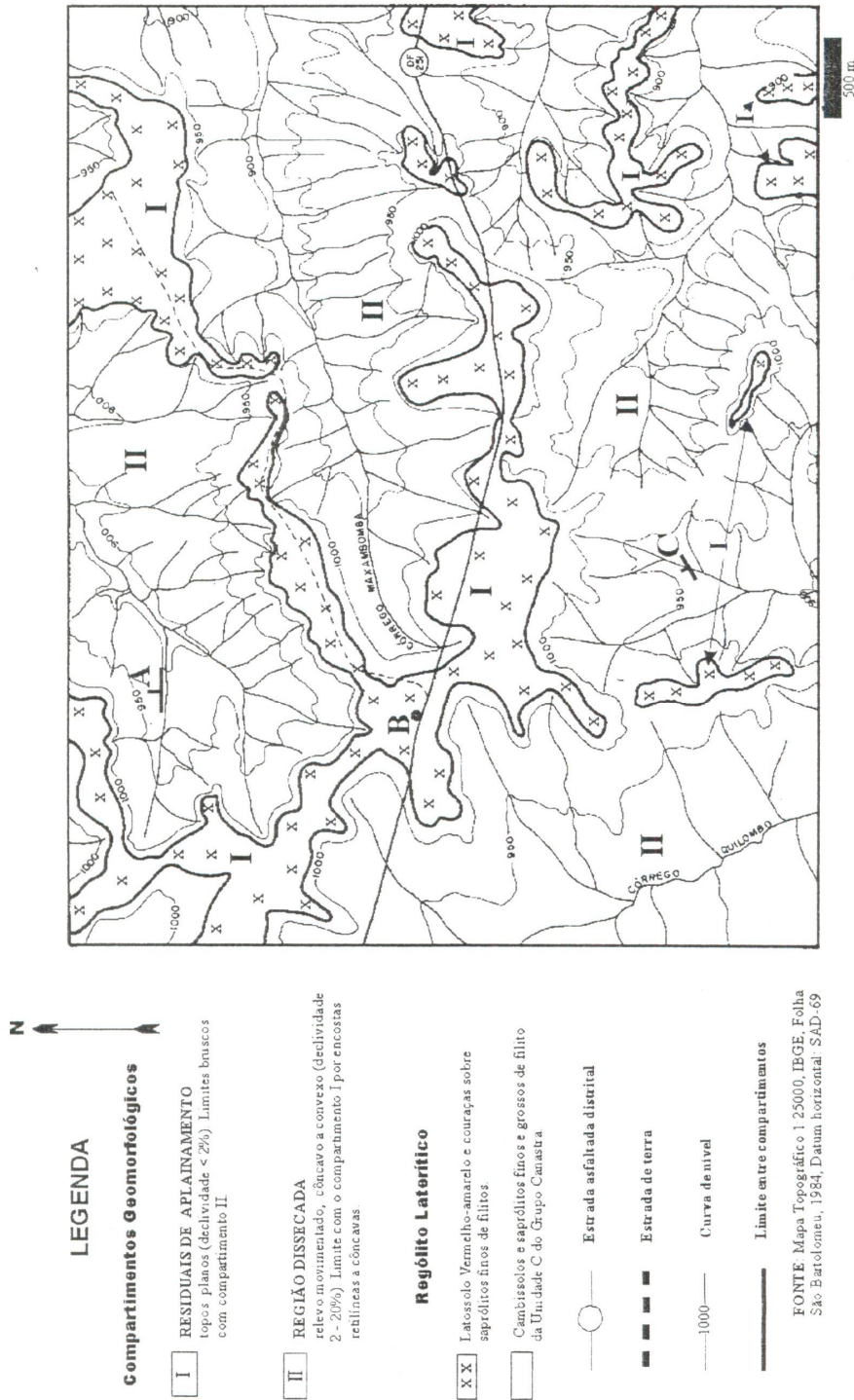


Figura VII.3 - Esboço geomorfológico da região da Proflora.

VII.2 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A litosseqüência Granja do Ipê ocorre em contexto geomorfológico similar ao observado na litosseqüência Águas Claras. As características morfológicas dos horizontes são similares entre essas duas seqüências, mostrando evoluções similares dos perfis encouraçados.

A seqüência vertical Proflora ocorre em um residual de aplainamento no interior da bacia do São Bartolomeu. As características dos perfis são similares às encontradas na seqüência vertical Capão da Onça. Isto demonstra uma evolução cogenética dessas duas seqüências, mostrando que a superfície de aplainamento tinha uma continuidade bem maior que a observada hoje.

CAPÍTULO VIII. PROPOSTA DE MODELO DE EVOLUÇÃO DOS REGÓLITOS LATERÍTICOS NO DISTRITO FEDERAL

VIII.1 INTRODUÇÃO

Os estudos criteriosos de rególitos são fundamentais no entendimento do balanço entre o intemperismo químico e físico. Esses estudos caracterizam a evolução geomorfológica de uma determinada região em diferentes escalas espaciais e temporais, dependendo da profundidade da pesquisa empreendida.

Especificamente, os rególitos lateríticos constituem registros essenciais no entendimento da evolução geomorfológica de terrenos tropicais. As análises morfológica, petrográfica e geoquímica, associadas à geomorfologia física descritiva são as ferramentas básicas empregadas nesses estudos.

As crostas lateríticas e as coberturas pedogenéticas constituem os materiais mais estudados com essa perspectiva, visto que caracterizam interfaces entre a superfície e o saprólito, que podem indicar processos definidores de condições dinâmicas das paisagens atuais ou pretéritas.

No Distrito Federal existem alguns estudos que tentam correlacionar a ocorrência e características de crostas lateríticas com a evolução do modelado. Esses estudos baseiam-se em aspectos morfológicos das crostas e suas relações com o relevo (Belcher 1954, Penteadó 1976, CODEPLAN 1984, Novaes Pinto & Carneiro 1984, RADAMBRASIL 1984, e Novaes Pinto 1987, 1988 e 1994), resumidos e discutidos no capítulo II, assim como os principais estudos pedológicos. Entretanto, os estudos pedológicos, ou os derivados desses, não apresentam nenhuma ou pouca conexão com a evolução pedogeomorfológica. Nos capítulos IV, V, VI e VII são apresentados estudos de caso dos principais contextos de ocorrência de crostas e coberturas pedogenéticas no Distrito Federal em seus aspectos morfológicos, petrográficos e mineralógicos.

O presente capítulo apresenta uma proposta de modelo de evolução dos rególitos lateríticos no Distrito Federal. Representa uma síntese interpretativa dos estudos de caso apresentados nos capítulos precedentes e uma contribuição ao debate sobre a evolução pedogeomorfológica do Distrito Federal.

Inicialmente, é apresentada uma síntese dos principais fatos e interpretações levantados nos capítulos precedentes. São apresentados os condicionamentos lito-estrutural, geomorfológico e climático, que propiciaram a formação dos rególitos lateríticos na região. Finalmente, é apresentado um modelo de evolução dos rególitos lateríticos no Distrito Federal.

VIII.2 FATOS E INTERPRETAÇÕES

O primeiro fato que chama a atenção é a grande espessura dos rególitos, que pode alcançar centenas de metros. Os horizontes de saprólito constituem 90% ou mais do volume dos rególitos, sendo as couraças lateríticas estão restritas às bordas das Chapadas Elevadas e ocorrem extensivamente nas Chapadas Baixas. Esses fatos indicam que a evolução do saprólito está relacionada com um importante rebaixamento do nível de base regional ao longo da evolução dos rególitos.

Nas Chapadas Elevadas, os horizontes são organizados da seguinte forma, da base para o topo: saprólito, carapaça, linha de pedras e *solum*. O contato entre o saprólito e a couraça acompanha a organização das dobras reliquias sobre os metarritmitos. As estruturas da rocha são preservadas nos anticlinais, enquanto que estruturas pedogenéticas (carapaça) são desenvolvidas nos sinclinais. O horizonte ferruginoso está representado apenas pela carapaça. A ausência de couraças indica que o rególito laterítico é truncado ou reduzido. O horizonte de *solum* e a linha de pedras são interpretadas como produto extremo de degradação de couraça antiga, a partir do Mioceno. A eliminação do Fe, a estabilização da goethita e as elevadas concentrações de gibbsita são interpretadas como o produto da degradação em condições climáticas úmidas e quentes e elevada atividade biológica.

As bordas das Chapadas Elevadas, nos limites externos do Domo de Brasília, apresentam uma organização lateral das fácies lateríticas, mais desidratadas à montante e mais hidratadas à jusante. O compartimento Bordas de Chapada é representado por uma rampa longa, que limita a chapada das escarpas. A declividade mergulhando no mesmo sentido do acamamento das rochas, indica que o processo de intemperismo diferencial foi o responsável pela formação dessas bordas. A couraça maciça é considerada como uma fácies residual de acumulação de hematita, em uma etapa mais antiga do rególito laterítico, entre o Eoceno e Mioceno Inferior. As outras fácies são produto de degradação superficial e subcutânea da couraça maciça. O recuo das bordas de chapada estão associadas à evolução de degradação da couraça, a partir do Mioceno.

As bordas das Chapadas Elevadas, nos limites internos do Domo de Brasília, no interior da Depressão do Paranoá mostram níveis de couraças ferruginosas e calhas preenchidas por sedimentos pedogenizados. O modelo de formação das calhas é baseado no rebaixamento regional do nível de base, sob clima seco, que levou a dissecação por erosão linear nas vertentes da Depressão (Plioceno). Em eventos pluviométricos torrenciais, as calhas foram preenchidas por material do topo do rególito. Posteriormente esses sedimentos foram pedogenizados e, atualmente, estão em equilíbrio com as condições climáticas.

As Chapadas Baixas, desniveladas das Chapadas Elevadas em torno de 200 m, mostram uma organização vertical das fácies lateríticas, onde observa-se um predomínio de fácies nodulares, geradas por degradação de couraças maciças em condições hidratadas. Essas características indicam que o rególito laterítico, formado entre o Paleoceno e Mioceno Inferior, foi truncado durante evento de soerguimento regional em condições mais secas, durante o Mioceno. A couraça maciça está associada à formação do rególito laterítico (Terciário Inferior a Médio). As couraças nodulares formaram-se a partir do Mioceno Médio. O saprólito fino tem 60 m de espessura, enquanto que o saprólito grosso alcança 40 m de espessura. A grande espessura do saprólito grosso indica que houve um importante evento de rebaixamento do nível de base regional (Plioceno).

Todos os fatos indicam que os rególitos lateríticos da região desenvolveram-se entre o Paleoceno e Mioceno Inferior. A partir de evento de soerguimento, durante o Mioceno, e sob clima mais seco, os topos dos rególitos foram denudados, aflorando as couraças. A retomada de clima mais úmido, a partir do Mioceno Médio, iniciou o processo de transformação das couraças e formação de fácies equilibradas com minerais mais hidratados. As mudanças progressivas do nível de base produziram um espessamento do saprólito.

VIII.3 MODELO DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A evolução geomorfológica da região pode ser interpretada a partir dos estudos realizados e dos modelos existentes na literatura. A Figura VIII.1 representa a proposta desta Tese de modelo de evolução dos rególitos lateríticos no Distrito Federal.

Os dados obtidos mostram que a geomorfologia da região tem um importante controle lito-estrutural. Na escala regional, as megaestruturas geológicas estão associadas a um padrão de amplas dobras que formam domos e bacias estruturais. Essas estruturas mostram uma importante assimetria, que se reflete no relevo, o acamamento das rochas tendem a ser mais suaves nos flancos W dos domos e E das bacias estruturais, condicionando a preservação dos relevos residuais aplainados. O exemplo do Domo de Brasília é o mais significativo, as chapadas são mais extensas no flanco W e mais estreitas no flanco E. O intemperismo diferencial sobre camadas organizadas horizontalmente, ou próxima da horizontal, tende a preservar mais da ação dos processos denudacionais, do que sobre camadas inclinadas tendem a ser denudadas mais rapidamente.

As principais feições do relevo acompanham esse controle estrutural, ou seja, as porções mais elevadas estão associadas aos domos e as bacias hidrográficas estão associadas às bacias estruturais. A Depressão do Paranoá é a única porção onde se observa uma inversão do relevo em escala regional. O núcleo do Domo de Brasília foi denudado, formando a Depressão.

Além do controle estrutural, a composição das rochas também é um fator fundamental. As Chapadas Elevadas estão controladas por nível de quartzito, que separa esse compartimento das Bordas de Chapada, sobre metarritmitos. Neste contexto, as couraças também são importantes estratificadores da paisagem, limitando as Bordas de Chapada com as Escarpas. Esses níveis são os mais resistentes ao intemperismo em relação aos materiais de *solum* e saprólito, formando limites importantes de rupturas de declive.

No contexto das Chapadas Baixas, o nível de couraças é um importante estratificador da paisagem. Os relevos residuais das superfícies de aplainamento, associadas a esse nível de couraças, mostra uma passagem brusca entre as superfícies planas de topo para a escarpas de elevada declividade. O saprólito, abaixo do nível de couraça, formado a partir de filitos, apresenta um elevado grau de isotropia, enquanto que a couraça constitui o material mais resistente ao intemperismo, condicionando o relevo típico dessa porção. As vertentes dissecadas ocorrem sobre saprólito argiloso, bastante impermeável à infiltração da água, condicionando uma densidade elevada de canais de drenagem.

O controle lito-estrutural é evidente por causa da extensiva degradação das superfícies de aplainamento, aflorando as porções mais profundas dos rególitos, i.e. saprólitos, que apresentam características físicas dependentes da rocha-mãe e controlam os processo denudacionais produzidos pelo intemperismo diferencial. As superfícies de aplainamento ocorrem como resíduos de extensão reduzida.

A história geomorfológica da região está diretamente relacionada com a evolução das superfícies de aplainamento. A bibliografia afirma que a superfície mais antiga da região formou-se durante o ciclo Sulamericano, entre o Cretáceo Superior e Mioceno Inferior (Braun 1971).

A maioria dos autores (vide capítulo II) afirma que a pediplanação foi o processo responsável pela formação da superfície Sulamericana. No entanto, as condições climáticas vigentes, durante o período de formação desta superfície, eram úmidas e quentes (Frakes 1979). A pediplanação exige condições de clima árido ou semi-árido para a sua formação.

A etchiplanação, por outro lado, exige períodos úmidos e quentes para a formação de rególito, intercalados por períodos de soergimento e/ou de clima seco, que denudam parcial ou totalmente o rególito produzido na etapa anterior, aflorando níveis do rególito, ou mesmo a superfície basal de intemperismo. Pode-se afirmar que o processo de etchiplanação é a melhor alternativa teórica para explicar a evolução da superfície Sulamericana.

O modelo de etchiplanação, também, tem fortes evidências nos estudos de geologia dos rególitos lateríticos. Esses estudos mostram, utilizando outra terminologia, os mesmos processos de evolução pedogeomorfológica.

Conforme os estudos existentes, o ciclo Sulamericano iniciou a partir de uma superfície plana formada durante o ciclo Pós-Gondwano. Este último ciclo é caracterizado por um importante soerguimento dos continentes, que provocou uma dissecação da superfície plana e o rebaixamento do nível de base regional. Na região estudada, essa superfície inicial já acompanhava a morfologia das megae estruturas descritas, ou seja, apresentava um relevo mais positivo sobre os domos estruturais, sendo que nas bacias estruturais a superfície era mais rebaixada.

Dessa forma, o nível de base regional, no início do ciclo Sulamericano, era relativamente profundo, em relação às porções mais de topo da superfície aplainada no ciclo anterior. A mudança climática para condições mais úmidas e a manutenção de temperatura elevada, na transição Cretáceo-Terciário, iniciou um processo de intemperismo químico intenso. A manutenção dessas condições climáticas e a estabilidade tectônica até o final do ciclo Sulamericano possibilitou o desenvolvimento de rególito laterítico bastante evoluído. Até o Mioceno Inferior, a morfologia da superfície original foi pouco modificada.

O desenvolvimento do rególito laterítico promoveu a formação de zona de depressão hídrica nas porções medianas dos rególitos, que possibilitaram a acumulação de hematita, gerando a couraça maciça.

Durante o Mioceno Inferior, uma nova reativação tectônica, associada a clima mais seco, finalizou o ciclo Sulamericano e provocou um importante processo de denudação do topo do rególito laterítico até o nível da couraça maciça. A superfície foi remodelada por dissecação e o nível de base foi rebaixado. Pode-se concluir que a superfície Sulamericana, pelo menos na região estudada, pode ser classificada como um etchiplano dissecado (vide Fig. I.8), conforme classificação de Thomas (1974).

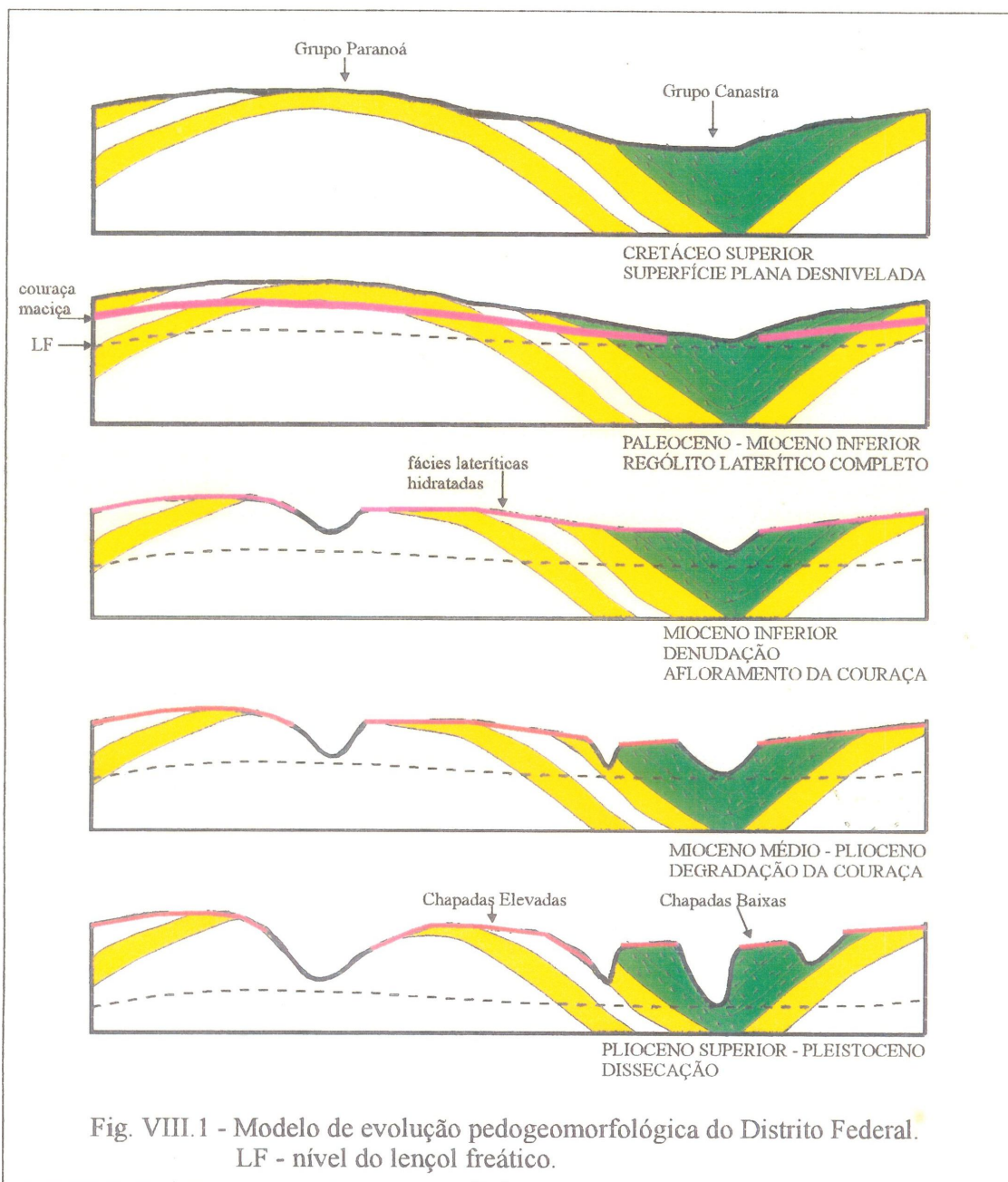
A partir do Mioceno Médio, com a retomada de condições climáticas mais úmidas e quentes, a couraça maciça começou a ser degradada progressivamente, formando fácies de couraças e *solum* com assembléias minerais hidratadas, goethita e gibbsita. Pode-se considerar que a principal etapa de formação dos Latossolos sobre as chapadas, desenvolveu-se durante este período. A proposta desse período está relacionada com a necessidade de um tempo relativamente longo para a desestabilização da couraça hematítica e a formação de fácies de degradação em condições hidratadas. O saprólito fino também evoluiu, tornando-se mais espesso.

A partir do Plioceno Superior, outra reativação tectônica, associada a clima seco, provocou um aprofundamento do nível de base e um novo processo de denudação, reduzindo mais ainda a extensão dos resíduos de aplainamento, por regressão erosiva de suas escarpas. Este evento foi responsável pela geração de calhas nas vertentes da Depressão do Paranoá, preenchidas por sedimentos provenientes da cobertura pedogenética.

Após esse evento, o clima tornou-se oscilante, entre semi-úmido e seco, em função dos ciclos de glaciação. A formação de espesso saprólito grosso, como o observado na seqüência Capão da Onça (40 m), deve estar associada ao intemperismo posterior à reativação tectônica Pliocênica. Considerando essa hipótese, o rebaixamento do nível de base deve ser da mesma ordem da espessura do saprólito grosso, ou seja, 40 m.

O modelo de etchiplanação proposto por Novaes Pinto (1994) indica a formação de dois etchiplanos, o mais antigo desenvolvido sobre quartzitos, durante o Paleógeno, e o mais novo sobre metarrilitos, durante o Neógeno. Essa proposta é inviável, conforme os estudos realizados, uma vez que as denudações produzidas durante estes dois períodos não chegaram em níveis mais profundos que a couraça nos resíduos da superfície de aplainamento. Além disso, segundo a proposta apresentada aqui, formou-se apenas um etchiplano, durante o Mioceno Inferior. O evento associado ao Plioceno apenas

remodelou a superfície residual, sem afetar, pelo menos de forma expressiva, a cobertura pedogenética sobre as couças, formada entre o Mioceno e o Plioceno. Produziu, conforme colocado acima, calhas entulhadas por sedimentos, que foram posteriormente pedogenizados, em equilíbrio com as condições climáticas atuais.



CAPÍTULO IX – CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

As conclusões da Tese são as seguintes:

- As Chapadas Elevadas apresentam horizontes de carapaça ferruginosa, de linha de pedras e de *solum*, sobre saprólitos de metarritmitos e quartzitos. Os horizontes de linha de pedras e de *solum* são produtos de degradação de couraças ferruginosas em condições hidratadas. A carapaça constitui a base do horizonte ferruginoso do rególito laterítico que foi truncado.;
- Nas bordas das Chapadas Elevadas, as couraças mostram uma organização lateral de fácies, formadas por degradação de couraças maciças antigas. As fácies nodular, brechóide, pisoidal, vermiforme e colunar, além do *solum* formam os produtos de degradação em condições hidratadas e elevada atividade biológica. As couraças maciças ocorrem como resíduos e são consideradas fácies de acumulação em condições desidratadas;
- Nas Chapadas Baixas, as crostas lateríticas apresentam organização vertical, desenvolvidas sobre saprólitos de filitos. As couraças nodular e colunar, além do *solum* formam produtos de degradação de couraças maciças antigas;
- No interior da Depressão do Paranoá, as bordas de chapada apresentam calhas de orientação NS, que foram preenchidas por sedimentos espessos (decamétricos). Essas calhas ocorrem de forma localizada e cortam níveis de couraças e saprólitos. A formação das calhas e dos sedimentos são consideradas produtos de condições climáticas secas;
- O modelo de evolução proposto apresenta as seguintes etapas:
 1. **Formação de superfícies desniveladas** (superfície Pós-Gondwana, Cretáceo Médio a Superior) – Processos de denudação física diferencial em clima árido associados à soerguimento regional. Formação de superfície com baixa declividade e parcialmente dissecada. Condicionamento lito-estrutural atuante. Domos estruturais em posições mais elevadas e bacias estruturais em posições mais baixas. Materiais derivados de quartzitos e metarritmitos preservados em posições mais elevadas. Materiais derivados de ardósias e filitos posicionados em elevações menores.
 2. **Geração de rególitos lateríticos completos** (superfície Sulamericana, Paleoceno a Mioceno Inferior) – Processos de intemperismo químico em condições úmidas e quentes. Diferenciação de rególitos lateríticos completos abaixo da superfície desnivelada inicial. Formação de couraça maciça por acumulação de hematita nas porções medianas dos rególitos, entre o saprólito e o *solum*, pelo mecanismo de depressão hídrica.

3. **Denudação dos rególitos lateríticos (Mioceno Inferior)** – Soerguimento e mudança para condições climáticas mais secas. Processos de intemperismo físico diferencial. Aprofundamento do nível de base e dissecação da superfície Sulamericana. Nos resíduos dessa superfície, denudação do topo dos rególitos, aflorando os níveis de couraças.
4. **Formação de novo conjunto de fácies lateríticas (Mioceno Médio a Plioceno)** – Processos de intemperismo químico em condições climáticas úmidas e quentes. Aprofundamento do saprólito. Degradação das couraças maciças no interior das chapadas em condições hidratadas e elevada atividade biológica, formando couraças de diversos tipos morfológico e *solum*. Processos de dissolução de minerais mais desidratados, hematita e caulinita, e cristalização de minerais mais hidratados, goethita e gibbsita.
5. **Dissecação das superfícies residuais e sedimentação (Plioceno Superior)** – Soerguimento e mudanças para condições climáticas secas. Processos de intemperismo físico diferencial. Dissecação das superfícies residuais. Formação de calhas por erosão linear. Sedimentação no interior das calhas em eventos pluviométricos torrenciais.
6. **Alternâncias de domínio entre processos erosivos e pedogenéticos (Quaternário)** – Várias oscilações climáticas curtas, entre seco e úmido. Durante os ciclos secos, maior atividade erosiva e aumento do recuo das vertentes de maior declividade. Durante os ciclos úmidos, maior atividade química e pedogênese. Aprofundamento do saprólito grosso. Atualmente, as seqüências de solos estão em equilíbrio com as condições climáticas.

Os temas sugeridos para trabalhos futuros são as seguintes:

- Análise da composição das rochas-mães e determinação de balanços geoquímicos de intemperismo;
- Análise comparativa entre os perfis de intemperismo sobre a Chapada da Contagem, mais dissecada e sobre a Chapada do Pípiripau, mais preservada;
- Análise comparativa entre os perfis de intemperismo das vertentes W do Domo de Brasília, mais amplas, com as vertentes E, mais estreitas;
- Mapeamento do saprólito fino e grosso;
- Datação dos sedimentos que preenchem as calhas;
- Análise de evidências de neotectônica na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER A.N. (1962) Revisão do conhecimento sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. *Bol. Univ. Parana, Geog. Física*, 2.
- AB'SABER, A.N. (1965) *Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro*, Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 197 p., inédito.
- AB'SABER A.N. (1977) Os domínios morfoclimáticos na América do Sul; primeira aproximação, *Geomorfologia*, São Paulo, (52):17-28.
- ALEVA G.J.J. (1972) Bauxitic and other duricrusts in Suriname: a review, *Geol. Mij.*, 58:321-336.
- ALEVA G.J.J. (1983) On weathering and denudation of humid tropical interfluves and their tripplé planation surfaces. *Geol. Mijbouw*, 62:383-388.
- ALEVA G.J.J. (1986) Classification of laterites and their textures, in: P.K. Banerji (ed.), *Lateritisation Processes*, *Geol. Surv. India*, Memoirs, 120:8-28.
- ALMEIDA F.F.M. & HASUI Y. (1984) O Pré-Cambriano do Brasil, Ed. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, 501 p.
- AMBROSI J.P., NAHON D. & HERBILLON A.J. (1986) The epigenetic replacement of kaolinite by hematite in laterite - petrographic evidence and mechanisms involved. *Geoderma*, 37:283-294.
- ANAND R.R. & BUTT C.R.M. (1988) The terminology and classification of the deeply weathered regolith, *Discussion paper, CSIRO, Austrália, Division of Exploration Geoscience*, Perth, inédito, 29 p.
- ASSAD R. & BEISIEGEL V.R. (1978) Depósito de bauxita da Serra dos Carajás. *Anais XXX Cong. Bras. Geol.*, Recife, 4:1385-1391.
- BAECKER M.L. (1983) *A mineralização de Nb do solo laterítico residual e a petrografia das rochas ultraáficas-alcalinas do domo de Catalão I, GO*. UnB-IG, Dissertação de Mestrado, 117 p.
- BALKAY B. & BÁRDOSSY G. (1967) Étude des processus élémentaires de la latéritisation sur laterites guinéennes. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 97 (1):91-110.
- BARDEN L., MCGOWN A. & COLLINS K. (1973) The collapse mechanism in the partly saturated soil, *Engineering Geology*, 7:49-60.
- BÁRDOSSY G & ALEVA G.J.J. (1990) *Lateritic Bauxites*, Elsevier, Amsterdam, Developments in Economic Geology, vol. 27, 624 p.
- BÁRDOSSY G. (1981) The classification of the residual rocks in the context in the general rock classification. I.G.C.P. 129, Lateritisation Processes. *Geol. Surv. India, Newsletter*, II, 37-38.
- BÁRDOSSY G. (1983) A comparison of the main lateritic bauxite regions of our globe. In: A.J. Melfi & A. Carvalho (eds.), *Proc. 2nd Int. Seminar on Lateritisation Processes*, São Paulo, p. 15-51.
- BARNISHEL & BERTSCH (1989) Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite. In: J.B. Dixon & S.B. Weed (coords.), *Minerals in Soil Environments*, 2nd. Ed., Soil Sci. Soc. Am. Book Series, no. 1, cap. 15, p. 729-788.
- BAUER M. (1898) Beiträge zur Geologie der Seychellen, insbesondere des Laterits. *Neues Jb. Miner.*, 2:163-219.
- BEAUVAIS A. (1991) *Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du centrafricain. Morphologie, pétrologie et géochimie*, These Univ. Poitiers, 315 p.

- BELCHER J. (1954) *O relatório técnico sobre a nova capital - Relatório Belcher*, reedição CODEPLAN 1984, Brasília, 316 p.
- BELINGA S.M. (1971) Étude géochimique des eaux de circulation recueillis dans la zone des plateaux bauxitiques du secteur Haléo: Martap-Minim (Adamaoua), Cameroun. *Ann. Fac. Sci.*, **5**:33-37.
- BERTHIER P. (1821) Analyse de l'alumine hydratée. *Ann des Mines*, **6**:531-534.
- BERTRAN, P. (1994) *História da terra e do Homem no Planalto Central - Eco-História do Distrito Federal, do indígena ao colonizador*, Solo Editores, Brasília, DF, 314 p.
- BESOAIN (1985) Mineralogía de arcillas de suelos. Instituto Interamericano de Cooperacion para la Agricultura – IICA, San José, Costa Rica, *Serie de Libros y Materiales Educativos*, no. **60**, 1205 p.
- BLANCO S.B. (1995) *Aspectos de geologia de engenharia da escavação do Metrô de Brasília - Trecho Asa Sul*, Dissertação de Mestrado em Geotecnia, Universidade de Brasília, 92 p., inédito.
- BOCQUIER G., MULLER J.P. & BOULANGÉ B. (1984) Les latérites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur differenciation, in: Livre jubilaire du cinquantenaire du cinquantenaire 1934-1984, *Assoc. Franç. pour l'Étude du Sol*, Paris, 123-138.
- BORGGGAARD O. K (1984) Comparison of EDTA and oxalate as extractants for amorphous iron oxides in soil. *Acta Agric. Scand.*, **34**:244-248.
- BOULANGÉ B. (1984) Les formations bauxitiques de Côte d'Ivoire, *Travaux et Documents d'ORSTOM*, Paris, **175**, 341 p.
- BOULANGÉ B., SIGOLO J.B. & DELVIGNE J. (1987) Petrologia das concentrações relativas e absolutas em perfis de alteração laterítica: exemplos de enriquecimento supérgeno de ferro e alumínio, *Bol. IG-USP, Série Cient.*, **18**:1-10.
- BOULET R., LUCAS Y., FRITSCH E. & PAQUET H. (1997) Géochimie des paysages tropicaux: le rôle des couvertures pédologiques. Coll. Sédimentologie et Géochimie de Surfaces à la mémoire de George Millot, ORSTOM, p. 55-76.
- BRAUN O.P.G. (1971) Contribuição à geomorfologia do Brasil Central, *Rev. Bras. Geogr.*, **32(3)**:3-39.
- BREWER R. (1976) *Fabric and mineral analysis of soils*. 2ª. edição. John Wiley & Sons, New York, **p.**
- BRINKMAN R. (1970) Ferrollysis, a hydromorphic soil process. *Geoderma*, **3**:199-206.
- BRONEVOI V.A. ZHILBERMINC A.V. & TENIAKOV V.A. (1985) Average chemical composition of bauxites and their evolution in time, [em russo], *Geokhimiya*, **4**:435-446.
- BUCHANAN F. (1807) A journey from Madras through the countries of Mysore, Canara and Malabar, *East India Co.*, Londres, **2**:436-461.
- BÜDEL J. (1957) Die Doppelten Einebnungsflächen in den Western Australia, *Zeitsch. für Geomorph.*, **1**:20-208.
- BÜDEL J. (1986) *Climatic Geomorphology*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 2a. ed., 470 p.
- BULLOCK T.; FEDOROFF N.; JONGERIUS A.; STOOPS G. TURSINA T. & BABEL U. (1985) *Handbook for Soil thin Section Description*. Wayne Research Publications.
- BUSACCA A.J. (1986) Ultrasonic dispersion pretreatment. In: M.J. Singer & Janitzky (eds.), Field and laboratory procedures used in a soil chronosequence study. *U.S. Geol. Survey Bull.*, **1648**, p.9-11.
- BUTTY D.L. & CHAPALLAZ C.A. (1984) Bauxite genesis. In: L. Jacob Jr. (ed.), Bauxite Symposium, Los Angeles, p. 111-1151.
- CAMAPUM DE CARVALHO J.; GUIMARÃES R.C.; CARDOSO F.B.F.; PEREIRA J.H.F. (1996) Proposta de uma nova terminologia para ensaios de sedimentação. In: *Reunião Anual de Pavimentação*, 30, v.2, p.521-531, Salvador.

- CAMARGO M.N., KLAMT E. & KAUFMANN J.H. (1987) Classificação de solos usada em levantamentos pedológicos no Brasil, *Bol. Inf. Soc. Bras. Cie. Solos*, Campinas, **12(1)**: 11-33.
- CARDOSO F.B.F. (1995) *Análise Química, Mineralógica e Micromorfológica de Solos Tropicais Colapsáveis e o Estudo da Dinâmica do Colapso*. Dissertação de Mestrado, Engenharia Civil, UnB, Brasília.
- CARDOSO F.B.F.; MARTINS E.S.; CAMAPUM DE CARVALHO J. (1995) Micromorphological evolution of collapse in deeply weathered tropical soils. In: *Congresso Panamericano de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações*, 10, v.1, p.57-65, Guadalajara.
- CARDOSO F.B.F.; MARTINS E.S.; CAMAPUM DE CARVALHO J. (1996) Proposta de terminologia micromorfológica aplicada à mecânica dos solos tropicais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia*, 8, v.1, p.311-322, Rio de Janeiro.
- CARNEIRO P.J.R. (1984) *Modelo de interpretação de imagens de sensores remotos aplicados ao planejamento regional e urbano; Brasília como área teste*, Dissertação de Mestrado em Geologia de Engenharia, Universidade Nova de Lisboa, 132 p., inédito.
- CARVALHO A. & BOULANGÉ B. (1997) Conclusion, in: A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melfi & Y. Lucas (eds.), *Brazilian Bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, p. 309-319.
- CARVALHO I.G. (1995) Fundamentos da geoquímica dos processos exógenos. Bureau Gráfica e Editora, Salvador, 239 p.
- CARVALHO, J.B. (1991) *Ouro na cobertura laterítica do Grupo Cuiabá: caso da Fazenda Rosalina, Nossa Senhora do Livramento, MT*, Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 137 p., inédito.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1984) O significado das cascalheiras nas regiões quentes e úmidas, *Not. Geom.*, **8**:42-49.
- CHUCKHROV F.V. (1981) On transformation of iron oxides by chemogenic eluvium in tropical and subtropical regions, in: *Proc. Int. Seminar on Lateritization Processes*, 1979, Trivandrum, India, Oxford & IBH Publ. Co. New Delhi (também Balkema, Rotterdam), p. 11-14.
- CLAISSE G. (1972) Étude sur la solubilisation du quartz en voie d'altération. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. X, no. 2, p. 97-122.
- CLINE M.G. & BUOL S.W. (1973) Soils of the Central Plateau of Brazil and extension of results of field research conducted near Planaltina, Federal District, *Agronomy Mimeo*, 73:13, Cornell University.
- CODEPLAN (1984). *Atlas do Distrito Federal*, GDF, Brasília.
- COEY J.M.D., FABRIS J.D. & RESENDE M. (1991) ⁵⁷Fe Mössbauer studies of oxisols. *Hyperfine Interact.*, **66**:51-61.
- COSTA JR. C.N. (1997) *Caracterização mineralógica dos diferentes tipos de minérios e concentrados de flotação da mina Morro do Ouro, Paracatu, MG*. IG-UnB, Dissertação de Mestrado, 289 p.
- COSTA M.L. (1984) *Os lateritos: Seus aspectos geológicos, mineralógicos, geoquímicos e genéticos*. Texto Datilografado, Curso de Pós-graduação em Geociências, UFPa, 190 p., inédito.
- COSTA M.L. (1991) Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Bras. Geol.*, **21(2)**:146-160.
- COSTA, M.L. (1993) Propostas para sistematização do estudo de lateritos, *IV Cong. Bras. Geoq.*, Brasília, volume de resumos expandidos, 195-197.
- CURI N. (1983) *Lithosequence and Toposequence of Oxisols from Goiás and Minas Gerais States, Brazil* Purdue University: Ph. D. thesis.
- DARDENNE, M.A. (1978) Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central, in: *Anais Cong. Bras. Geol.*, 30, v.2, p. 597-610.
- DELVIGNE J. (1988) *Apostila do Curso de Micromorfologia*. (em português). USP, São Paulo, 225 p.

- DIDIER P., NAHON D., FRITZ B. & TARDY Y. (1983) Activity of water as a geochemical controlling factor in ferricretes. A thermodynamic model in the system: kaolinite, Fe-Al oxihydroxides, *Sci. Géol. Mem. Strasbourg*, **71**:35-44.
- DOSSIN, I.A. (1983) *Geologia, gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na borda ocidental da Serra do Cipó, MG*, Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 227 p., inédito.
- DURY G.H. (1969) Rational descriptive classification of duricrusts, *Earth Sci. J.*, **3**:77-86.
- EITEN G. (1994) Vegetação, in: M.Novaes Pinto (org.), *Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectivas*, Editora da Universidade de Brasília, Brasília, **cap. 1**, p. 17-74.
- EMBRAPA (1978) Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal, *Boletim Técnico*, **no. 53**, SNLCS, Rio de Janeiro, 455 p.
- ERHARDT H. (1951) Sur l'importance des phenomenes biologiques dans la formation des cuirasses. *Compte Rendus Hebdomadaires de Seances de l'Academie de Sciences*, 233(15):804-806.
- ESCHENBRENNER (1988) *Les glébules des sols de Côte-d'Ivoire*. Thèse Univ. Bourgogne, Dijon, 1:489 p., 2:282 p.
- FARIA A. (1995) *Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança - Alto Paraíso de Goiás*, Tese de Doutorado em Geologia, Universidade de Brasília, 201 p., inédito.
- FELFILI J.M. , FILGUEIRAS T.S. , HARIDASAN M, SILVA JR. M.C., MENDONÇA R.& RESENDE A.V. (1994) Projeto biogeografia do bioma cerrado: vegetação e solos. Cadernos de Geociências do IBGE, 12:75-166.
- FERMOR L.L. (1911) What is laterite? *Geol. Mag.*, **8**:454-462, 507-516, 559-566.
- FERREIRA J. (1994) *Estudo de minerais de solos do Distrito Federal por difratometria de raios -X*, Relatório de Bolsa de Iniciação Científica, 23 p., inédito.
- FITZPATRICK E.A. (1983) *Soils, their Formation, Classification and Distribution*, Longman, 2a. ed., 353 p.
- FOUILLAC C., MICHARD G. & BOCQUIER G. (1977) Simulation des profiles d'altération, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**:207-213.
- FRAKES L.A. (1979) *Climates through geological times*. Elsevier Publ. Co., 310 p.
- FREITAS-SILVA & CAMPOS (1993) Geologia do Parque Nacional de Brasília, escala 1:25.000. Relatório Final, IG-UnB, 57 p., inédito.
- FREITAS-SILVA F.H. & DARDENNE M.A. (1978) Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: *Anais 4o Simp. Geol. Centro-Oeste*, Brasília, SBG-DF/CO, p. 164-165.
- FREITAS-SILVA F.H. (1993) *Enquadramento litoestratigráfico e estrutural do depósito de ouro do Morro do Ouro, Paracatu, MG*, Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade de Brasília, 151 p., inédita.
- FRITZ & TARDY (1976) Prediction of mineralogical sequences in tropical soils by theoretical dissolution model. In: Proc. 1th Int. Cong. on Water-Rock Interaction, Praga, p. 409-416.
- FRITZ B. & TARDY Y. (1973) Étde thermodynamique et simulation du système gibbsite, quartz, kaolinite et gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites, *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, **26**:339-367.
- GARDNER L.R. (1970) A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite, *Am. Mineral.*, **55**:1380-1389.
- GARRELS R.M. & CHRIST C. L (1965) *Solutions, minerals and equilibria*. Harper and Row, New York, 450 pp.

- GAVIRIA S. (1993) *Evolution minéralogique et géochimique du fer et de l'aluminium dans les sols ferrallitiques hydromorphes des Llanos Orientales de Colombie. Les états précoces du cuirassement.* Universidade de Nancy, França, Tese de Doutorado, 216 p, inédito.
- GAVIRIA S. & FAIVRE P. (1996) Efecto de la actividad biológica sobre el ciclo de elementos mayores en suelos de los Llanos Orientales de Colombia. in: *Seminario Internacional de Geoquímica Ambiental*, Cartagena, Colombia.
- GIDIGASU M.D. (1976) *Laterite. Soil engineering, pedogenesis and engineering principles*, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 570 p.
- GIESE R.F. (1990) Introduction. In: J.W. Stucki & D.L. Bish (eds.), *Thermal analysis in clay science*, CMS Workshop Lectures, vol 3, The Clay Minerals Society, Boulder, p. 1-7.
- GOLDICH S.S. (1938) A study in rock weathering, *J. Geol.*, **46**:17-58.
- GROSHONG Jr. R.H. (1988) Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**:1329-1360.
- GUIMARÃES E.M. (1978) *Os depósitos de manganês de São João da Aliança, GO*, Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 157 p., inédito.
- GUIMARÃES G. (1993) Projeto CAESB – CC 1874.350, Furo 4BZ-01-DF, Brazlândia, DF. Relatório Final, Convênio CAESB/CPRM, 44 p.
- GUIMARÃES, E.M. (1978) *Os depósitos de manganês de São João da Aliança, GO*, Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 157 p., inédito.
- HARDEN J. (1986) Field methods. In: M.J. Singer & P. Janitzky (eds.), *Field and laboratory procedures used in a soil chronosequence study*, *U.S. Geol. Survey Bull.*, **1648**, p. 3-8.
- HARRASSOWITZ H. (1926) Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. *Fortschr. Geol. Paläont.*, **14**:253-566.
- HIDROGEO (1990) *Estudo de Impacto Ambiental do Setor Habitacional Taquari - SHIQ*, Companhia Imobiliária de Brasília, Terracap, Brasília, 430 p.
- HOUSTON S.L., HOUSTON W.N. & PADOLA D.J. (1988) prediction of field collapse of soils due to wetting, *J. Geoth. Eng.*, **114(1)**:40-58.
- IBGE (1977) *Geografia do Brasil, região Centro-Oeste*, SEC/SEDG, Rio de Janeiro, **vol. 4**, p.310.
- JACKSON M.L. (1975) *Soil chemical analysis - Advanced Course*. Publicado pelo autor, Madison, Wisconsin, 375 p.
- JEPSEN K. & SCHELLMANN W. (1974) Über den Stoffbestand und die Bildungsbedingungen der Bauxitlagerstätte Weipa, Australien. *Geol. Jahrb.*, **D. 7**:19-106.
- KAMPF N. & SCHWERTMANN U. (1982) The 5M NaOH concentration treatment for iron oxides in soils, *Clays Clay Miner.*, **30**:401-408.
- KIEHL, E.J. (1979) *Manual de edafologia - relações solo/planta*. Ed. Agron. Ceres, São Paulo, 264 p.
- KING L.C. (1956) A geomorfologia do Brasil Central, *Rev. Bras. Geogr.*, **18(02)**:147-265.
- KING L.C. (1976) Planation remnants upon high lands. *Z.f. Geomorph. N.F.*, **20(02)**:138-148.
- KRONBERG B.I., FYFE W.S., LEONARDOS O.H. & SANTOS A.M. (1979) The chemistry of some brazilian soils: element mobility during intense weathering, *Chem. Geol.*, **24**:211-229.
- KUBIENA W.L. *Micropedology*. Collegiate Press Incorporations. Iowa, 1938.
- LECOMTE P. (1988) Stone line profiles: importance in geochemical exploration. *J. Geochem. Explor.*, **30**:35-61.
- LEMONS (1982)
- LENEUF N. & AUBERT G. (1960) Essai d'évaluation de la vitesse de ferrallitisation. *Proc. 7th Int. Congr. Soil Sci.*, Madison, **4**:225-228.

- LEPRUN J.C. (1979) Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche - Genèse, transformation, dégradation, *Sci. Géol Mém.*, 222 p.
- LEVY G. & TOUTAIN F. (1979) Altération et phénomènes d'oxydoréduction dans le sol, in: Duchaufour and Sonchiev, *Pédologie*, Masson, Paris, 2:313-323.
- LINTON D. (1964) The origin of pennine tors. An essay on analysis. *Z.f. Geomorph.*, 8:5-24.
- LIPPMANN F. (1984) The thermodynamic status of clay minerals, in: *Developments in Sedimentology*, 35, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 475-485.
- LOVELOCK (1988)
- MACEDO J. & BRYANT R.B. (1987) Preferential microbial reduction of hematite over goethite in brazilian Oxisol, *Soil Sci. Soc. Am. Journal*, 53(04): 1114-1118.
- MACEDO J. (1986) *Morphology, mineralogy and genesis of a hydrosequence of Oxisols in Brazil*, Msc. Dissertation, Cornell University, Ithaca, New york, 73 p.
- MACKENZIE R.C. (1982) Thermoanalytical methods in clay studies. In: J. Fripiat (ed.), Advanced techniques for clay mineral analysis, *Development in Sedimentology*, 34, p. 5-29.
- MAIGNIEN R. (1966) Review of research on laterites, *UNESCO, Natural Resources Research IV*, Paris, 148 p.
- MANN (1983) Hydrogeochemistry and weathering on the Yilgarn Block, Western Australia. Ferrous and heavy metals in continental brines. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47:181-190.
- MANN A.W. (1984) Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. *Econ. Geol.*, 79:38-49.
- MARINI O.J. & FUCK R.A. (1981) Anais do I Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, SBG, p. 716-745.
- MARINI O.J. FUCK R.A. & DANNI J.C. (1981) A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: *1o. Simp. Sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*. Anais, SBG/BA, p.100-113.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. & DANNI, J.C. (1984) Província Tocantins, setores central e sudeste, in: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coords.), *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, p.205-264.
- MARTINS E.S., CARDOSO F.B.F. & GASPAR J.C. (1994) Dados preliminares da geologia de perfis de intemperismo em cortes do Metrô, Águas Claras, DF, in: *Anais IV Simp. Geol. Centro-Oeste*, resumo expandido, p. 202-205.
- MARTINS, E.S. (1991) *Comportamento mineralógico do ouro em perfis de intemperismo nas regiões de Luziânia-GO e Paracatu-MG*, Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 187 p., inédito.
- MAURITY C. & KOTSCHOUBEY B. (1994) Evolução das feições pseudocársticas na cobertura intempérica do Platô N-1-Serra dos Carajás-PA. In: *Boletim de Resumos, IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém*, SBG-Norte, p.353-355.
- MAZZUCHELLI R.H. (1989) Stone line profiles: importance in geochemical exploration, by P. Lecomte (comments). *J. Geochem. Explor.*, 34:217-220.
- MCFARLANE M.J. (1976) *Laterite and landscape*, Academic Press, Londres, 151 p.
- MCKEAGUE J.A. & DAY J.H. (1966) Dithionite- and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Sci.*, 46:13-22.
- MILLOT G. (1964) *Géologie des argiles*. Masson, 499 p.
- MONIZ A. C. (1996) Revisão de Literatura. Evolução de conceitos no estudo da gênese de solos. *R. bras. Ci. Solo*, 20:349-362.
- MONIZ A.C. (1969) Anais XXI Cong. Bras. Ciência do Solo, p.70-71.

- MORTARI D. & ELY R.G. (1992) Relatório técnico sobre o mapeamento estrutural do Metrô-DF, trecho Águas Claras, entre estacas 720 e 810. Governo do Distrito Federal, Metrô-DF, 31 p.
- NAHON D. (1976) Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. *Mém. Sci. Géol.*, Strasbourg, **44**, 232 p.
- NAHON D. (1991) *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. John Wiley & Sons, New York, 313 p.
- NOGAMI J.S & VILLIBOR D.F. (1981) Uma nova Classificação de solos para a finalidades rodoviárias .Anais do *Simpósio Brasileiro de solos tropicais em Engenharia* , Rio de Janeiro, Vol. 1,p.30-41.
- NOVAES PINTO M & CARNEIRO P.J.R. (1984) Análise preliminar das feições geomorfológicas do Distrito Federal, in: *Anais IV Congresso Brasileiro de Geógrafos*, São Paulo, **2**: 190-213.
- NOVAES PINTO M (1988) Aplainamento nos trópicos - uma revisão conceitual, *Geografia*, **13(26)**: 119-129.
- NOVAES PINTO M. (1986) Superfícies de aplainamento na Bacia do São Bartolomeu, Distrito Federal/Goiás, *Rev. Bras. Geogr.*, **48**:237-257.
- NOVAES PINTO M. (1987) Superfícies de aplainamento do Distrito Federal, *Rev. Bras. Geogr.*, **49**:09-27.
- NOVAES PINTO M. (1994) Caracterização geomorfológica do Distrito Federal, in: M. Novaes Pinto (org.), *Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectivas*, Editora da Universidade de Brasília/SEMATEC, Brasília, **cap. 9**, p. 285-344
- OLIVEIRA V.A. FRAGA A.G.C. MOTTA P.E.F. & CARVALHO FILHO A. (1993) Descrição do perfil 4 (Latosolo Variação Una) da Reserva Ecológica do IBGE, Distrito Federal. Roteiro de Excursão do Cong. Bras. Ciência do Solo, Goiânia, 7 p.
- OLIVEIRA V.A FRAGA A.G.C MOTA P.E.F & CARVALHO A.(1993) Descrição do perfil 4 (Latosolo Variação Una) da Reserva Ecológica do IBGE,Distrito Federal. Roteiro
- OLLIER C.D. (1988) The regolith in Australia. *Earth-Sci. Rev.*, **25**:355-361.
- PASTORE E.L. (1995) Weathering Profiles . Proceedings, X Panamerican Conference in Soil Mechanics and Foundation Engineering. Guadalajara, México, pp. 353-364.
- PAULA N., YAMAMOTO J.K. & TOGNON A.A. (1991) Seções Delgadas de Solos: Método de Impregnação com Resina Plástica Araldite. In: **Boletim do IG-USP**, Publicação especial 9, São Paulo, p. 193-195.
- PEDRO G. & MELFI A.J. (1983) The superficial alteration in tropical region and the lateritisation phenomena, in: A.J. Melfi & A. Carvalho (eds.), *Proc. 2nd Int. Seminar on Lateritisation Processes*, 1982, São Paulo, Brasil, 3-13.
- PEDRO G. (1978) Caractérisation générale des processus de l'alteration hydrolytique. In: G. Pedro (org.), *Seminaire de l'Association Française pour l'étude du sol*, p. 93-105.
- PENTEADO M.M. (1976) Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos geomorfológicos do Planalto de Brasília, *Not. Geom.*, **16**: 39-53.
- PIMENTEL M.M. HEAMAN L. & FUCK R.A. (1993) Idade do metarriolito da sequência Maratá, Grupo Araxá, GO: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *An. Acad. Bras. Ci.*, **64**:19-28.
- PORTO C.G. (1996) Intemperismo em regiões tropicais. In: A.J.T. Guerra & S.B. Cunha (orgs.), *Geomorfologia e Meio Ambiente*, Ed. Bertran Brasil, Rio de Janeiro, 394 p.
- PRITCHARD D.T (1967) Spectrophotometric determination of aluminium in soil extracts with xylenol orange, *Analyst*, 92:103-106.

- RADAMBRASIL (1984) *Levantamentos de recursos naturais, Folha SD. 23 - Brasília*, Ministério de Minas e Energia - Secretaria Geral, **vol. 19**.
- REESMAN A.L. & KELLER W.D. (1968) Aqueous solubility studies of high-alumina and clay minerals, *Am. Mineral.*, **53**:929-942.
- RODRIGUES T.E. (1977) *Mineralogia e gênese de uma seqüência de solos do cerrado do Distrito Federal*, Dissertação de Mestrado, UFRGS, Porto Alegre, 101 p, inédito.
- ROMANO O. & ROSAS J.G.C. (1970) Água subterrânea para fins de abastecimento de água e irrigação no Distrito Federal, in: *Anais XXIV Cong. Bras. Geol*, Brasília, **2**: 313-333.
- RUELLAN A. (1998) Palestra de Abertura do XVI Congresso Internacional de Ciência do Solo, Montpellier, França.
- SALGADO-LABOURIAU, M.L, BARBERI, M., FERRAZ-VICENTINI, K.R. & PARIZZI, M.G. (1997) A dry climatic event during the Late Quaternary of tropical Brazil. *Rev. Palaeob. Palyn.*, 15 p.
- SALGADO-LABOURIAU, M.L. (1997) Late Quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. *J. Quatern. Sci.*, 12, 9 p.
- SCHELLMANN W. (1982) Eine neue Lateritdefinition, *Geol. Jahrb.*, **D58**:31-47.
- SCHELLMANN. W. (1983) A new definition of laterite, *Natural Resources and Development*, **18**:7-21.
- SCHULZE D.G. (1984) The influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit cell dimensions of Al substituted goethites and estimation of Al of them. *Clays Clay Miner.*, **32**:36-44.
- SCHWERTMANN U. & FECHTER H. (1984) The influence of aluminum on iron oxides. XI. Aluminum-sustituted maghemite in soils and its formation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48**:1462-1463.
- SCHWERTMANN U., FITZPATRICK R.W., TAYLOR R.M. & LEWIS D.G. (1979) The influence of aluminum on iron oxides. Preparation and properties of Al-substituted hematites. *Clays Clay Miner.*, **27(2)**:105-112.
- SCHWERTMANN V. (1959) Die Fraktionierte Extraktion der Freien. Eisenoxyde in Boden, ihre Mineralogischen Formen Und-ihre. Entstehungsweisen. S. Pflanzenernähr. *Düng. Bodenk.* 84:194-204.
- SCHWERTMANN V. (1964) Differenzierung der Eisenoxide des Bodens Durch. Extraktion. Mit Ammoniumoxalat-Lösung. Z. Pflanzenernähr. *Düng. Bodenk.* 105:194-102.
- SEGALEN P. (1995) Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. Tome 2, Les sols ferrallitiques: Les facteurs de formation et les sols ferrallitiques en Amérique. Orstom Editions, 169 p.
- SELBY, M.J (1991) Earth's changing surface: an introduction to geomorphology. 1^o edição. Great Britain, oxford University Press, p 522-523.
- SHERMAN G.D. (1952) The titanium content of Hawaiian soils and its significance. *Soil Sci. Proc.*, **16**:15-18.
- SILVA J.E. & RESCK D.V.S. (1993) Ocorrência da "vermiculita cloritizada" em latossolos da região dos cerrados, in: *Anais XXIV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, Goiânia, **1**: 235-236.
- SINGER M.J. & JANITZKY P. (1986) Field and laboratory procedures used in a soil chronosequence study. *U.S. Geol. Survey Bull*, 1648, 49 p.
- TAMM O. (1922) Eine Methode Zur Bestimmung der anorganischen Komponenten des Gelkomplexes in Boden. *Medd Statens Skogslör Söksanstalt.* 19:385-404.
- TARDY Y. (1993) *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris, 459 p.

- TARDY Y., BÁRDOSSY G. & NAHON D. (1988) Fluctuations de l'activité de l'eau et successions de minéraux hydratés et déshydratés au sein des profils latéritiques ferrugineux et bauxitiques, *C.R. de l'Acad. des Sci., Série II*, **307(7)**:753-759.
- TARDY Y., BOEGLIN J.L. & ROQUIN C. (1997) Introduction, B. Petrological and geochemical classification of bauxites and their associated iron-rich laterites. in: A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melfi & Y. Lucas (eds.), *Brazilian Bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, p. 23-49.
- THOMAS M.F. (1974) *Tropical Geomorphology. A study of Weathering and Landform Development in Warm Climates*, John Wiley & Sons, New York, 332 p.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U. FETCHER H. & ALFEREZ F. (1983) Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Sci.*, **136**:354-358.
- TRUCKENBRODT W. & KOTSCHOUBEY B. (1981) Argila de Belterra - cobertura terciária da bauxitas amazônicas, *Rev. Bras. Geoc.*, **11(3)**:203-208.
- TRUCKENBRODT W., KOTSCHOUBEY B. & GÓES A.M. (1982) Considerações a respeito da idade das bauxistas na parte leste da região Amazônica. Anais do I Simp. Geol. Amazônia, Belém, p. 201-209.
- VALETON I. (1967) Laterite und ihre Lagerstätten, *Fortschr. Miner. Stuttgar.*, 44:67-130.
- VALETON I. (1972) *Bauxites*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 226 p.
- VASCONCELOS, P.M., RENNE, P.R., BRIMHALL, G.H & BECKER, T.A. (1994) direct dating of weathering phenomena by ⁴⁰ ar/ ³⁹ ar and K-ar analyses of supergene K-Mn Oxides. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 58(6): 1635-1665.
- WALTHER J. (1915) Laterite in West-Australien, *Zeitschr. D.geol. Ges. Monatsber*, 67:113-140

ANEXO I

GLOSSÁRIO

Absoluta, acumulação - é uma importação ou um adição de matéria ao seio de um volume conhecido ou de uma estrutura definida. O mecanismo de acumulação pode ocorrer por transferência em solução, precipitação ou neoformação (via química), por transporte em suspensão e sedimentação (via mecânica), ou por retirada e deposição via biológica. Ver iluviação. (Tardy 1993).

Acicular - na forma de agulhas.

Adição - mecanismo químico envolvendo precipitação (minerais simples), ou neoformação (minerais complexos).

Agglomeroplásmica, associação plasma/esqueleto - o preenchimento de plasma entre os grãos do esqueleto é incompleto (Brewer 1976, Leprun 1979).

Agregado, nódulo - formado de várias entidades mais ou menos arredondadas que não se acomodam uma em relação a outra (Bullock *et al.* 1985).

Alteroplasmação - consiste de uma subtração simples de elementos móveis e uma acumulação relativa de elementos imóveis (como Al e Fe) e de minerais insolúveis (como o quartzo). Esse processo permite a preservação da organização da rocha na escala decimétrica, típica do horizonte de saprolito. (Tardy 1993)

Alvéolo - o menor dos interstícios distinguíveis (< 16 mm), geralmente equidimensional a triaxial na forma. A forma de ocorrência é altamente variável, de ocasionalmente até constituindo 50% da superfície ou volume da rocha; neste caso, determina a textura da rocha (alveolar, esponjosa, escoriforme) (Bárdossy & Aleva 1990).

Ameboidal, nódulo - com forma contorcida e limites arredondados (Bullock *et al.* 1985).

Aplainamento Duplo (ing. *double planation*, ger. *Doppelte Einebnung*) - Processo de **erosão areal** rebaixando a superfície de denudação superior subaérea (ger. *obere Einebnungsfläche*) no topo do latossolo pela superfície de erosão laminar, ao mesmo tempo que ataca a superfície de intemperismo basal (ger. *basal Verwitterungsfläche*) por desintegração química e remoção por solução. Nenhuma das superfícies é realmente nivelada, a superior tendo um relevo baixo de divisores de erosão laminar, e a superfície basal (dezenas de metros abaixo) apresentando um relevo paralelo de divisores de etchisuperfícies e depressões de etchisuperfícies. Em adição, a superfície basal é mais constantemente esculpada por colinas (*knobs*) basais controladas por juntas (Büdel 1986).

Asséptico, plasma - não há orientações, as extinções são pontuais. Dependendo da natureza do plasma, utiliza-se a prefixação para qualificar, como p.ex. argilasséptico, silasséptico, ferrasséptico etc. (Brewer 1976, Leprun 1979).

Bauxita - Minério de alumínio.

Bauxito - Um membro das rochas lateríticas (Bárdossy & Aleva 1990).

Bloco - Forma de pedes mais ou menos equidimensionais. Tipos: subangulares, apresentando pontas e limites arredondados, e angulares, com domínio de limites retilíneos (Bullock *et al.* 1985).

Botrioidal - Trama consistindo de grupos de formas globulares similares a conjuntos de uva; a forma globular geralmente consiste de cristais aciculares em agrupamentos radiais.

Boxwork - No contexto laterítico consiste de uma construção de interstícios ou câmaras de formas angulares, resultando de matéria laterítica endurecida na forma de delgados planos, interseccionando em três ou mais direções no espaço (geralmente dois conjuntos destas paredes são aproximadamente verticais), o total incluída na rocha laterítica ou saprolito.

Brecha - Uma rocha de origem sedimentar composta de ou rica em fragmentos de rocha angulares, > 2 mm de dimensão, em um cimento afanítico ou matriz de granulometria fina.

Brechóide - Estrutura neoformada composta por nódulos na forma de fragmentos de tamanho calhau, angulosos a subangulosos, geralmente pouco cortificados (ausência de películas que acompanham a forma externa do nódulo, geralmente na borda) imersos ou não em matriz (Bárdossy & Aleva 1990)

Buchanan, trama tipo - uma trama ou estrutura como é exibida no laterito topotipo (para o qual Buchanan designou o termo laterito em 1807), composta de uma massa complexa de feições vermiformes, tubulares contorcidas e sinuosas, até 1 cm em diâmetro, incluídos massas afaníticas, concentricamente arranjadas em cores vivas indo do laranja, vermelho, violeta e marrom, que formam a principal massa da rocha; as feições tubulares e seus interstícios estão em muitos locais alinhadas com películas de cor creme (Bárdossy & Aleva 1990).

Câmara - Vazio aproximadamente esférico, conectado por canais, paredes lisas, sem formas cilíndricas (Brewer 1976, Bullock *et al.* 1985).

Canal - Vazio alongado, cilíndrico ou arqueado, conformação regular, geralmente paredes lisas; em seção é uniforme em grande parte de seu comprimento (Brewer 1976, Bullock *et al.* 1985).

Carapaça ferruginosa (fr. *carapace ferrugineuse*) - Termo introduzido por Arsandaux (1909) para designar o horizonte mosqueado apresentando nódulos ferruginosos endurecidos com limites bruscos com a matriz e de nódulos pouco endurecidos com bordas difusas. Formado por nódulos ferruginosos endurecidos com bordas definidas e por nódulos meio endurecidos com bordas difusas, imersos em matriz argilomórfica friável. Constitui horizonte intermediário entre horizonte mosqueado, ou variegado, e couraça. Dentro dos perfis encouraçados, a carapaça é um horizonte de transição entre os horizontes mosqueado e variegado, pouco evoluídos, situados abaixo, e o horizonte de couraça, situado acima. Em certos perfis muito jovens, pouco evoluídos e de certos perfis truncados (tronqués), onde a couraça somital está erodida, a carapaça é aflorante em superfície (Maignien 1958, 1966, Leprun 1972, Boeglin 1990, Freyssinet 1990, Beauvais 1991).

Cavernosa - Estrutura caracterizada por vazios grandes a muito grandes e espaçados equidimensionalmente, variando em dimensão de cavidade a caverna (Bárdossy & Aleva 1990).

Celular - Trama ou estrutura composta de uma construção de interstícios ou células com paredes convexo-côncava, duplo convexo ou duplo côncavo, incluída na rocha laterítica ou no saprolito; a dimensão das células varia extensivamente, do tamanho de um grande alvéolo até uma pequena cavidade (Bárdossy & Aleva 1990).

Clástico - Adjetivo referindo a uma rocha composta de clastos, i.e., fragmentos que são derivados de rochas ou minerais preexistentes, e que foram transportados em alguma distância de seu lugar de origem; também a trama de tal rocha ou sedimento.

Colina basal (ing. *Knob basal*; ger. *Grundhöcker*) - Convexidade controlada por juntas da superfície basal de intemperismo, formando um escudo de inselbergs quando a superfície do manto de intemperismo é retirada (Büdel 1986).

Colunar - estrutura neoformada composta por nódulos alongados (eixo maior decimétrico a centimétrico) bastante cortificados, geralmente verticalizados e limitados por vazios preenchidos ou não, também alongados (Bárdossy & Aleva 1990).

Compactos, vazios (ingl. *packing voids*) - Vazios compactos simples - equidimensionais a alongados, bastante interconectados, ocorrendo entre grãos simples; vazios compactos compostos - equidimensionais a alongados, bastante interconectados, ocorrendo entre pedes; vazios compactos complexos - vazios ocorrendo entre grãos simples e pequenos agregados (Brewer 1976, Bullock *et al.* 1985).

Composta, feição pedológica - Frequentemente, as feições pedológicas são uma mistura de duas ou mais unidades de trama, designadas de compostas. Tais feições são importantes, pois indicam uma mudança no ambiente. Nas feições pedológicas compostas, as unidades de trama podem ser: justapostas, as diferentes unidades associam-se lado a lado; superimpostas, as diferentes unidades são superimpostas, uma no meio da outra (Bullock *et al.* 1985).

Composto, nódulo (ing. *compound nodule*) - consistindo de dois ou mais tipos (Bullock *et al.* 1985).

Concêntrico, nódulo - com uma trama concêntrica consistindo de mais de um *ring* e aproximadamente circulares na forma (Bullock *et al.* 1985). Em alguns nódulos concêntricos a trama é orientada de forma cruzada. Nódulos concêntricos são equivalentes às concreções de Brewer (1976).

Concrecionária - Estrutura neoformada composta por nódulos esféricos a elipsoidais com dimensões superiores a 20mm (Bárdossy & Aleva 1990).

Couraça ferruginosa (fr. *cuirasse ferrugineuse*, ing. *lateritic duricrust*) - Termo introduzido por Lacroix (1913). A couraça é resultado de uma importante acumulação em ferro, onde o teor pode alcançar 75% em Fe₂O₃, mas que geralmente varia entre 40 e 65%. A evolução da argila mosqueada gerando a carapaça, e a carapaça gerando a couraça, é contínua. Dentro das couraças mais evoluídas, antes da intervenção da degradação, os nódulos ferruginosos e as acumulações ferruginosas no fundo matricial são abundantes. O endurecimento e a acumulação de ferro alcançam o seu máximo. Nas porções mais elevadas no perfil e progressivamente da base para a superfície, a couraça se desmantela. Em clima tropical a estações contrastantes a couraça é estável, enquanto em climas áridos ou em clima tropical úmido, ocorre o desmantelamento. De um fácies rico em ferro e endurecido, passa a um fácies mais ferruginoso, cascalhento e solto. O estudo das estruturas das couraças é recente, após o trabalho de Nahon (1976), transformou-se em objeto de estudo petrográfico e morfológico detalhado (Nahon et al. 1977, Fritsch 1984, Ambrosi 1984, Faure 1985, Ambrosi & Nahon 1986, Milnes et al. 1985, 1987, Eschenbrenner 1987, Bourman et al. 1987, Bourman 1989, Freyssinet 1990, Fritsch et al. 1990, Beuvais 1991). Em vinte anos os conceitos progrediram pouco a pouco, mas nem tudo tornou-se perfeitamente claro.

Couraça maciça - Couraça ferruginosa gerada por ferruginização do fundo matricial (Tardy 1993).

Criptocristalina, feição pedológica - formada por transporte que não seja mecânico, isotrópicos sob nicóis cruzados, exceto por inclusões orgânicas e minerais birrefringentes (Bullock *et al.* 1985).

Cristalina, feição pedológica - Composta de cristais de qualquer tamanho distinguíveis sob microscópio ótico. Os cristais não necessitam ser discretos neste nível de observação, mas a cristalinidade pode ser deduzida das propriedades óticas (Bullock *et al.* 1985).

Cutans - Crístico, isótico, cristalária (cristais em vazio), aplicação (depositado em vazio), incrustação

Depressão de Erosão Laminar (ing. *wash depression*, ger. *Spülmulde*) - Etchiplanos ativos tem um relevo ondulado em ângulos retos em relação às encostas, as ondulações sendo de 200 a 500 m de crista a crista. Não são vales do ponto de vista genético (Büdel 1986).

Depressão de Etchisuperfície (ger. *rumpfmulde*) - Concavidade na superfície de intemperismo basal de um etchiplano que acompanha de forma aproximadamente paralela a um divisor erosivo sobre a superfície externa acima da cobertura de solo (Büdel 1986).

Depressão Marginal (ing. *moat*, ger. *Randsenk*) - Depressão na superfície de intemperismo basal em torno de um inselberg ou na frente de uma escarpa de etchiplano. Criado onde o intemperismo profundo é favorecido pelo abastecimento extra das vertentes mais elevadas. Visível como anéis marcados ou cortes quando o manto de intemperismo é deflatado sob condições áridas (Büdel 1986).

Digitado, nódulo - O material adjacente ao nódulo penetra no interior do nódulo na forma aproximada de dedos (Bullock et al. 1985).

Disjuntado, nódulo - formado de várias entidades menores, separadas por matriz adjacente. As entidades são mais ou menos angulares e acomodadas uma em relação a outra (Bullock *et al.* 1985).

Divisor de Erosão Laminar (ing. *wash divide*; ger. *Spülscheide*) - A crista entre duas depressões de erosão laminar, sendo que ambos são rebaixados pela superfície de erosão laminar (Büdel 1986).

Eluvial - Termo geral que designa horizontes que sofreram subtração de materiais, sem considerar o meio de transporte.

Empobrecimento, feição pedológica de - Associada com a perda de componentes químicos comparado à matriz adjacente (p.ex. empobrecimento dentro de uma zona em torno de um vazio) (Bullock *et al.* 1985).

Encosta de Erosão Laminar (ger. *Spülmuldenflanke*) - O flanco de uma depressão de erosão laminar, geralmente tendo uma encosta com declividade menor do que 2% (Büdel 1986).

Epirovariância (ger. *Epirovarianz*) - Variações nas condições epirogenéticas.

Era Geomórfica (ger. *Geomorphologische Ära*) - O período que produziu a maioria do relevo observado atualmente, que foi exposto e não foi exumado. Iniciou a partir do Paleoceno, seguindo a transgressão marinha do Cretáceo Superior (Büdel 1986).

Erosão Areal (ger. *Breitenabtragung, Breitendenudation*) - Erosão dos interflúvios (Büdel 1986).

Erosão Divergente (ing. *divergent erosion*, ger. *Divergierende Abtragung*) - Termo originalmente introduzido por Bremer (1971, 1973) para descrever a diferença entre erosão nos subtropicais, onde o intemperismo químico intenso é mais efetivo sobre as superfícies subhorizontais e mais fraco sobre vertentes mais inclinadas, e em médias latitudes, ou extra-tropicais (ectropicais), onde a erosão é mais fraca sobre as superfícies horizontais e mais efetiva sobre as vertentes mais íngremes (Büdel 1986).

Erosão Laminar, rampa de (ing. *wash ramp*; ger. *Spülsockel*) - Elevação suave, algumas vezes observada na superfície de intemperismo basal próximo à base de um inselberg. Coberto por vários metros de latossolo sobre etchiplanos ativos (Büdel 1986).

Esferoidal, pede - Formas equidimensionais e arredondadas. Tipos: grânulos, pouco porosos, e *crumbs*, porosos (Bullock *et al.* 1985).

Esponjoso - organização de vacúolos e poros densamente espaçados (Bárdossy 1982).

Esqueleto - Grãos de minerais da rocha-mãe >20 µm.

Esquelvossépico, plasma - Estriações em volta de grãos de esqueleto e paralelas à superfície (Brewer 1976, Leprun 1979).

Estruturas - As feições espaciais resultantes do arranjo dos elementos constituintes dos lateritos são classificadas em função da escala de observação. As observadas a vista desarmada, na escala de afloramento, são chamadas de estruturas (Bárdossy & Aleva 1990).

Etchiplano (ger. *Rumpffläche*) - Um plano criado pelo processo de aplainamento duplo. Formas ativas hoje são encontradas somente nos trópicos sazonais (Büdel 1986).

Etchiplano, escarpa de (ger. *Rumpfstufe*) - Escarpa formada sob condições tropicais por erosão divergente, onde um soerguimento elevou um etchiplano. Frequentemente contrastada na literatura germânica com escarpa estratigráfica (ger. *Schichtstufe*), designado como inteiramente controlado litologicamente (Büdel 1986).

Excremento, feição pedológica de - formas associadas com excrementos de animais de solo. Brewer (1976) designa tais excrementos como pelotas fecais (*pellets*) simples ou compostas (Bullock *et al.* 1985).

Feição pedológica (ing. *pedologic features*) - unidade de trama, constituindo toda organização do material do regolito não incluída no fundo matricial, envolvendo variações na concentração de um ou mais componentes p.ex., uma fração granulométrica, matéria orgânica, cristais, componentes químicos ou uma trama interna (Bullock *et al.* 1985). Constituída por cutans, os pedotúbulos, as cristalárias, pelotas fecais, e as glébulas.

Fundo matricial - é constituído pelo esqueleto, o plasma e os vazios organizados de maneira isotropa a partir de uma certa escala (Tardy 1993).

G/F, conceito - Limite de materiais de granulometria fina e grossa. Os materiais de regolito apresentam uma grande variedade de dimensões de partículas, sendo lógico delimitar unidades de trama usando o tamanho como um dos critérios. Até 1974, os autores usavam o conceito plasma-esqueleto baseados nas dimensões, colocando como o limite superior da fração argila (2 µm) para separar o plasma (mais fino) do esqueleto (mais grosso), que se reflete na estabilidade em termos físico-químicos e mecânicos (Kubierna 1938; Brewer & Sleeman 1960). Posteriormente, esse limite de tamanho tornou-se mais flexível, dependendo da situação observada em relação às propriedades de estabilidade, p. ex. em materiais profundamente intemperizados, 2 µm é um bom limite, sendo que a presença de minerais instáveis como carbonatos e sulfatos em horizontes de regolito em climas árido a semi-árido, indica que os limites podem ser superiores, 5 µm ou mesmo 10 µm, produzindo o conceito plasma-esqueleto a partir de limites graduais (Stoops & Jongerius 1975, Fitzpatrick 1975, Brewer 1976). Atualmente, o limite de tamanho g/f pode ser indicado pela adição de um subscrito seguido das letras g/f e indicando a razão em volume da proporção entre plasma e esqueleto, p.ex. (g/f 5µm

razão de 2/3 indica que duas partes do material (40%) são compostas de esqueleto ($> 5 \mu\text{m}$), e 3 partes (60%) de plasma ($< 5 \mu\text{m}$) (Stoops & Jongerius 1975). Essas considerações são fundamentais para precisar a definição de S-matriz.

Geódico, nódulo - com um vazio interior, frequentemente com drusas (Bullock *et al.* 1985). Nódulos geódicos são equivalentes a pedodo de Brewer (1976).

Glacis (ing. *glacis*, ger. *Glacis*) - Embutimento crescente de detritos de granulometria fina sob clima árido extendendo do pedimento no interior da bacia e cortando de forma discordante através da bacia preenchida abaixo (Büdel 1986).

Glébula - feição pedológica que se distinguem do fundo matricial por: 1 - diferença de concentração de certos constituintes morfológicos (plasma, esqueleto, vazios), 2 - diferença de organização dos constituintes ou 3 - diferença de composição granulométrica, mineralógica ou química

Granular, associação - o plasma é ausente ou se manifesta somente sob a forma de tratos pedológicos (Brewer 1976, Leprun 1979).

Granulos - limites difusos - limites com figuras de degradação - dissolução seletiva

Hipo-película - feição pedológica que ocorre imediatamente adjacente à superfície com a qual ela é associada (cf. *neo-cutan* de Brewer 1976). A forma de ocorrência pode ser por impregnação da matriz imediatamente adjacente à superfície ou por empobrecimento de um componente como nas feições pedológicas de empobrecimento.

Iluviação - Argiloferran de estrutura vosépica e formação de um cutan de aplicação por iluviação ao seio de um vazio de material argiloferruginoso. Estágio inicial de formação de um nódulo argilomorfo, no conceito de Nahon (1976).

Iluvial - Termo geral que designa horizontes que sofreram adição de materiais, sem considerar o meio de transporte.

Incrustação - Movimento de matéria centrífuga em relação ao vazio e centrípeta em relação à glébula (Tardy 1993).

Inselbergs, escudo de (ing. *shield inselberg*, ger. *Schildinselberg*) - Protuberância da superfície de intemperismo basal somente visível na superfície da cobertura de solo (Büdel 1986).

Inssépico, plasma - são domínios orientados com extinções estriadas formando ilhas em um plasma assépico (Brewer 1976, Leprun 1979).

Intemperismo Profundo (ing. *deep weathering*, ger. *Tiefenverwitterung*) - Intemperismo tropical intenso e de grande profundidade, corroendo descendentemente, ao longo da superfície basal de intemperismo. Produz tipicamente latossolos.

Intertéctica, associação - os grãos do esqueleto estão interligados por “pontes” de plasma ou situam-se em uma massa plásmica muito porosa (Brewer 1976, Leprun 1979).

Intramontanos, plano ou bacia (ger. *Intramontane Ebene, Becken*) - Ilha de aplainamento no interior de uma montanha ou área de platô, criado onde o aplainamento duplo e a erosão divergente continua em localidades favoráveis. Caracterizado por uma superfície contínua simples. Contendo vários rios que escoam em diferentes direções através de vales estreitos separados (Büdel 1986).

Litorelictos - feição reliquiar relativa a fragmento de rocha fresca ou pouco intemperizada imerso na matriz (Brewer 1976). Se for bastante intemperizado é considerado um nódulo pseudomórfico (Bullock *et al.* 1985)

Massépico, plasma - todo o plasma apresenta uma extinção estriada segundo uma ou duas direções (bimassépico) (Brewer 1976, Leprun 1979).

Mecânica, acumulação - tipo de acumulação absoluta por aporte biológico ou eólico, ou por deposição de materiais em suspensão. (Tardy 1993).

Metanódulos - ausência de córtex de goethita coalescente

Micronódulos - nódulos pequenos (milimétricos) -, micropisólitos, microgranulos

Microporoso - organização de poros < 0.05 mm ϕ Bárdossy (1982)

Nódulo - feição pedológica não relacionada a vazios ou superfícies de grãos ou agregados, e não consiste de cristais simples ou intercrescimentos cristalinos. Eles são similares ao conceito de glébulas de Brewer (1976), que as define como concentrações de plasma em torno de um centro comum, no interior da matriz. Nos estudos de lateritos são definidos como pisóides os nódulos < 2 mm (Bárdossy & Aleva 1990).

Nódulos - sem estrutura particular - acumulação de matéria sem figuras de degradação

Nucleico, nódulo - presença de núcleo formado por fragmento de rocha ou outro nódulo. Nódulos nucleicos tem uma forma aproximadamente circular.

Omnissépico, plasma - orientação complexa do plasma com estriações em trama (Brewer 1976, Leprun 1979).

Oolítico - estrutura neoformada formada predominantemente por nódulos esféricos justapostos com dimensões menores que 2 mm (pisóides para Boulange 1984).

Paranódulos - nódulo com formas não esferoidais -, parapisólitos, paraganulos

Pedes - Agregados naturais separados um do outro por vazios ou superfícies de fraqueza, geralmente cobertas por películas de plasma (Brewer 1976). Esse autor define, a nível de campo, pedes primários, como sendo os de menor dimensão reconhecível, e pedes secundários compostos por primários, terciários compostos por secundários e assim sucessivamente. Em microestrutura, observada em microscópio ótico, podem ser reconhecíveis micropedes, como unidades de agregados menores que os pedes primários.

Pedimento (ing. *pediment*, ger. *Pediment*) - Camada de rocha coberta de detritos em uma frente de montanha sob clima árido no topo de um leque de glaciais (Büdel 1986).

Pedimento Basal (ger. *Basispediment*) - Camada de rocha coberta de detritos no topo de um leque de glaciais, formado por um leve intemperismo pretérito da frente da vertente árida (Büdel 1986).

Pedimento Lateral (ger. *Lateral pediment*) - Cobertura de detritos sobre camada de rocha, formada por erosão lateral de um rio de deserto ou leque aluvial (Büdel 1986).

Pedoplasmação - geração de plasma nos horizontes mosqueado e de carapaça (Leprun 1979).

Pedorelictos - Fragmento gerado em outra fase, por pedoplasmação, imerso na matriz. Termo em contraposição à litorelictos. Brewer (1976) considera apenas os fragmentos de solo. Nesta Tese este conceito é ampliado também para os fragmentos de materiais gerados nos horizontes mosqueado, variegado e de carapaça. Os nódulos argilomórficos são considerados por Nahon (1976) como originados de preenchimentos de vazios por plasma, e também podem ser classificados como pedorelictos.

Película (ingl. *coating*) - Feição pedológica que cobre superfícies de vazios, grãos e agregados. Tais películas excluem tramas birrefringentes (*cutan* para Brewer 1976).

Pisólítico - estrutura neoformada formada somente por nódulos com dimensões entre 2 e 20 mm.

Pisólito - nódulo a córtex subconcêntrico (esferoidal, esférico a aproximadamente esférico)

Placas - forma de pedes alongados segundo a horizontal (Bullock *et al.* 1985).

Plano, vazio - de acordo com a razão dos eixos principais definidores do vazio, onde um dos eixos é curto e os outros dois são longos, definindo um plano (Brewer 1976, Bullock *et al.* 1985)..

Plasma - elementos móveis < 2 um e solúveis

Plasma esquelssépico - orientado de acordo com os limites dos grãos do esqueleto.

Plasma vossépico - orientado conforme os limites do vazio.

Porfiroquéllica, associação - os grãos do esqueleto estão dispersos em um plasma quase contínuo (isótropo) (Brewer 1976, Leprun 1979).

Porosidade - vesicular, vacuolar e tubular

Poroso - organização de poros de 0.05 a 0.5 mm ϕ Bárdossy (1982)

Preenchimentos (ingl. *infillings*) são feições pedológicas formadas de material estranho à matriz adjacente aos vazios aos quais ocorrem. Para serem classificados como preenchimentos em vez de películas, o vazio deve

estar preenchido com mais de 90% do espaço, no caso de preenchimentos densos, ou serem compostos de partículas grosseiras nos preenchimentos soltos (Bullock *et al.* 1985). Esse conceito amplia o de pedotúbulo de Brewer (1976), este último restrito a vazios tubulares e à matéria excremental ou de partículas da S-matriz. Os preenchimentos são divididos em: denso completo - o vazio é completamente preenchido; denso incompleto: o preenchimento é contínuo, mas alguns vazios estão presentes; solto contínuo - consiste de grãos, agregados, cristais ou excrementos regularmente distribuídos através do vazio, mas agrupados de forma solta; solto descontínuo - os preenchimentos consistem de grãos, agregados, cristais ou excrementos, irregularmente distribuídos, isolados ou em grupos.

Prismas - forma de pedos alongados segundo a vertical, com limites retilíneos, tipos - colunas, apresentando coberturas de plasma, e prismas, sem cobertura (Bullock *et al.* 1985).

Protogranular - Em vias de fragmentação com franja

Protolisólítico - coalescência com córtex

Pseudomórfico, nódulo - variedade de tramas internas dependendo da natureza da rocha-mãe; similar ao conceito de litorelicto de Brewer (1976).

Quasi-películas - estes são relacionados às superfícies de vazios, grãos e agregados, mas não imediatamente adjacente a essas, ocorrendo na matriz a uma certa distância do limite com o vazio.

Relativa, acumulação - resulta de uma subtração de matéria, concentrando a fração não exportada de material residual. O mecanismo de subtração que entra dentro da definição pode ser por dissolução, por suspensão ou por extração biológica. (Tardy 1993).

Saprolito - Saprolito fino ou argiloso (fr. litomarges kaoliniques, ing.). Existem três fácies, domínios ou horizontes: Horizonte C_{ss} - saprolito *sensu stricto*, Horizonte C_e - saprolito lixiviado, Horizonte C_{eb} - saprolito lixiviado e posteriormente acumulação de argila, C_{ss} - lixiviação simples sem ser excessiva ou iluviação secundária muito marcante (saprolito fino, litomarga, saprolito argiloso). C_{qu} - quartzoso, C_{ka} - caulínítico, C_e - muito frequente na porção somital do saprolito - importante eluviação, ou lixiviação seletiva do Fe, associado ao nível de saturação do lençol freático e ou a processos biológicos. Desenvolvimento de vazios. C_{eb} - saprolito eluvial/iluvial - primeiro eluviação, depois iluviação ao longo de vazios, especialmente de oxihidróxidos de Fe e argilominerais.

Septárias - Trama apresentando fissuras radiais.

Septáricos, nódulos - apresenta padrão de fraturas radiais.

S-Matriz (ingl. *groundmass*) - Trama parcial formada por material grosseiro e fino que forma o material básico do regolito, não incluída nos tratos pedológicos. Essa definição é idêntica a de Brewer (1976), isto é, esqueleto (S) mais plasma (matriz), admitida entre os autores de geologia de regolito (Tardy 1993).

Solapamento Basal de Subsuperfície (ing. *subsurface basal sapping*; ger. *Subkutane Rückwärtsdenudation*) - O ataque químico sob a cobertura de latossolo na base de um inselberg é intensificada devido ao abastecimento de água das vertentes do inselberg. Isto aumenta a declividade dos flancos do inselberg e forma depressões marginais (Büdel 1986).

Solo de Cobertura de Relevo (ger. *Ortsboden*) - Qualquer solo extratropical. O termo em alemão significa literalmente “solo *in situ*”, i.e., solo que não afeta e nem modifica o relevo, uma vez que alcança a maturidade (Büdel 1986).

Solo Formador de Relevo (ger. *Arbeitsboden*) - Solo tropical, tipicamente latossolos. O termo em alemão significa literalmente “solo em movimento”, i.e., um solo que é o agente do aplainamento duplo, constantemente favorecendo a corrosão da superfície de intemperismo basal, enquanto está sendo removido pela erosão superficial acima (Büdel 1986).

Subnódulo - nódulos com bordas difusas (halo) -

Subtração - mecanismo químico envolvendo dissolução (minerais simples), lixiviação (dissolução congruente de minerais complexos) (Tardy 1993).

Superfície Basal de Intemperismo (ing. *basal weathering surface*, ger. *Verwitterungsbasisfläche*) - Superfície irregular separando a rocha fresca do manto de intemperismo profundo (Büdel 1986).

Terrosa - Estrutura composta apenas por matriz (Bárdossy & Aleva 1986).

Textural, feição pedológica - associada com a concentração de uma fração granulométrica relacionada a transporte mecânico (p.ex. silte fino cobrindo grãos) (Bullock *et al.* 1985).

Texturas - As feições espaciais resultantes do arranjo dos elementos constituintes dos lateritos são classificadas em função da escala de observação. As observadas apenas com lupa de bolso ou binocular são chamadas de texturas.

Típico, nódulo - Equidimensionais a prolatos com uma trama interna indiferenciada a regular, e com limites externos bruscos (Bullock *et al.* 1985). São similares aos nódulos normais de Brewer (1976).

Trama (ing. *fabric*) - As feições espaciais resultantes do arranjo dos elementos constituintes dos lateritos observadas por técnicas microscópicas relacionam-se à trama. Define-se como a organização total de uma unidade de observação, horizonte ou subhorizonte, expressa pelo arranjo espacial dos constituintes (sólido, líquido e gasoso), suas formas, dimensões e frequências, considerado dos pontos de vista configuracional, funcional e genético (Bullock *et al.* 1985). Obviamente, as técnicas atuais de confecção de lâminas delgadas não permitem a preservação das fases líquida e gasosa como a encontramos no campo, ficando restritas, e no entanto modificadas, à constituição das fases sólidas. Dessa forma, retirando-se as fases líquida e gasosa livres é possível apenas observar o padrão de constituintes do solo (Bullock *et al.* 1985) ou regolito (Anand & Butt 1988), como sendo o arranjo espacial dos constituintes sólidos e vazios associados, que Brewer (1976) definiu como trama.

Trama, feição pedológica de - diferenciada do material adjacente somente por diferenças de trama (Bullock *et al.* 1985).

Trama, unidade de - é uma parte do material de regolito, homogênea na escala de observação, sendo que uma trama parcial compreende todas as unidades de trama distinguíveis.

Triangular, reentrante (ger. *Dreiecksbucht*) - Ápice de crescimento pelo qual um etchiplano estende em direção a uma região montanhosa (Büdel 1986).

Túbulo-vesicular - organização de cavidades tubulares > 5 mm ϕ , centimétrico de comprimento, retas ou curvas (Bárdossy 1982).

Vacuolar - organização de vacúolos de 0.5 a 5.0 mm ϕ (Bárdossy 1982).

Vale (ing. *valley*, ger. *Tal*) - Uma concavidade que não contém meramente um rio, mas que foi ativamente criado por ele, por erosão fluvial linear, e, conseqüentemente, controlando a erosão da encosta. As depressões formadas por acúmulo de material de erosão laminar nos trópicos e linhas de drenagem formadas entre leques aluviais coalescentes não são, desta maneira, vales (Büdel 1986).

Vale de Erosão Laminar (ger. *Spültal*) - Vale que desenvolve fora de uma depressão de erosão laminar, quando um etchiplano está sendo dissecado. O aplainamento duplo torna-se restrito ao latossolo ao longo destas linhas de drenagem, enquanto nas encostas e divisores de erosão laminar o latossolo é retirado, tornando inativo (Büdel 1986).

Vão de Etchiplano (ger. *Flächenpass*) - Geralmente um nível de passagem razoavelmente amplo ligando dois etchiplanos, através de um divisor entre inselbergs, ou cortando através de uma área de inselbergs. Vãos de etchiplanos relictos em regiões áridas tem sido descritos como “vãos de pedimentos” (Büdel 1986).

Vazios - poros - “fermés” (vesículas), “ouverts” (alvéolos, vacúolos), ou contínuos em grandes distâncias (túbulos, canalículos) (Tardy 1993).

Vermiforme - Estrutura neoformada composta por dominância de vazios estreitos e alongados, geralmente interconectados (Tardy 1993)

Vesicular - Estrutura neoformada que apresenta cavidades aproximadamente isométricas, > 5 mm, geralmente centimétricas a decimétricas, esféricas a elipsoidais, pouco ou não interconectados (Bárdossy & Aleva 1990).

Vesicular - organização de cavidades > 5 mm, aproximadamente isométricas Bárdossy (1982)

Vesículas - vazios relativamente grandes que não sejam vazios compactos, onde as paredes são lisas, com curvas simples; equidimensionais, prolatos ou oblatos (Brewer 1976, Bullock *et al.* 1985).

Vossépico, plasma - estriações em volta de vazios e paralelas às paredes (Brewer 1976, Leprun 1979)

Vughs - vazios relativamente grandes que não sejam vazios compactos, esféricos a alongados, irregulares, normalmente não interconectados a vazios de tamanho comparável (Brewer 1976, Bullock *et al.* 1985).

ANEXO II

Tabela AII.1 - Composição química de amostras da litossequência São Sebastião.

	FÁCIES	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total
SB01	Saprólito	52,7	30,4	1,7	1,6	1,5	10,4	98,3
SB02	Saprólito	52,6	29,6	2,8	1,2	2,2	11,5	100,0
SB03	Carapaça	30,9	22,3	32,3	0,5	1,9	10,9	98,8
SB04	Maciça	28,9	22,7	38,3	0,4	2,5	8,1	100,9
SB05	Pisoidal – P1	57,8	18,4	11,9	0,6	3,1	7,4	99,2
SB06	Pisoidal – P2	62,1	20,1	5,7	0,4	2,6	8,8	99,6
SB07	Pisoidal – P3	52,1	21,0	16,0	0,3	2,2	8,6	100,1
SB08	Brechóide	52,1	20,6	15,7	0,5	2,2	8,7	99,7
SB09	Vermiforme	37,6	31,5	14,5	0,5	2,0	13,9	100,0
SB10	Colunar (córTEX)	25,4	32,1	24,9	0,0	0,9	15,2	98,5
SB11	Nódulos	22,2	22,2	43,0	0,2	2,2	10,6	100,4
SB12	Nódulos	17,3	27,8	38,6	0,4	2,5	13,0	99,6
SB13	Solo	39,1	33,4	6,9	0,6	2,3	16,9	99,2

Tabela AII.2 – Substituição de Al nos óxi-hidróxidos de Fe.
Ex.: GtAl_{0,08} significa 0,08 moles de Al na estrutura da goethita.

	FÁCIES	Goethita	Hematita
SB01	Saprólito	GtAl _{0,08}	HmAl ₀
SB02	Saprólito	GtAl _{0,08}	HmAl ₀
SB03	Carapaça	GtAl _{0,12}	HmAl _{0,5}
SB04	F. Maciça	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
SB05	Pisoidal (P2)*	GtAl _{0,12}	HmAl _{0,15}
SB06	Pisoidal (P3a)*	GtAl _{0,10}	-
SB07	Pisoidal (P3b)*	GtAl _{0,15}	HmAl _{0,12}
SB08	Brechóide	GtAl _{0,22}	HmAl _{0,13}
SB09	Vermiforme	GtAl _{0,30}	HmAl _{0,15}
SB10	Colunar	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
SB11	Nodular	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
SB12	Nodular	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
SB13	Solum	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}

Tabela AII.3 - Composição mineralógica de amostras da litossequência São Sebastião.

	FÁCIES	Caulinita	Illita	Hematita	Goethita	Gibbsita	Anatásio	Rutílo	Quartzo	Total
SB01	Saprólito	64,8	18,8	0,2	1,8	0,0	0,0	1,5	12,9	100,0
SB02	Saprólito	62,7	14,6	0,7	2,5	0,0	0,0	2,2	15,9	98,6
SB03	Carapaça	50,9	6,4	24,0	11,0	0,0	0,0	1,9	3,9	98,1
SB04	Maciça	31,0	5,2	37,2	7,2	4,8	0,7	1,8	11,8	99,7
SB05	Pisoidal (P2)*	39,6	7,3	5,0	9,0	0,0	2,2	0,9	35,6	99,6
SB06	Pisoidal (P3a)*	40,0	4,3	0,0	6,8	4,8	1,5	1,1	41,3	99,8
SB07	Pisoidal (P3b)*	36,0	3,0	14,3	3,5	7,0	1,3	0,9	33,8	99,8
SB08	Brechóide	29,7	5,4	14,7	3,0	9,2	1,7	0,5	35,5	99,7
SB09	Vermiforme	41,2	6,3	7,5	11,2	16,3	1,5	0,5	15,1	99,6
SB10	Colunar	39,1	0,0	10,1	23,5	19,2	0,9	0,0	7,2	100,0
SB11	Nódulos	15,6	2,0	28,3	26,1	11,8	2,2	0,0	13,9	99,9
SB12	Nódulos	18,6	5,0	18,0	33,2	16,3	2,5	0,0	6,1	99,7
SB13	Solum	23,5	6,8	2,0	7,6	32,7	2,3	0,0	24,7	99,6

Abreviaturas - * = tramas da fácies pisoidal, P2, P3a e P3b.

Tabela AII.4 - Relações obtidas a partir da Tabela AII.3.

	FÁCIES	Razões		Diagrama de Tardy (1993)			Minerais cardinais recalculados a 100%			
		RHG	RCGb	Gt + Gb	Hm	Ct	Hm	Ct	Gt	Gb
SB01	Saprólito	0,10	1,00	2,7	0,3	97,0	0,3	97,0	2,7	0,0
SB02	Saprólito	0,22	1,00	3,8	1,1	95,1	1,1	95,1	3,8	0,0
SB03	Carapaça	0,69	1,00	12,8	27,9	59,3	27,9	59,3	12,8	0,0
SB04	F. Maciça	0,84	0,87	15,0	46,4	38,7	46,4	38,7	9,0	6,0
SB05	Pisoidal (P2)*	0,36	1,00	16,8	9,3	73,9	9,3	73,9	16,8	0,0
SB06	Pisoidal (P3a)*	0,00	0,89	22,5	0,0	77,5	0,0	77,5	13,2	9,3
SB07	Pisoidal (P3b)*	0,80	0,84	17,3	23,5	59,2	23,5	59,2	5,8	11,5
SB08	Brechóide	0,83	0,76	21,6	26,0	52,5	26,0	52,5	5,3	16,3
SB09	Vermiforme	0,40	0,72	36,1	9,8	54,1	9,8	54,1	14,7	21,4
SB10	Colunar	0,30	0,67	46,5	11,0	42,5	11,0	42,5	25,6	20,9
SB11	Nódulos	0,52	0,57	46,3	34,6	19,1	34,6	19,1	31,9	14,4
SB12	Nódulos	0,35	0,53	57,5	20,9	21,6	20,9	21,6	38,6	18,9
SB13	Solum	0,21	0,42	61,2	3,0	35,7	3,0	35,7	11,6	49,7

Tabela AII.5 - Composição química de amostras da seqüência vertical Capão da Onça.

	FÁCIES	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total
CO01	Saprólito grosso	51,5	32,8	2,3	2,7	1,0	10,0	100,4
CO02	Saprólito fino	49,6	33,3	3,2	1,8	1,5	10,9	100,3
CO03	Carapaça	32,3	20,5	37,2	1,4	1,5	7,8	100,7
CO04	Couraça Maciça*	31,8	21,8	37,9	0,9	0,9	7,2	100,4
CO05	Nodular inferior*	28,3	30,6	27,3	1,0	1	11,9	100,1
CO06	Nodular média*	24,3	29,4	33,7	0,7	1,1	11,8	101,0
CO07	Nodular superior*	18,8	29,1	38,9	0,6	1,1	11,8	100,3
CO08	Colunar (córtex)	14,8	29,4	41,9	0,0	1,3	13,7	101,1
CO09	Nodular média**	24,2	30,0	31,0	0,7	1,2	12,3	99,5
CO10	Nodular superior**	27,5	28,6	30,9	0,4	1,4	12,4	101,3
CO11	Couraça maciça**	22,5	24,9	42,9	0,6	1	9,2	101,1
CO12	Solo**	35,0	38,7	6,6	0,4	1,5	18,4	100,6
CO13	Solo*	35,8	39,0	4,5	0,3	1,7	19,1	100,4

Abreviaturas - * = amostras do centro do Divisor; ** = amostras da borda de chapada

Tabela AII.6 - Substituição de Al nos óxi-hidróxidos de Fe.
Ex.: GtAl_{0,08} significa 0,08 moles de Al na estrutura da goethita.

	FÁCIES	Goethita	Hematita
CO01	Saprólito grosso	GtAl _{0,08}	HmAl _{0,00}
CO02	Saprólito fino	GtAl _{0,08}	HmAl _{0,00}
CO03	Carapaça	GtAl _{0,19}	HmAl _{0,12}
CO04	Couraça Maciça*	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
CO05	Nodular inferior*	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
CO06	Nodular média*	GtAl _{0,22}	HmAl _{0,15}
CO07	Nodular superior*	GtAl _{0,22}	HmAl _{0,15}
CO08	Colunar (córtex)	GtAl _{0,22}	HmAl _{0,15}
CO09	Nodular média**	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
CO10	Nodular superior**	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
CO11	Couraça maciça**	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
CO12	Solo**	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}
CO13	Solo*	GtAl _{0,33}	HmAl _{0,15}

Tabela AII.7 - Composição mineralógica de amostras da seqüência vertical Capão da Onça.

	FÁCIES	Caulinita	Illita	Hematita	Goethita	Gibbsita	Anatásio	Rutilo	Quartzo	Total
CO01	Saprólito grosso	53,9	32,1	0,0	2,7	0,0	0,0	1,0	10,0	99,7
CO02	Saprólito fino	64,7	21,4	0,9	2,8	0,0	0,0	1,5	8,5	99,8
CO03	Carapaça	25,6	16,4	17,9	26,7	0,0	0,0	1,5	12,0	100,1
CO04	F. Maciça*	23,8	10,2	34,1	10,7	5,2	0,9	0,0	15,5	100,4
CO05	Nodular inferior*	33,1	11,4	20,6	13,1	13,5	1,0	0,0	7,0	99,7
CO06	Nodular média*	27,9	8,0	25,4	16,1	15,0	1,1	0,0	7,2	100,7
CO07	Nodular superior*	21,0	7,0	27,2	21,4	17,3	1,1	0,0	5,4	100,4
CO08	Colunar	31,8	0,0	18,6	37,3	11,1	1,3	0,0	0,0	100,1
CO09	Nodular média**	25,1	8,5	23,1	15,2	18,0	1,2	0,0	8,2	99,3
CO10	Nodular superior**	21,4	5,0	21,5	17,2	19,5	1,4	0,0	15,0	101,0
CO11	F. maciça**	28,4	7,0	35,7	16,0	7,0	1,0	0,0	5,7	100,8
CO12	Solum**	31,0	5,0	1,5	7,8	35,0	1,5	0,0	18,0	99,8
CO13	Solum*	21,0	4,0	1,2	5,0	43,0	1,7	0,0	24,0	99,9

Tabela AII.8 - Relações obtidas a partir da Tabela AII.7.

	FÁCIES	Razões		Diagrama de Tardy (1993)			Minerais cardinais recalculados a 100%			
		RHG	RCGb	Gt + Gb	Hm	Ct	Hm	Ct	Gt	Gb
CO01	Saprólito grosso	0,00	1,00	4,8	0,0	95,2	0,0	95,2	4,8	0,0
CO02	Saprólito fino	0,24	1,00	4,1	1,3	94,6	1,3	94,6	4,1	0,0
CO03	Carapaça	0,40	1,00	38,0	25,5	36,5	25,5	36,5	38,0	0,0
CO04	F. Maciça*	0,76	0,82	21,5	46,2	32,2	46,2	32,2	14,5	7,0
CO05	Nodular inferior*	0,61	0,71	33,1	25,7	41,2	25,7	41,2	16,3	16,8
CO06	Nodular média*	0,61	0,65	36,8	30,1	33,1	30,1	33,1	19,1	17,8
CO07	Nodular superior*	0,56	0,55	44,5	31,3	24,2	31,3	24,2	24,6	19,9
CO08	Colunar (córtex)	0,33	0,74	49,0	18,8	32,2	18,8	32,2	37,8	11,2
CO09	Nodular média**	0,60	0,58	40,8	28,4	30,8	28,4	30,8	18,7	22,1
CO10	Nodular superior**	0,56	0,52	46,1	27,0	26,9	27,0	26,9	21,6	24,5
CO11	F. maciça**	0,69	0,80	26,4	41,0	32,6	41,0	32,6	18,4	8,0
CO12	Solum**	0,16	0,47	56,8	2,0	41,2	2,0	41,2	10,4	46,5
CO13	Solum*	0,19	0,33	68,4	1,7	29,9	1,7	29,9	7,1	61,3

Tabela AII.9 - Composição química de amostras da litossequência Águas Claras.

	FÁCIES	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total
LA01	Saprólito metar. (LA sup.)	60,5	22,8	4,6	0,7	2,4	8,6	99,6
LA02	Carapaça, base. (LA sup.)	42,3	25,4	20,9	0,6	2,6	10,0	101,8
LA03	Carapaça nód. (LA sup.)	30,5	25,2	31,5	0,5	3,6	8,4	99,7
LA04	Carapaça matriz n. (LA sup.)	37,1	36,9	8,2	0,4	3,7	15,2	101,5
LA05	Carapaça, topo. (LA sup.)	34,7	28,0	21,9	0,4	3,7	10,4	99,0
LA06	Nódulos l. pedras (LA sup.)	21,0	30,4	33,5	0,2	1,6	13,2	99,9
LA07	Matriz l. pedras (LA sup.)	40,4	28,7	12,6	0,3	4,0	13,5	99,5
LA08	Solo, base. (LA sup.)	38,2	32,1	11,6	0,5	2,7	14,7	99,7
LA09	Solo, topo. (LA sup.)	43,8	30,1	9,6	0,7	4,4	13,2	101,8
LA10	Solo (LA int.)	42,0	35,6	6,0	0,9	3,2	14,5	102,2
LA11	Nód. Estriado (LA int.)	37,5	25,4	27,5	0,7	1,4	8,6	101,1
LA12	Matriz argl. C.E. (LA int.)	48,9	40,2	0,5	0,2	1,0	13,9	104,7
LA13	Solo, C. E., (LA int.)	37,8	48,4	4,2	0,4	1,5	18,7	111,0
LA14	Nodular, base. (LA int.)	33,2	25,6	29,9	0,3	1,7	9,0	99,8
LA15	Nodular, topo. (LA int.)	32,0	26,6	28,5	0,2	1,7	9,7	98,8
LA16	Saprólito ardósia (LA inf.)	53,1	32,5	2,2	1,1	1,7	11,4	102,0
LA17	Calha 3 (LA inf.)	52,6	28,7	4,5	0,3	2,9	12,4	101,4
LA18	Calha 4 (LA inf.)	53,3	28,6	4,4	0,3	3,4	12,2	102,2
LA19	Calha 5 (LA inf.)	51,2	27,9	4,7	0,2	3,2	11,3	98,4
LA20	Nódulos l. pedras (LA inf.)	33,0	25,3	27,6	0,2	1,8	11,4	99,3
LA21	Nódulos l. pedras (LA inf.)	25,4	30,0	27,4	0,2	1,4	14,5	98,9
LA22	Matriz, l. pedras, (LA inf.)	33,6	37,5	7,0	0,3	2,9	20,1	101,5
LA23	Solo sobre calha 3 (LA inf.)	50,1	32,1	3,9	0,3	1,3	14,9	102,6
LA24	Solo (LA inf.)	43,4	32,8	6,2	0,3	1,7	14,7	99,2

Abreviaturas - n = nodular; l. = linha; LA = Litossequência Águas Claras;
sup = superior, int = intermediário; inf = inferior

Tabela AII.10 – Substituição de Al nos óxi-hidróxidos de Fe.
Ex.: GtAl0,08 significa 0,08 moles de Al na estrutura da goethita.

	FÁCIES	Goethita	Hematita
LA01	Saprólito metar. (LA sup.)	Gt0,00	Hm0,00
LA02	Carapaça, base. (LA sup.)	Gt0,22	Hm0,10
LA03	Carapaça nód. (LA sup.)	Gt0,33	Hm0,15
LA04	Carapaça matriz n. (LA sup.)	Gt0,33	Hm0,15
LA05	Carapaça, topo. (LA sup.)	Gt0,33	Hm0,15
LA06	Nódulos l. pedras (LA sup.)	Gt0,33	Hm0,15
LA07	Matriz l. pedras (LA sup.)	Gt0,33	Hm0,15
LA08	Solo, base. (LA sup.)	Gt0,33	Hm0,15
LA09	Solo, topo. (LA sup.)	Gt0,33	Hm0,15
LA10	Solo (LA int.)	Gt0,33	Hm0,15
LA11	Nód. Estriado (LA int.)	Gt0,33	Hm0,15
LA12	Matriz argl. C.E. (LA int.)	Gt0,22	Hm0,15
LA13	Solo, C. E., (LA int.)	Gt0,22	Hm0,15
LA14	Nodular, base. (LA int.)	Gt0,33	Hm0,15
LA15	Nodular, topo. (LA int.)	Gt0,33	Hm0,15
LA16	Saprólito ardósia (LA inf.)	Gt0,00	Hm0,00
LA17	Calha 3 (LA inf.)	Gt0,33	Hm0,15
LA18	Calha 4 (LA inf.)	Gt0,33	Hm0,15
LA19	Calha 5 (LA inf.)	Gt0,33	Hm0,15
LA20	Nódulos l. pedras (LA inf.)	Gt0,33	Hm0,15
LA21	Nódulos l. pedras (LA inf.)	Gt0,33	Hm0,15
LA22	Matriz, l. pedras. (LA inf.)	Gt0,33	Hm0,15
LA23	Solo sobre calha 3 (LA inf.)	Gt0,33	Hm0,15
LA24	Solo (LA inf.)	Gt0,33	Hm0,15

Tabela AII.11 - Composição mineralógica de amostras da litosequência Águas Claras.

	FÁCIES	Caulinita	Illita	Hematita	Goethita	Gibbsita	Anatásio	Rutilo	Quartzo	Total
LA01	Saprólito metar. (LA sup.)	52,1	8,0	1,5	3,5	0,0	0,0	2,4	32,1	99,6
LA02	Carapaça, base. (LA sup.)	52,7	7,4	15,7	8,2	1,8	1,1	1,5	14,0	102,4
LA03	Carapaça nód. (LA sup.)	49,0	5,3	34,2	1,1	2,1	1,9	1,7	5,0	100,3
LA04	Carapaça matriz n. (LA sup.)	65,3	5,1	5,1	5,3	13,5	0,9	2,8	4,1	102,1
LA05	Carapaça, topo. (LA sup.)	53,5	4,2	17,4	9,3	3,0	1,0	2,7	7,6	98,7
LA06	Nódulos l. pedras (LA sup.)	35,9	2,3	18,6	24,9	13,8	1,1	0,5	3,1	100,2
LA07	Matriz l. pedras (LA sup.)	24,8	3,7	10,4	4,8	24,5	1,1	2,9	27,0	99,2
LA08	Solo, base. (LA sup.)	41,8	5,3	9,7	4,3	19,7	1,3	1,4	16,0	99,5
LA09	Solo, topo. (LA sup.)	37,5	8,5	8,1	3,4	18,0	1,2	3,2	22,0	101,9
LA10	Solo (LA int.)	60,8	10,5	1,7	6,6	10,8	2,5	0,7	8,3	101,9
LA11	Nód. Estriado (LA int.)	51,2	8,7	30,6	0,0	0,0	1,4	0,0	9,2	101,1
LA12	Matriz argl. C.E. (LA int.)	94,0	2,1	0,5	0,0	0,0	1,0	0,0	4,1	101,7
LA13	Solo, C. E., (LA int.)	35,9	5,0	1,5	3,7	35,0	1,5	0,0	18,5	101,1
LA14	Nodular, base. (LA int.)	58,4	4,0	33,3	0,0	0,0	1,7	0,0	4,0	101,4
LA15	Nodular, topo. (LA int.)	51,0	2,5	28,0	5,0	4,3	1,7	0,0	7,0	99,5
LA16	Saprólito ardósia (LA inf.)	72,3	13,0	0,4	2,0	0,0	1,7	0,0	12,8	102,2
LA17	Calha 3 (LA inf.)	48,6	4,0	1,2	5,0	13,0	1,7	1,2	27,9	102,6
LA18	Calha 4 (LA inf.)	52,8	3,4	1,7	4,3	9,0	1,7	1,7	27,0	101,6
LA19	Calha 5 (LA inf.)	54,0	2,0	2,1	4,1	7,5	1,7	1,5	25,0	97,9
LA20	Nódulos l. pedras (LA inf.)	38,0	2,5	21,0	13,0	11,0	1,8	0,0	14,0	101,3
LA21	Nódulos l. pedras (LA inf.)	25,0	2,0	11,0	26,0	21,0	1,4	0,0	12,7	99,1
LA22	Matriz, l. pedras. (LA inf.)	21,4	4,0	1,2	8,8	43,0	1,7	1,2	21,6	102,9
LA23	Solo sobre calha 3 (LA inf.)	43,8	3,4	0,7	4,8	20,9	1,3	0,0	28,0	102,9
LA24	Solo (LA inf.)	50,0	4,1	1,3	7,5	18,0	1,7	0,0	18,0	100,6

Tabela AII.12 - Relações obtidas a partir da Tabela AII.11.

	FÁCIES	Razões		Diagrama de Tardy (1993)			Minerais cardinais recalculados a 100%			
		RHG	RCGb	Gt + Gb	Hm	Ct	Hm	Ct	Gt	Gb
LA01	Saprólito metar. (LA sup.)	0,30	1,00	6,1	2,6	91,2	2,6	91,2	6,1	0,0
LA02	Carapaça, base. (LA sup.)	0,66	0,97	12,8	20,0	67,2	20,0	67,2	10,5	2,3
LA03	Carapaça nód. (LA sup.)	0,97	0,96	3,7	39,6	56,7	39,6	56,7	1,3	2,4
LA04	Carapaça matriz n. (LA sup.)	0,49	0,83	21,1	5,7	73,2	5,7	73,2	5,9	15,1
LA05	Carapaça, topo. (LA sup.)	0,65	0,95	14,8	20,9	64,3	20,9	64,3	11,2	3,6
LA06	Nódulos l. pedras (LA sup.)	0,43	0,72	41,5	20,0	38,5	20,0	38,5	26,7	14,8
LA07	Matriz l. pedras (LA sup.)	0,68	0,50	45,4	16,1	38,4	16,1	38,4	7,4	38,0
LA08	Solo, base. (LA sup.)	0,69	0,68	31,8	12,8	55,4	12,8	55,4	5,7	26,1
LA09	Solo, topo. (LA sup.)	0,70	0,68	31,9	12,1	56,0	12,1	56,0	5,1	26,9
LA10	Solo (LA int.)	0,20	0,85	21,8	2,1	76,1	2,1	76,1	8,3	13,5
LA11	Nód. Estriado (LA int.)	1,00	1,00	0,0	37,4	62,6	37,4	62,6	0,0	0,0
LA12	Matriz argl. C.E. (LA int.)	1,00	1,00	0,0	0,5	99,5	0,5	99,5	0,0	0,0
LA13	Solo, C. E., (LA Int.)	0,29	0,51	50,9	2,0	47,2	2,0	47,2	4,9	46,0
LA14	Nodular, base. (LA int.)	1,00	1,00	0,0	36,3	63,7	36,3	63,7	0,0	0,0
LA15	Nodular, topo. (LA int.)	0,85	0,92	10,5	31,7	57,8	31,7	57,8	5,7	4,9
LA16	Saprólito ardósia (LA inf.)	0,17	1,00	2,7	0,5	96,8	0,5	96,8	2,7	0,0
LA17	Calha 3 (LA inf.)	0,19	0,79	26,5	1,8	71,7	1,8	71,7	7,4	19,2
LA18	Calha 4 (LA inf.)	0,28	0,85	19,6	2,5	77,9	2,5	77,9	6,3	13,3
LA19	Calha 5 (LA inf.)	0,34	0,88	17,1	3,1	79,8	3,1	79,8	6,1	11,1
LA20	Nódulos l. pedras (LA inf.)	0,62	0,78	28,9	25,3	45,8	25,3	45,8	15,7	13,3
LA21	Nódulos l. pedras (LA inf.)	0,30	0,54	56,6	13,3	30,1	13,3	30,1	31,3	25,3
LA22	Matriz, l. pedras. (LA inf.)	0,12	0,33	69,6	1,6	28,8	1,6	28,8	11,8	57,8
LA23	Solo sobre calha 3 (LA inf.)	0,13	0,68	36,6	1,0	62,4	1,0	62,4	6,8	29,8
LA24	Solo (LA inf.)	0,15	0,74	33,2	1,7	65,1	1,7	65,1	9,8	23,4

Tabela AII.13 - Composição química da fração argila de amostras da topossequência Estação Central

	FÁCIES	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total
TA01	Gr. V., topo (P1)	21,6	46,0	10,1	0,2	1,9	20,5	100,3
TA02	Gr. V., médio (P1)	20,9	46,2	10,1	0,2	2,1	20,7	100,2
TA03	Gr. V., base (P1)	21,0	44,9	11,1	0,2	2,0	20,0	99,2
TA04	Gr. VA, base (P1)	20,1	48,0	8,3	0,2	2,2	22,1	100,8
TA05	Gr. VA, topo (P2)	20,0	48,3	8,2	0,3	2,0	23,1	101,9
TA06	Gr. VA, médio (P2)	19,3	48,1	8,0	0,3	2,5	23,2	101,3
TA07	Gr. VA, base (P2)	19,6	47,8	7,9	0,3	2,2	23,0	100,8
TA08	Gr. VA, topo (P3)	17,9	49,5	7,1	0,3	2,7	24,0	101,4
TA09	Gr. VA, médio (P3)	17,8	49,9	5,7	0,3	2,5	24,1	100,3
TA10	Gr. VA, base (P3)	17,8	48,8	7,5	0,3	2,4	23,8	100,6
TA11	Maciço, topo (P4)	16,7	54,1	1,0	0,1	2,0	26,1	100,0
TA12	Maciço, médio (P4)	16,5	54,5	0,9	0,1	2,5	26,3	100,8
TA13	Maciço, base (P4)	17,1	53,6	0,7	0,1	2,2	25,7	99,4
TA14	Maciço, nód. (P4)	25,2	33,2	24,3	0,1	2,3	15,4	100,6
TA15	Maciço, matriz n. (P4)	35,4	37,9	8,7	0,1	2,5	15,7	100,3
TA16	Maciço, topo (P5)	41,9	40,7	0,0	0,1	2,7	15,2	100,6
TA17	Maciço, médio (P5)	42,1	40,2	0,0	0,1	2,5	14,9	99,8
TA18	Maciço, base (P5)	42,2	40,1	0,0	0,1	2,3	14,8	99,5
TA19	Silicoso, topo (P6)	33,8	32,1	7,4	0,4	1,7	12,5	87,8
TA20	Silicoso, médio (P6)	33,0	30,1	8,0	0,4	1,5	11,6	84,6
TA21	Silicoso, base (P6)	31,0	27,6	10,0	0,3	1,5	10,8	81,2
TA22	Silicoso, topo (P7)	30,7	25,9	11,9	0,2	1,3	10,3	80,2
TA23	Silicoso, duripã (P7)	15,4	13,0	25,5	0,1	1,9	7,4	63,3
TA24	Silicoso, base (P7)	33,5	28,2	17,1	0,2	1,1	11,7	91,8

Abreviaturas - Gr = granular; V = vermelho; VA = vermelho-amarelo, nód. = nódulos

Tabela AII.14 - Composição mineralógica da fração argila de amostras da topossequência Estação Central.

	FÁCIES	Caulinita	Illita	Hematita	Goethita	Gibbsita	Anatásio	HIV	Al-clorita	Silica amorfa	Total
TA01	Gr. V., topo (P1)	40,1	2,6	9,0	3,0	40,2	1,9	3,5	0,0	0,0	100,3
TA02	Gr. V., médio (P1)	39,7	2,0	8,4	3,8	41,2	2,1	3,0	0,0	0,0	100,2
TA03	Gr. V., base (P1)	39,9	2,4	8,4	5,2	38,8	2,0	2,5	0,0	0,0	99,2
TA04	Gr. VA, base (P1)	38,6	1,8	3,2	8,0	44,5	2,2	1,0	1,5	0,0	100,8
TA05	Gr. VA, topo (P2)	36,2	3,8	1,0	8,0	48,4	2,0	0,0	2,5	0,0	101,9
TA06	Gr. VA, médio (P2)	35,0	3,5	0,7	8,1	49,0	2,5	0,0	2,5	0,0	101,3
TA07	Gr. VA, base (P2)	35,8	3,5	0,8	7,9	48,1	2,2	0,0	2,5	0,0	100,8
TA08	Gr. VA, topo (P3)	34,2	3,8	0,7	7,1	52,9	2,7	0,0	0,0	0,0	101,4
TA09	Gr. VA, médio (P3)	34,6	3,3	0,5	5,8	53,6	2,5	0,0	0,0	0,0	100,3
TA10	Gr. VA, base (P3)	34,7	3,2	0,5	7,8	52,0	2,4	0,0	0,0	0,0	100,6
TA11	Maciço, topo (P4)	34,3	1,4	1,0	0,0	61,3	2,0	0,0	0,0	0,0	100,0
TA12	Maciço, médio (P4)	34,0	1,4	0,9	0,0	62,0	2,5	0,0	0,0	0,0	100,8
TA13	Maciço, base (P4)	35,0	1,5	0,7	0,0	60,0	2,2	0,0	0,0	0,0	99,4
TA14	Maciço, nó d. (P4)	52,8	1,3	9,0	17,0	18,2	2,3	0,0	0,0	0,0	100,6
TA15	Maciço, matriz n. (P4)	74,9	1,1	0,0	9,7	12,1	2,5	0,0	0,0	0,0	100,3
TA16	Maciço, topo (P5)	88,4	1,5	0,0	0,0	8,0	2,7	0,0	0,0	0,0	100,6
TA17	Maciço, médio (P5)	89,0	1,3	0,0	0,0	7,0	2,5	0,0	0,0	0,0	99,8
TA18	Maciço, base (P5)	89,1	1,3	0,0	0,0	6,8	2,3	0,0	0,0	0,0	99,5
TA19	Silicoso, topo (P6)	67,8	4,3	0,0	8,2	5,8	1,7	0,0	0,0	12,2	100,0
TA20	Silicoso, médio (P6)	66,0	4,5	0,0	8,9	3,7	1,5	0,0	0,0	15,4	100,0
TA21	Silicoso, base (P6)	62,0	4,1	0,0	11,1	2,5	1,5	0,0	0,0	18,8	100,0
TA22	Silicoso, topo (P7)	63,3	2,4	0,0	13,2	0,0	1,3	0,0	0,0	19,8	100,0
TA23	Silicoso, dunpã (P7)	31,8	1,2	0,0	28,4	0,0	1,9	0,0	0,0	36,7	100,0
TA24	Silicoso, base (P7)	69,5	2,2	0,0	19,0	0,0	1,1	0,0	0,0	8,2	100,0

Tabela AII.15 – Substituição de Al nos óxi-hidróxidos de Fe.
 Ex.: $GtAl_{0,08}$ significa 0,08 moles de Al na estrutura da goethita.
 nd: não determinado.

	FÁCIES	Goethita	Hematita
TA01	<i>Gr. V., topo (P1)</i>	Gt0,33	Hm0,15
TA02	<i>Gr. V., médio (P1)</i>	Gt0,33	Hm0,15
TA03	<i>Gr. V., base (P1)</i>	Gt0,33	Hm0,15
TA04	<i>Gr. VA, base (P1)</i>	Gt0,33	Hm0,15
TA05	<i>Gr. VA, topo (P2)</i>	Gt0,00	Hm0,00
TA06	<i>Gr. VA, médio (P2)</i>	Gt0,00	Hm0,00
TA07	<i>Gr. VA, base (P2)</i>	Gt0,00	Hm0,00
TA08	<i>Gr. VA, topo (P3)</i>	Gt0,00	Hm0,00
TA09	<i>Gr. VA, médio (P3)</i>	Gt0,00	Hm0,00
TA10	<i>Gr. VA, base (P3)</i>	Gt0,00	Hm0,00
TA11	<i>Maciço, topo (P4)</i>	nd	Hm0,00
TA12	<i>Maciço, médio (P4)</i>	nd	Hm0,00
TA13	<i>Maciço, base (P4)</i>	nd	Hm0,00
TA14	<i>Maciço, nód. (P4)</i>	Gt0,00	Hm0,00
TA15	<i>Maciço, matriz n. (P4)</i>	Gt0,00	nd
TA16	<i>Maciço, topo (P5)</i>	nd	nd
TA17	<i>Maciço, médio (P5)</i>	nd	nd
TA18	<i>Maciço, base (P5)</i>	nd	nd
TA19	<i>Silicoso, topo (P6)</i>	Gt0,00	nd
TA20	<i>Silicoso, médio (P6)</i>	Gt0,00	nd
TA21	<i>Silicoso, base (P6)</i>	Gt0,00	nd
TA22	<i>Silicoso, topo (P7)</i>	Gt0,00	nd
TA23	<i>Silicoso, duripã (P7)</i>	Gt0,00	nd
TA24	<i>Silicoso, base (P7)</i>	nd	nd

Tabela AII.16 – Cor da Tabela de Munsell e a razão hematita/(hematita+goethita)

	FÁCIES	Matiz	Valor	Croma	RHG
TA01	Gr. V., topo (P1)	1,5 YR	4	5	0,75
TA02	Gr. V., médio (P1)	1,5 YR	4	3	0,69
TA03	Gr. V., base (P1)	2,5YR	4	5	0,62
TA04	Gr. VA, base (P1)	5 YR	3	3	0,29
TA05	Gr. VA, topo (P2)	6,5YR	4	4	0,11
TA06	Gr. VA, médio (P2)	3,5YR	3,0	2	0,08
TA07	Gr. VA, base (P2)	6,5YR	4,0	7	0,09
TA08	Gr. VA, topo (P3)	6,5YR	4,0	7	0,09
TA09	Gr. VA, médio (P3)	3,5YR	3,0	2	0,08
TA10	Gr. VA, base (P3)	6,5YR	4,0	6	0,06
TA11	Maciço, topo (P4)	nd	nd	nd	1,00
TA12	Maciço, médio (P4)	nd	nd	nd	1,00
TA13	Maciço, base (P4)	nd	nd	nd	1,00
TA14	Maciço, nód. (P4)	5YR	5,0	7	0,35
TA15	Maciço, matriz n. (P4)	5Y	4,0	3	0,00
TA16	Maciço, topo (P5)	nd	nd	nd	nd
TA17	Maciço, médio (P5)	nd	nd	nd	nd
TA18	Maciço, base (P5)	nd	nd	nd	nd
TA19	Silicoso, topo (P6)	5Y	4,0	3	0,00
TA20	Silicoso, médio (P6)	5Y	5,0	7	0,00
TA21	Silicoso, base (P6)	5Y	5,0	7	0,00
TA22	Silicoso, topo (P7)	5Y	5,0	7	0,00
TA23	Silicoso, durpã (P7)	5Y	4,0	3	0,00
TA24	Silicoso, base (P7)	5Y	6,0	6	0,00

Tab. AII.17 – Composição química de amostras da Litosseqüência Granja do Ipê (GI) e Seqüência Vertical Proflora (PR).

	FÁCIES	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total
GI01	N. linha pedras	29,9	28,6	26,8	0,7	1,7	13,3	101,0
GI02	Solo	41,4	31,1	13,5	0,3	2,1	12,4	100,8
GI03	Nodular (base)	24,7	30,1	32,0	0,5	2,0	11,7	101,0
GI04	Nodular (topo)	24,1	32,6	27,1	0,4	1,9	14,5	100,6
GI05	Matriz ooidal	54,3	27,6	6,1	0,5	1,9	10,4	100,8
GI06	Colunar (córteX)	6,8	32,7	43,7	0,0	0,7	16,9	100,8
GI07	Colunar (córteX)	10,2	29,9	44,6	0,0	0,9	14,8	100,3
GI08	Pisoidal	51,3	29,3	6,1	0,4	1,4	11,7	100,2
PR01	Saprólito fino	50,3	31,9	3,7	1,6	2,5	11,4	101,3
PR02	F. maciça	25,9	23,9	39,6	0,8	2,0	8,4	100,6
PR03	F. nodular	30,4	29,1	27,8	0,3	1,9	10,9	100,5
PR04	Colunar (córteX)	16,9	26,5	44,5	0,0	1,1	12,0	100,9
PR05	Colunar (córteX)	19,6	24,8	44,2	0,0	1,3	11,6	101,6

Tab. AII.18 – Composição mineralógica de amostras da Litossequência Granja do Ipê (GI) e Sequência Vertical Proflora (PR).

	FÁCIES	Razões		Diagrama de Tardy (1993)			Minerais cardinais recalculados a 100%			
		RHG	RCGb	Gt + Gb	Hm	Ct	Hm	Ct	Gt	Gb
GI01	<i>N. linha pedras</i>	0,10	0,62	65,2	4,9	29,9	4,9	29,9	46,5	18,7
GI02	<i>Solo</i>	0,69	0,84	19,0	14,3	66,8	14,3	66,8	6,3	12,6
GI03	<i>Nodular (base)</i>	0,68	0,83	23,3	29,1	47,6	29,1	47,6	13,7	9,5
GI04	<i>Nodular (topo)</i>	0,21	0,65	54,1	9,2	36,8	9,2	36,8	34,3	19,7
GI05	<i>Matriz ooidal</i>	0,22	1,00	8,5	2,4	89,0	2,4	89,0	8,5	0,0
GI06	<i>Colunar (córteX)</i>	0,15	0,31	78,8	9,7	11,5	9,7	11,5	53,3	25,5
GI07	<i>Colunar (córteX)</i>	0,21	0,30	76,0	13,7	10,3	13,7	10,3	52,5	23,6
GI08	<i>Pisoidal</i>	0,00	0,87	22,3	0,0	77,7	0,0	77,7	10,7	11,6
PR01	<i>Saprólito fino</i>	0,33	1,00	4,0	1,9	94,1	1,9	94,1	4,0	0,0
PR02	<i>F. maciça</i>	0,62	0,88	27,8	37,5	34,7	37,5	34,7	22,8	5,0
PR03	<i>F. nodular</i>	0,76	0,83	19,5	28,9	51,6	28,9	51,6	9,1	10,4
PR04	<i>Colunar (córteX)</i>	0,31	0,80	50,7	19,4	29,9	19,4	29,9	43,3	7,3
PR05	<i>Colunar (córteX)</i>	0,36	0,85	46,0	22,7	31,3	22,7	31,3	40,6	5,4

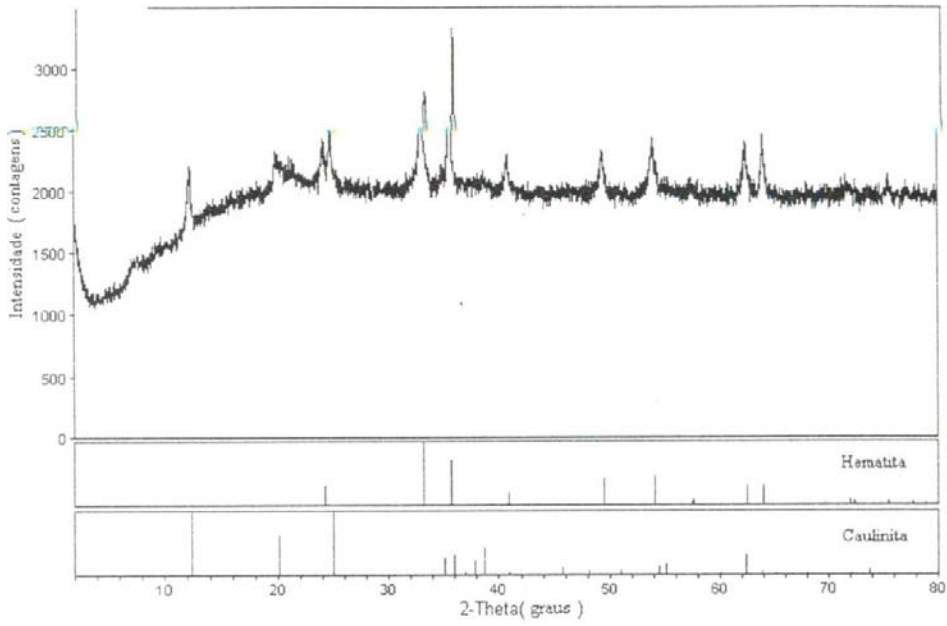


Fig. AII.1 – Difratoograma de amostra da fácies maciça (SB-04).

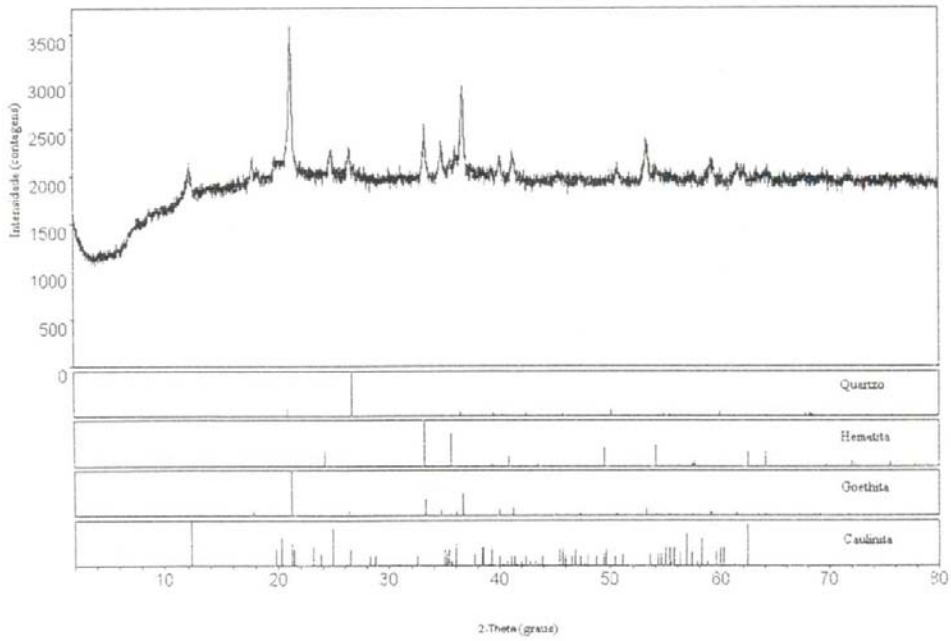


Fig. AII.2 – Difratoograma de amostra da fácies maciça (CO-04).

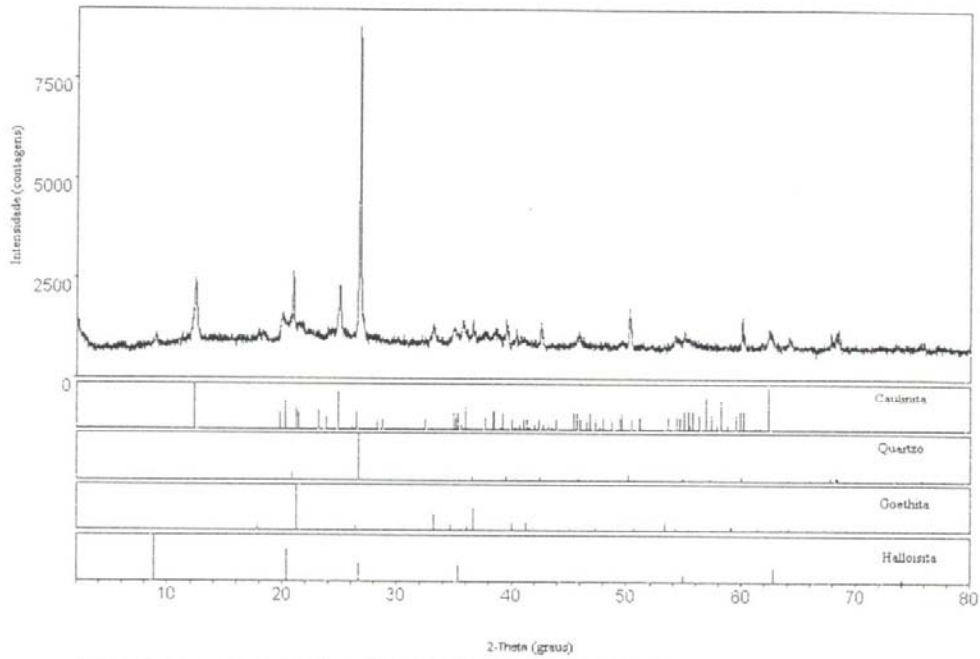


Fig. AII.3 – Difratoograma de amostra do saprólito (SB-02).

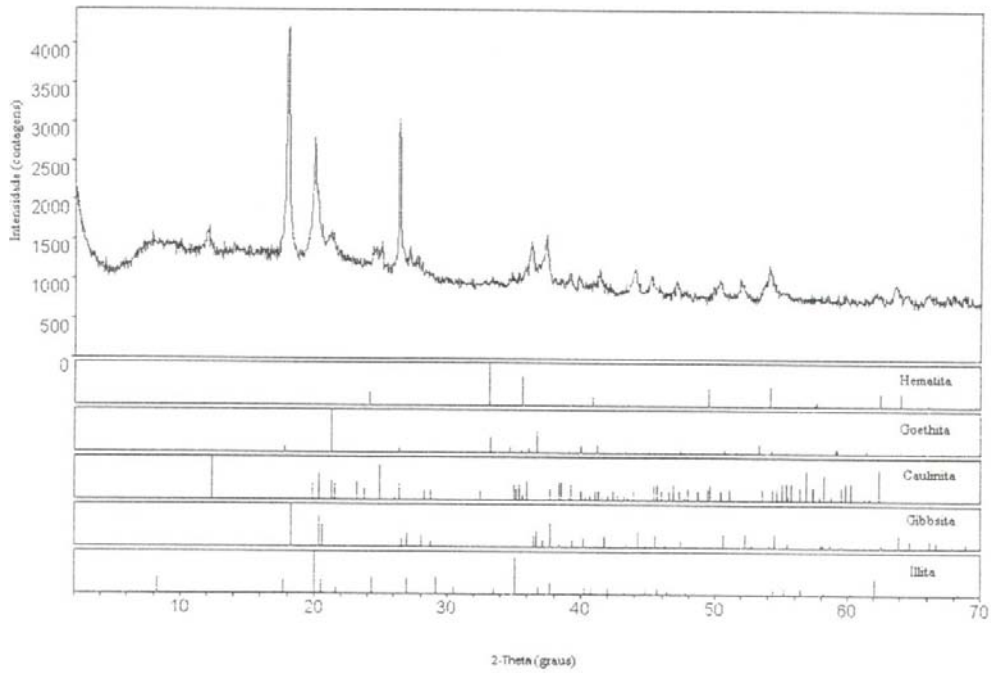


Fig. AII.4 – Difratoograma de amostra da fácies nodular inferior (CO-05).

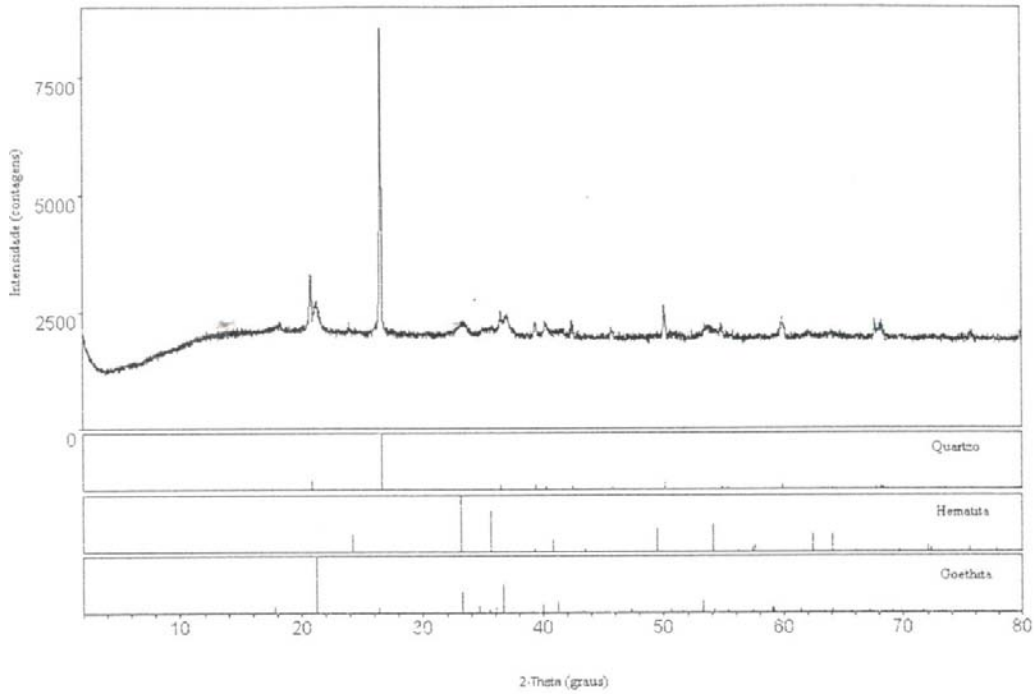
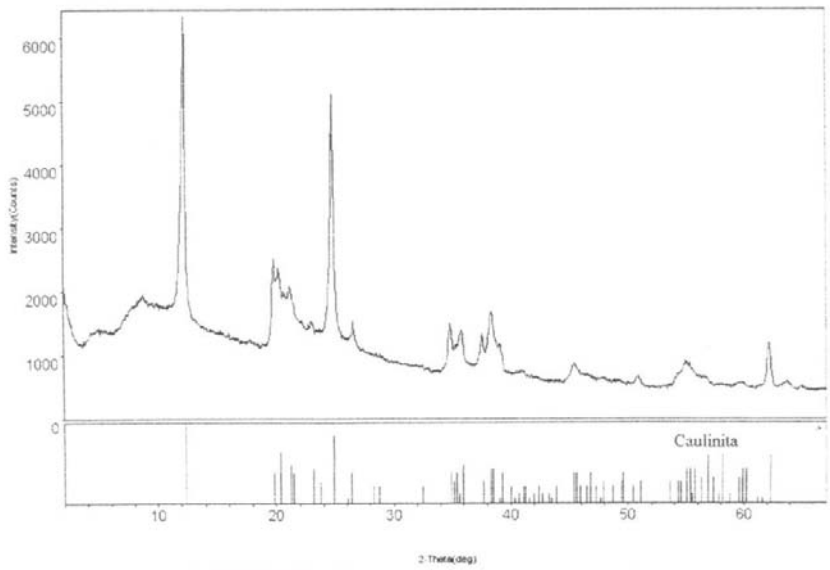


Fig. AII.5 – Difratoograma de amostra de nível arenoso ferruginizado associada à couraça maciça, da região de São Sebastião.



Laboratório de DPO - IGUEM

Fig. AII.6 – Difratoograma de amostra de porções brancas em saprólito fino no perfil da sequência Capão da Onça.

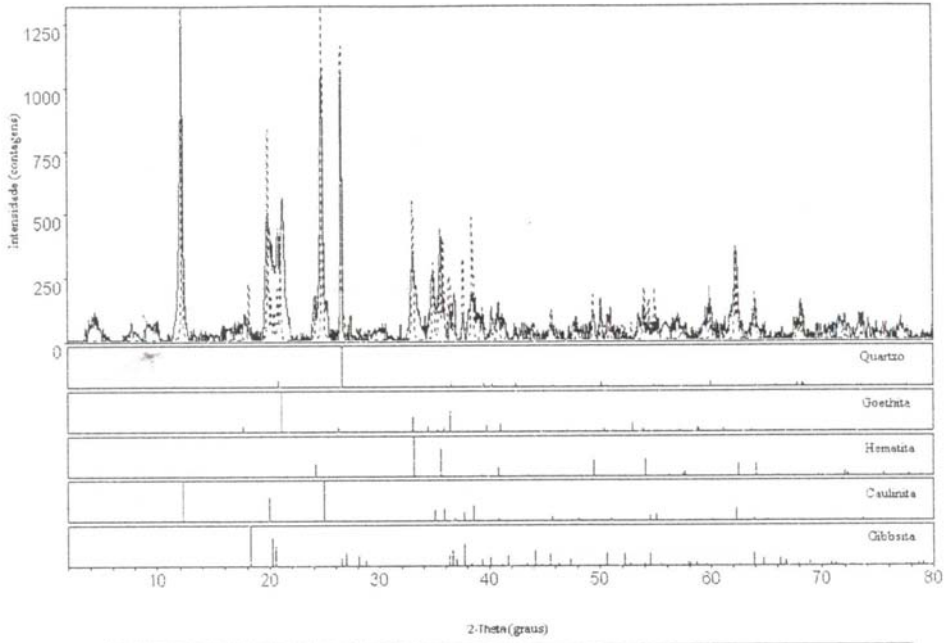


Fig. AII.7 – Difratoograma de material internodular da fácies nodular superior, na seqüência Capão da Onça.

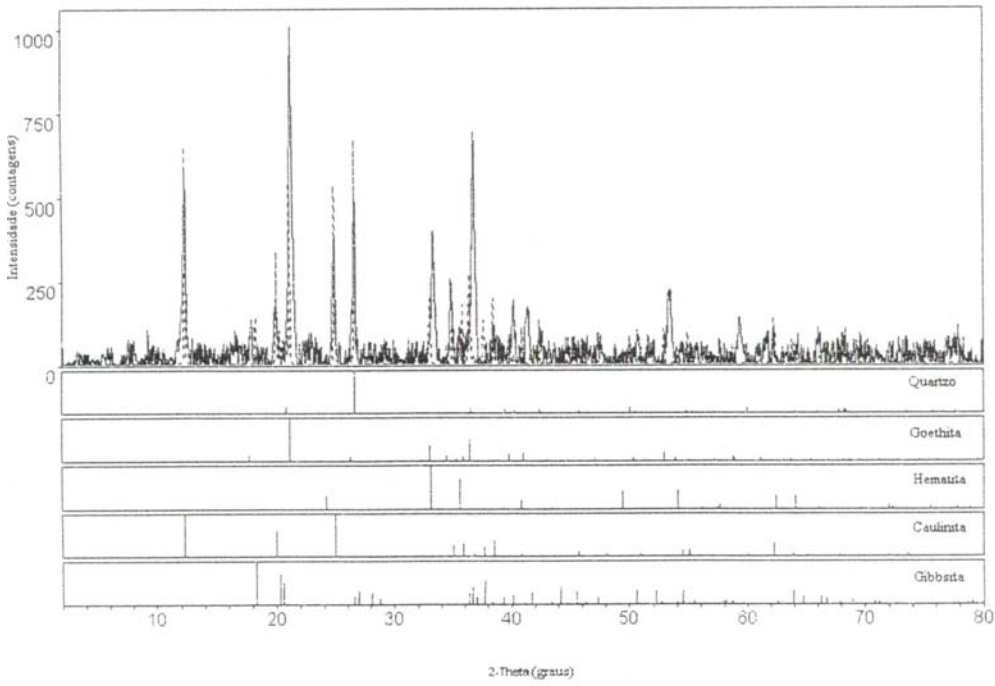


Fig. AII.8 – Difratoograma de nódulo da fácies nodular superior, da seqüência Vertical Capão da Onça.

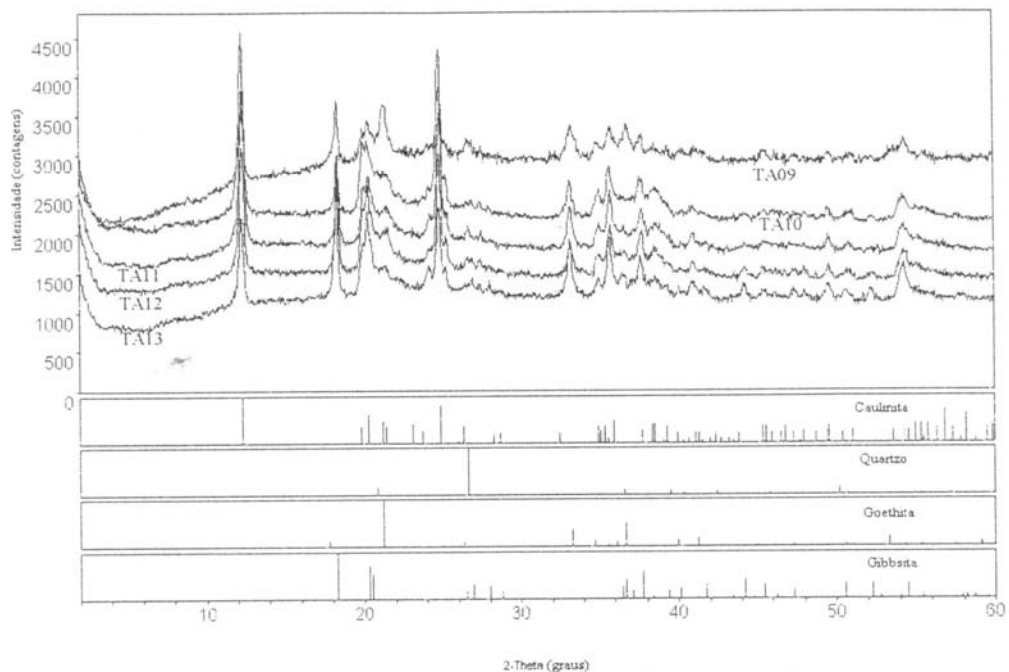


Fig. AII.9 – Difratomogramas da fração argila de horizontes de solo da Topossequência Estação Central (amostras de TA9 a TA13), entre as porções Mediana e de Topo, mostrando um aumento de gibbsita na Porção Mediana.

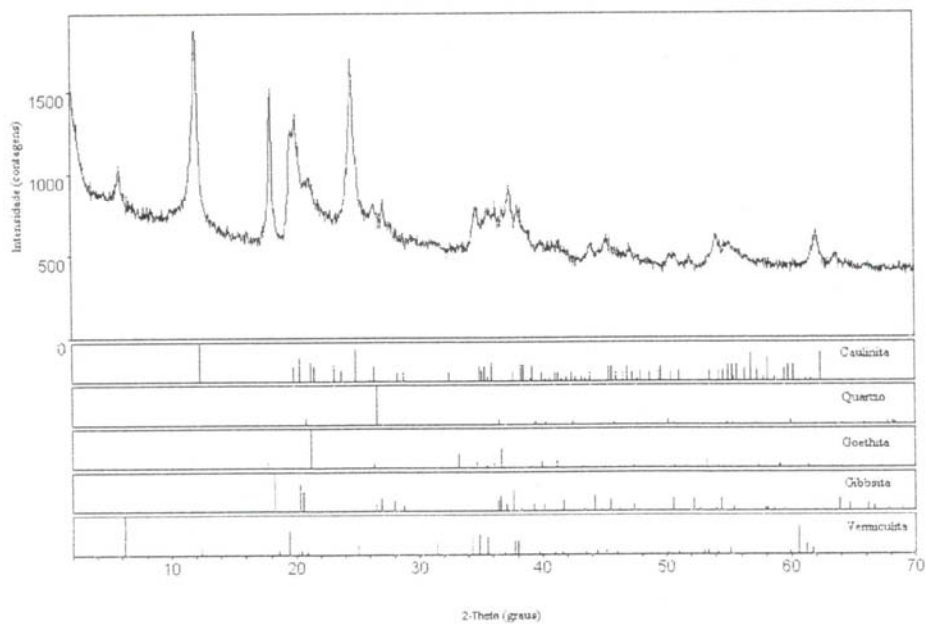
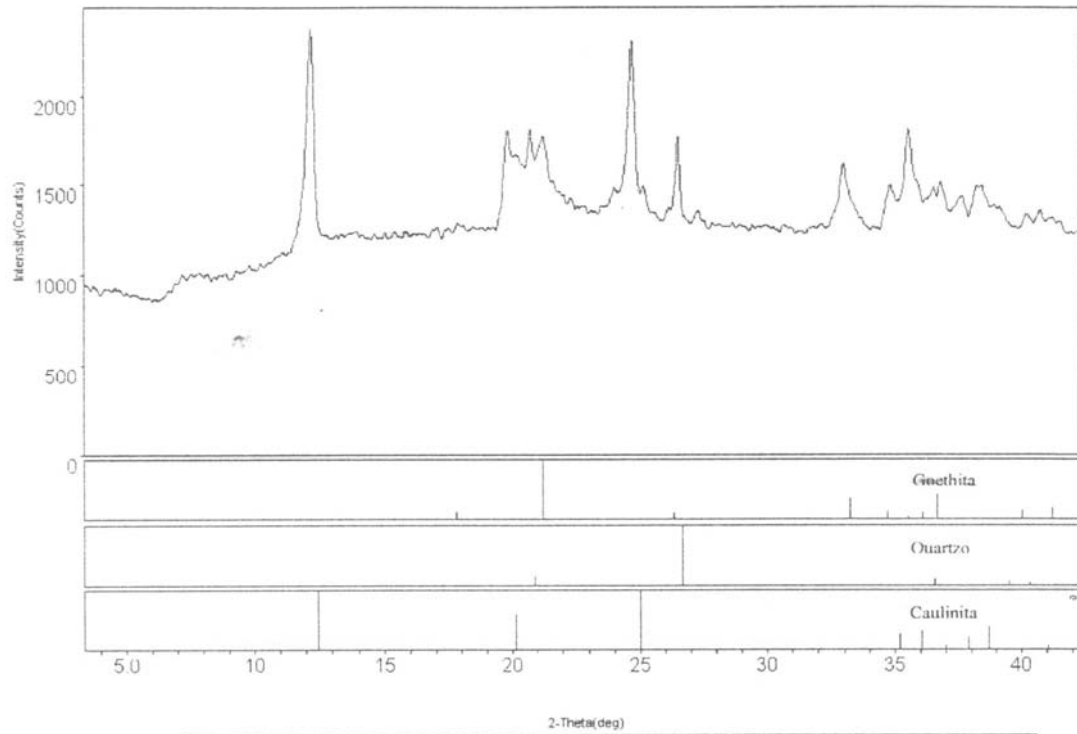


Fig. AII.10 – Difrátograma da fração argila da amostra TA02 mostrando presença de HIV nas porções mais elevadas da Topossequência Estação Central.



Laboratório de DRX - IGA/InB

Fig. AII.11 – Difratoograma de amostra da base da Topossequência Estação Central (TA21)

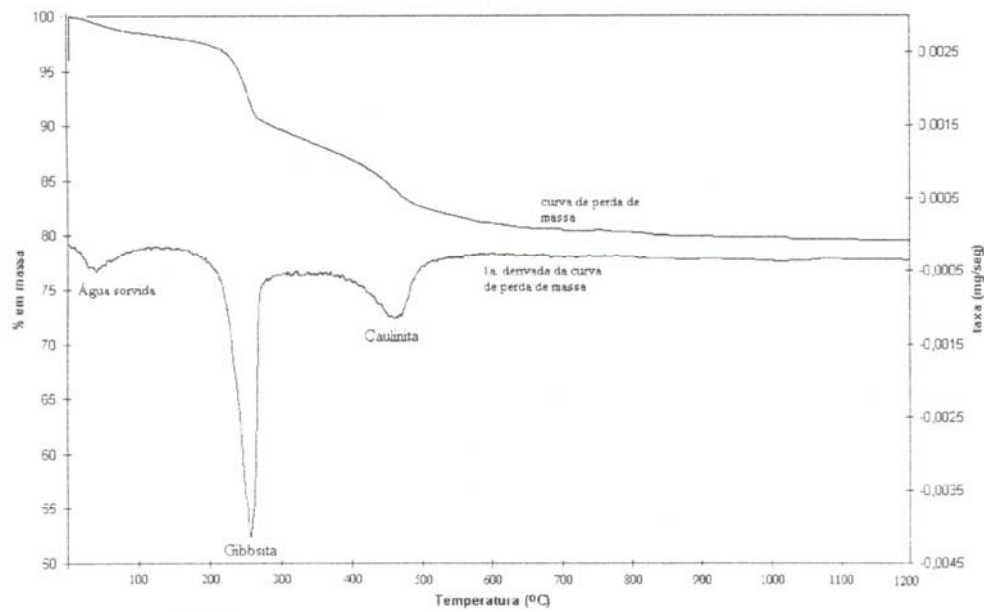


Fig. AII.12 – Termograma mostrando padrão de perda de massa de gibbsita e caulinita da amostra LA13. A curva acima representa a perda de massa, em %, e a curva abaixo, a 1ª derivada da perda de massa.

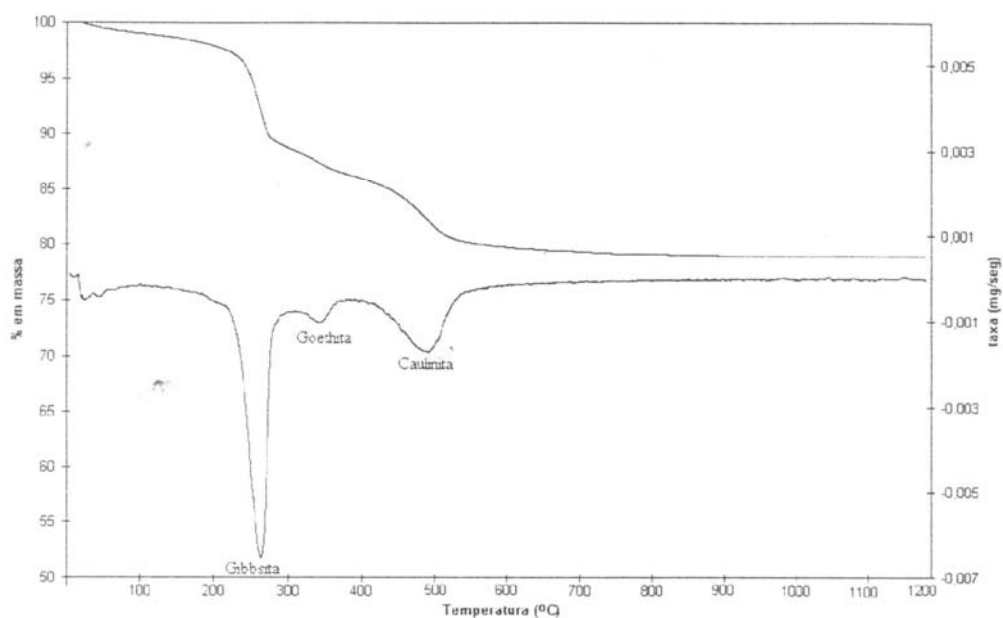


Fig. AII.13 – Termograma mostrando o padrão de perda de massa de gibbsita, goethita e caulinita de amostra de matriz internodular de couraça nodular de São Sebastião. Notar que as reações não interferem entre si. Isto confirma a elevada taxa de substituição de Al na goethita. Goethita deste tipo não interfere com a gibbsita, pois tem temperaturas de desidroxilação maiores do que goethita pobre em Al.

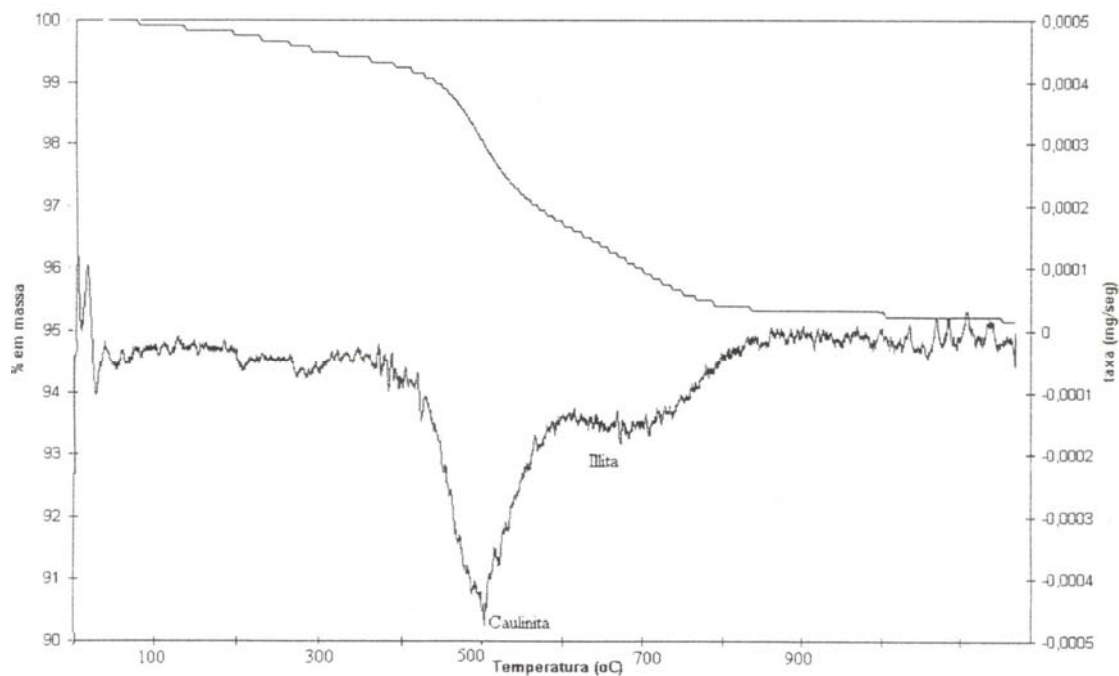


Fig. AII.14 – Termograma mostrando padrão de perda de massa da caulinita e illita de amostra de saprólito argiloso (amostra CO-02).

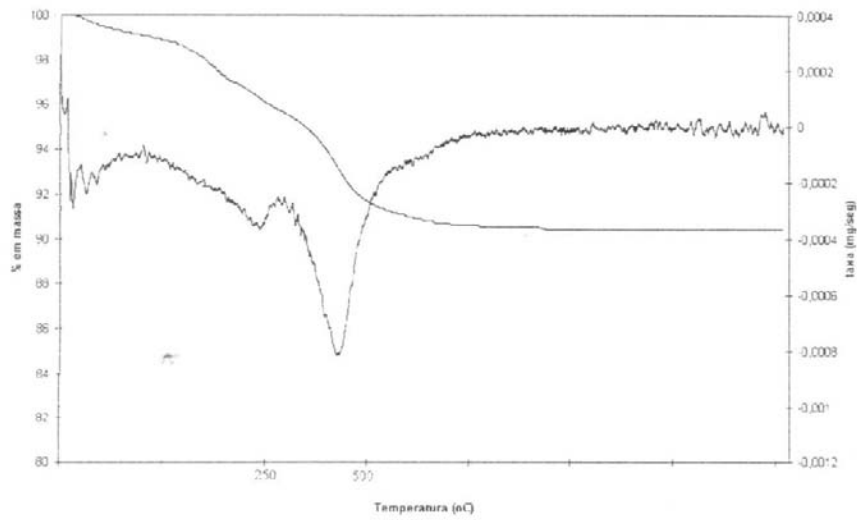


Fig. AII.15 – Termograma mostrando o padrão de perda de massa da goethita pobre em Al e caulinita (amostra de duripã, TA-23).

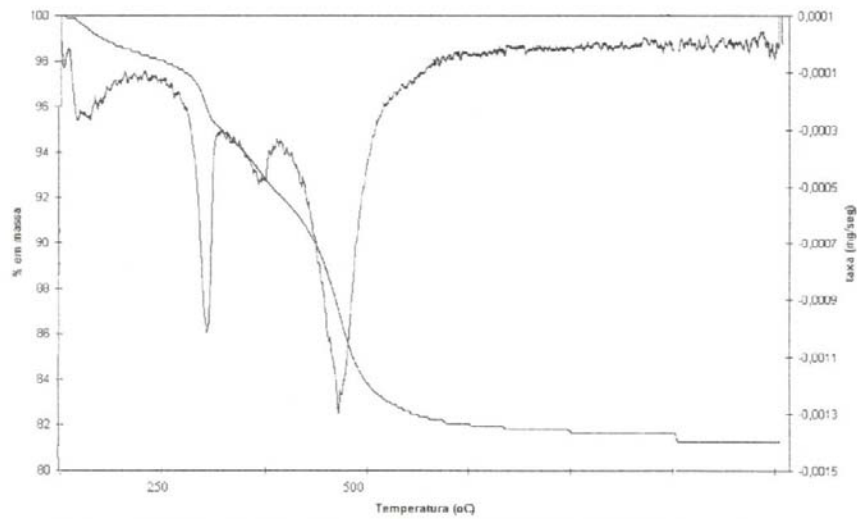


Fig. AII.16 – Termograma mostrando padrão de perda de massa de gibbsita, goethita e caulinita de amostra da fração argila de solo da Porção Mediana da Topossequência Estação Central, rica em caulinita (TA-16).