

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

Henrique Amorim Machado

Couraças ferruginosas e solos associados em diferentes
ambientes do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil

Minas Gerais – Brasil

Julho, 2018

Henrique Amorim Machado

Couraças ferruginosas e solos associados em diferentes
ambientes do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil

Tese apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Geografia da
Universidade Federal de Minas Gerais,
como requisito parcial para obtenção do
título de Doutor em Geografia

Área de concentração: Análise
Ambiental

Orientadora: Profa Dra. Cristiane Valéria
de Oliveira

Minas Gerais – Brasil

Julho, 2018

Agradecimentos

A construção de uma pesquisa de quatro anos e meio perpassa inevitavelmente pela mútua colaboração de inúmeros indivíduos, envolvidos direta ou indiretamente no processo de ensino e aprendizagem científico.

Como autor deste trabalho, gostaria de aqui deixar um pequeno registro da minha gratidão para com essas pessoas que em algum momento forneceram subsídios imprescindíveis para a arquitetura deste projeto.

Em primeiro lugar quero agradecer a meus pais Francisco e Terezinha por me darem toda a base moral que me permitiu chegar onde estou. Todo o carinho e afeto destinado gratuitamente a mim durante todos esses anos sem dúvida alguma, foi crucial para a realização desta pesquisa. Neste sentido também agradeço ao Raphael, meu irmão e companheiro, por me inspirar a cada dia ser mais questionador da realidade que me cerca e de desempenhar um papel mais ativo na sociedade a partir do meu saber.

Gostaria de agradecer a minha Orientadora, professora Dra. Cristiane Valéria de Oliveira, carinhosamente chamada no CEPED de “Cris”, por todo esse tempo de dedicação e paciência com minhas dúvidas e meus atrasos. Por ter construído comigo laços que superam a relação fria e pragmática de orientadora – orientando, sempre disposta a entender meus motivos, meus anseios e angústia durante todas as etapas deste doutorado e oferecer sua ajuda em qualquer momento que eu precisar.

Ao professor Fábio Soares de Oliveira, faltam palavras para descrever a importância de suas contribuições para a elaboração deste trabalho. Um enorme sentimento de gratidão e orgulho se instalam em mim ao dizer que seu auxílio, paciência e paixão pelo que faz me inspiram a ser um geógrafo cada dia melhor.

Aos meus caros amigos de longas datas, Anna Luiza, Victor e Marcelo Zuza, gostaria de agradecer por todo apoio e torcida que dedicaram a mim e pela paciência e compreensão em minhas repentinas ausências.

Aos amigos que o mestrado me trouxe também sou muito grato, pois os laços e aprendizados daquela época trouxeram importantes contribuições para o meu caminhar científico, meu muito obrigado para os amigos Renato Silva, Lais, Fernanda, Mariana Velasque, Risely, Dayane e Giliander.

O doutorado, além de me propiciar grandes desafios e experiências acadêmicas, me apresentou pessoas maravilhosas que me enriqueceram

enormemente durante este breve período. A esses novos amigos destaco carinhosamente a Alcione que com sua espontaneidade e alegria sempre nos colocou para cima, o Mateus que sempre esteve atento e disposto para me ajudar em qualquer questão, aos companheiros do GEODIVERSO que a partir de conversas, discussões científicas ou mesmo confraternizações, acabaram me ensinando muito e por fim aos membros do CEPED com quem pude conviver ao longo desse tempo e pude aprender novos conceitos, novas abordagens e perspectivas teóricas dentro da pedologia.

Agradeço a Mariana Rezende que me recebeu de braços abertos na UFMG, sua casa, e me auxiliou na quantificação dos agregados e suas respectivas morfologias além de me ceder suas horas nos laboratórios de microscopia.

Agradeço o Willian Fortes que realizou tão solícitamente as análises de DRX utilizadas neste trabalho.

Agradeço ao técnico Fernando do laboratório de Geomorfologia da UFMG, que compartilhou de seu grande conhecimento com todos nós que ali realizavam suas pesquisas.

Aos novos colegas do IFMG que me receberam com grande carinho e tiveram a sensibilidade de entender o momento de finalização desta pesquisa, compreendendo minha apertada agenda e aliviando quanto possível minha carga horária.

E por fim, mas longe de ser menos importante, agradeço todos aqueles companheiros que esses quatro anos de pesquisa acabou me apresentando. Meus sinceros agradecimentos ao Gabriel, Alice, Mariana Louise, Paulo, Jonas, Marcelo Begulo, Matheus Purgato, Izadora Nakao, Renato Padrão, Mailson, Heber e tantos outros que caberiam nesta lista, mas abrevio para dar início às discussões a que este trabalho se compromete a fazer.

Resumo

A variabilidade litológica atrelada a um desenvolvimento geomorfológico complexo, faz com que a região do Quadrilátero Ferrífero (QF), porção central do estado de Minas Gerais, possua uma rica diversidade de coberturas pedológicas. Dentre estas, destaca-se por sua unicidade os solos derivados de rochas com alto teor de ferro como os Itabiritos e couraças ferruginosas. Esta pesquisa se dedica ao estudo da formação e transformação das couraças ferruginosas do QF possuindo como objetivo central analisar como tais couraças se formam diretamente de rochas, como os itabiritos, e como evoluem se transformando em solos perférricos. As áreas de investigação foram escolhidas a partir de incursões de campo e auxílio de uma cartografia de base, sendo definidas duas áreas: a borda oeste do Sinclinal Moeda e o Maciço da Pedra Rachada. A partir disso o estudo se dedicou a algumas questões pontuais relacionadas a estes materiais, incluindo: i) relação dos solos perférricos com seu material de origem e com o contexto geomorfológico; ii) propriedades físicas como a textura, relacionada à natureza e composição eminentemente ferruginosa dos solos; iii) diversidade de fácies de alteração envolvida no processo de formação das couraças até se transformarem em solos e; iv) natureza e evolução das microestruturas tão características destes solos perférricos. Os resultados indicaram que: i) a formação dos Latossolos Perférricos dentro do QF ocorre preferencialmente a partir do acúmulo de material coluvial no sopé da vertente onde o desenvolvimento de anfiteatros na media-alta vertente facilita a desestabilização mecânica das couraças ferruginosas de topo e aumenta a quantidade de materiais transportados em superfície a partir de fluxos concentrados; ii) as técnicas de dispersão de partículas que proporcionaram maior vibração sem aumentar o choque entre elas (abrasão) são as mais indicadas para separar as frações silte e argila; iii) a formação da couraça diretamente do itabirito é acompanhada por diversas variações morfológicas, com forte controle geomorfológico, além do controle litológico. Na Pedra Rachada um perfil laterítico foi identificado no front do *hog back* que caracteriza a área, sendo composto por F1 – itabirito não alterado; F2 – couraça placoidal estruturada; F3 – couraça placoidal estruturada com zonas de placas em fragmentação; F4 e F5 – couraça fragmentada com placas desorganizadas e F6 – canga. No reverso estão presentes apenas couraças fragmentadas com placas desorganizadas, podendo ser diferenciadas em R1 - couraça placoidal com fragmentação incipiente e, couraças fragmentadas com placas finas (R2), médias (R3) e grossas (R4) desorganizadas. A associação das variações morfológicas permitiu reconhecer a presença de três fácies de alteração geneticamente associadas: fácies couraça ferruginosa isalterítica, fácies couraça ferruginosa fragmentada e canga. Sua formação e evolução estão intimamente associadas a condicionantes lito-estruturais e geomorfológicos; iv) os microagregados nos solos perférricos são diversificados e incluem nódulos de couraças com núcleo interno ferruginoso e córtex de alteração ferro-aluminoso (goethita aluminosa), sendo mais adequados trata-los como micronódulos, microagregados com micromassa ferro-aluminosa, derivada da degradação dos micronódulos, com posterior arredondamento e microagregados termíticos formados pela atividade pedobioturbadora. Essa diversidade mostra a complexidade genética das microestruturas em solos enriquecidos em ferro e a tendência ao arredondamento apresentada por estes materiais. No geral o estudo demonstrou que os solos perférricos do QF, independente de suas classificações taxonômicas, possuem influência tamanha dos seus respectivos materiais de origem e contextos geomorfológicos suficientes para adjetivação de endêmicos por sua unicidade e raridade no território nacional.

Palavras Chave: Couraça Ferruginosa; Canga; Itabirito; Solos Perférricos; Alteração; Quadrilátero Ferrífero ; Micro agregação;

Abstract

The lithological variability, coupled with a complex geomorphological development, makes the region of the Quadrilátero Ferrífero (QF) have a rich diversity of soil cover. Among these, the soils derived from rocks with high iron content such as Itabirites and iron crusts stand out for their unicity. This research is dedicated to the study of the formation and transformation of iron crusts of the QF, with the central objective of analyzing how these iron crusts are formed directly from rocks, such as itabirites, and how they evolve into soils with high iron content. The areas of investigation were chosen from field incursions and assistance of a base cartography, being defined two areas: the western edge of the Sinclinal Moeda and the Hogback of the Pedra Rachada. In order to characterize the physical constituents of the Serra da Moeda soil, a method was developed for the dispersion of particles with high Fe_2O_3 content, concluding that due to genetic characteristics of the material itself, a method that provides higher vibration for the particles that do not promote too much abrasion is best suited for obtaining safe results from fine fractions such as silt and clay. The formation of oxisols rocks with high iron content within the QF is due to the accumulation of colluvial material at the foot of the slope where the development of erosive amphitheaters in the mid-high slope facilitates the mechanical destabilization of the top iron crusts and increases the amount of surface transported materials from of concentrated flows. Thanks a detailed study in Pedra Rachada, northern portion of the QF, the following morphological variations were found in the front: F1 - itabirito not altered; F2 - Structured placoidal iron crust; F3 - structured placoidal iron crust with zones of plates in fragmentation; F4 and F5 - fragmented iron crust with disorganized plates and F6 - canga. On the reverse only fragmented breastplates with disorganized plaques are present, and can be differentiated into R1 - placoidal iron crust with incipient fragmentation and, fragmented iron crust with fine plates (R2), medium (R3) and thick (R4) disorganized. The association of the morphological variations allowed to recognize the presence of three facies of genetically associated alteration: facies isalteritic iron crust, facies fragmented iron crust and facies canga. Its formation and evolution are closely associated with lithostructural and geomorphological conditions. When analyzing the micro aggregates of the soil with high iron content it could be noted that morphologically the breast nodules present a ferruginous inner nucleus and a ferro-alumino alteration cortex. Considering the mineral chemical composition, the values found indicate the presence of hematite and goethite as the main minerals of these internal nuclei and aluminous goethite in the cortex. When analyzing the aggregates, the same compositional variation and zoning of the harnesses is not observed. The genesis of these microaggregates seems to bear witness to a more complex trajectory than in other soils with this structure. This is evidenced by the existence of distinct organizations that may be incorporated in this category and by the fact that these soils differ from the others by eminently ferruginous composition.

Keywords: Iron crust; Canga; Itabirito; Oxysols; Alteration; Quadrilátero Ferrífero; Micro aggregation

Lista de Figuras

Figura 1 - Paleozonalidades das couraças ferruginosas e migração do Brasil em relação ao equador	18
Figura 2 - Gênese das couraças normais e ricas em áreas sobre influência do Itabirito no Quadrilátero Ferrífero.....	20
Figura 3 - Modelo de gênese e evolução de couraças aluvias.....	22
Figura 4 - Perfil de Laterização hipotético desenvolvido a partir de Itabirito.....	25
Figura 5 - Formação dos nódulos dentro da carapaça e couraça.	27
Figura 6 Possível gênese das couraças eluviais no Quadrilátero Ferrífero e sua contribuição para a gênese das demais couraças	28
Figura 7 - Perfil de degradação da couraça e goethização dos nódulos	30
Figura 8 - Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero	34
Figura 9 - Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero	35
Figura 10 - Inferências climáticas dos últimos 100 milhões de anos para o Quadrilátero Ferrífero e seu entorno.....	39
Figura 11 - Vegetações do Quadrilátero ferrífero.....	43
Figura 12 - Fases do Garimpo do ouro superficial na Região do Quadrilátero Ferrífero entre os séculos XVII – XIX e sua influência na ocupação do espaço.....	46
Figura 13 - Produção de ouro estimada no Brasil de 1700 a 1895 de acordo com Eschewege, Calógeras e Henwood, adaptado de Pinto (2000)	48
Figura 14 - Dendograma de similaridade entre as médias de solos por material de origem. Índice de agrupamento: distância Euclidiana, método: vizinho mais próximo.	63
Figura 15 - Mapa de localização das áreas de ocorrência de LATOSSOLO VERMELHO perférico na área do projeto APA SUL - Quadrilátero Ferrífero, com respectiva topossequência delimitada para estudo.....	70
Figura 16 - Associação dos LVJ com anfiteatros na meia vertente na Serra da Moeda, QF, MG.....	71
Figura 17 - Distribuição das frações grossas, cascalho e calhau, nos horizontes dos perfis da Topossequência na Serra da Moeda.....	74
Figura 18 - Fraturamento dos fragmentos de couraça arredondada no Latossolo – perfil SMP3 (a, b, c) e Cambissolo – perfil SMP2 (d, e).	74
Figura 19 - Teores de titânio ao longo dos horizontes nos perfis selecionados SM2 e SM3 na Topossequência da Serra da Moeda	75
Figura 20 - Evolução da vertente da borda Oeste do Sinclinal Moeda.....	78
Figura 21 - Mapa de localização da área de estudo – Pedra Rachada – no QF / MG	83

Figura 22 - Grupos litológicos, perfil topográfico e localização das amostras na área de estudo.....	84
Figura 23 - Variações morfológicas observadas no front (prefixo F) e reverso (prefixo R).....	87
Figura 24 - Fotomicrografias da amostra F1 – itabirito fresco – Pedra Rachada, QF, MG.....	88
Figura 25 - Fotomicrografias da amostra F2 – couraça placoidal estruturada – Pedra Rachada, QF, MG.....	90
Figura 26 - Fotomicrografias da amostra F3 – couraça placoidal estruturada com zonas fragmentadas – Pedra Rachada, QF, MG.	91
Figura 27 - Fotomicrografias da amostra F4 – couraça placoidal fragmentada desorganizada – Pedra Rachada, QF, MG.	93
Figura 28 - Fotomicrografias da amostra F5 – couraça placoidal fragmentada desorganizada – Pedra Rachada, QF, MG.	94
Figura 29 - Fotomicrografias da amostra F6 – canga – Pedra Rachada, QF, MG.	95
Figura 30 - Fotomicrografias da amostra R1 – couraça placoidal com fragm. incipiente – Pedra Rachada, QF, MG.	97
Figura 31 - Fotomicrografias da amostra R2 – couraça placoidal fragmentada – Pedra Rachada, QF, MG.	99
Figura 32 - 11 Fotomicrografias da amostra R3 – couraça placoidal fragmentada – Pedra Rachada, QF, MG.	100
Figura 33 - Fotomicrografias da amostra R4 – couraça placoidal fragmentada – Pedra Rachada, QF, MG.	101
Figura 34 - Mapas microquímicos obtidos com sonda EDS acoplada em MEV de feições selecionadas das variações morfológicas coletadas no front.....	103
Figura 35 - Análises químicas pontuais obtidas com WDS em Microsonda Eletrônica de sítios representativos da amostra F1 – itabirito fresco – Pedra Rachada, QF, MG.....	104
Figura 36 - Análises químicas pontuais obtidas com WDS em Microsonda Eletrônica de sítios representativos da amostra F3 – couraça placoidal estruturada com zonas fragmentadas – Pedra Rachada, QF, MG.	105
Figura 37 - Análises químicas pontuais obtidas com WDS em Microsonda Eletrônica de sítios representativos da amostra F4 – couraça placoidal fragmentada – Pedra Rachada, QF, MG.	106
Figura 38 - Análises químicas pontuais obtidas com WDS em Microsonda Eletrônica de sítios representativos da amostra F6 – canga – Pedra Rachada, QF, MG.	107

Figura 39 - Difratoformas de raios-x representativos de placas e cimento entre placas das amostras F3 e F4 - Pedra Rachada, QF, MG.....	109
Figura 40 - Aspecto morfológico geral do perfil S1, evidenciando a presença de horizontes com contatos irregulares - Pedra Rachada, QF, MG.	111
Figura 41 - Aspecto morfológico geral do perfil S2, evidenciando a presença de um horizonte organo-mineral sobre a canga - Pedra Rachada, QF, MG.....	112
Figura 42 - Representação esquemática das fácies que compõem o perfil laterítico na Pedra Rachada, QF, MG.	113
Figura 43 - Localização da área de estudo, Serra da Moeda, QF, MG, suas unidades geológicas e pontos amostrais.....	121
Figura 44 - Localização na topossequência dos perfis de solo com caráter perférrico estudados.....	122
Figura 45 - Fotomicrografias em luz transmitida, nicois paralelos (Lpnp), luz refletida (Lr) e imagens de elétrons retroespalhados dos horizontes B dos perfis estudados (SMP2, 3 e 4).....	126
Figura 46 - Fotomicrografias em luz transmitida, nicois paralelos (Lpnp), nicois cruzados (Lpnc) e em luz refletida (Lr) do horizonte A do perfil SMP4.....	127
Figura 47 - Boxplots da variação do tamanho dos agregados (em mm) e do índice de arredondamento dos agregados considerando o universo amostral de 100 agregados para o perfil SMP2 e 150 agregados para os perfis SMP3 e SMP4.	128
Figura 48 - Fotomicrografias em luz transmitida, nicois paralelos (Lpnp), nicois cruzados (Lpnc) e em luz refletida (Lr) do horizonte A do perfil SMP4.....	129
Figura 49 - Imagens de elétrons retroespalhados e respectivas análises químicas pontuais por Microsonda Eletrônica (sonda WDS) de agregados e fragmentos de couraça do horizonte Bi do perfil SMP2, Serra da Moeda, QF.....	130
Figura 50 - Imagens de elétrons retroespalhados e respectivas análises químicas pontuais por Microsonda Eletrônica (sonda WDS) de agregados e fragmentos de couraça do horizonte Bi do perfil SMP3, Serra da Moeda, QF.....	131
Figura 51 - Imagens de elétrons retroespalhados e respectivas análises químicas pontuais por Microsonda Eletrônica (sonda WDS) de agregados e fragmentos de couraça do horizonte Bw do perfil SMP4, Serra da Moeda, QF.....	132
Figura 52 - Correlação de pearson entre as partículas Silte x Argila para todos os tratamentos.....	143
Figura 53 - Nódulo representativo da fração areia fina no solo estudado, mostrando o alto grau de fragmentação, que pode resultar num aumento das partículas d esilte ou argila conforme os métodos de dipersão.....	144

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Comparação da produção de ferro e consumo de carvão vegetal entre os métodos do Cadinho e da Forja Catalã. Adaptado de LIBBY (1988).....	50
Tabela 2 - Síntese dos atributos físicos, químicos e morfológicos dos horizontes B dos solos perférricos.....	60
Tabela 3 - Média da química dos óxidos pelo ataque sulfúrico por material de origem	61
Tabela 4 - Condição morfológica de ocorrência do LVJ no QF	71
Tabela 5 - Classes de relevo segundo a declividade	71
Tabela 6 - Aspectos morfológicos e texturais dos solos da topossequência	73
Tabela 7 - Atributos físicos dos solos sob canga na Pedra Rachada, QF, MG ...	109
Tabela 8 - Atributos químicos dos solos sob canga na Pedra Rachada, QF, MG	110
Tabela 9 - Constituintes e arranjos micromorfológicos dos horizontes B dos perfis estudados (SMP2, 3 e 4) e horizonte A de SMP4	125
Tabela 10 - Granulometria de acordo com os diferentes métodos de análise.....	142
Tabela 11 - Diferenças significantes na fração argila dentre os tratamentos no teste Kruskal-Wallis ($P < 0,025$)	142

Sumário

INTRODUÇÃO	13
CAPÍTULO 1 - FORMAÇÃO E DEGRADAÇÃO DE COURAÇAS FERRUGINOSAS EM AMBIENTES TROPICAIS.....	17
1.1 Gênese da couraça	17
1.2 Degradação da couraça ferruginosa.....	29
1.3 Relação Couraça-Paisagem	32
CAPÍTULO 2 – O QUADRILÁTERO FERRIFERO.....	34
2.1 Geologia.....	34
2.1.1 Gênese dos Itabiritos.....	37
2.2 Clima	38
2.2.1 Climas Passados.....	38
2.2.2 Clima Atual	40
2.3 Geomorfologia	41
2.4 Vegetação	42
2.5 O homem nas transformações moderna e contemporânea do QF.....	44
CAPÍTULO 3 - SOLOS PERFÉRRICOS DO BRASIL.....	54
3.1 Introdução	54
3.2 Materiais e métodos	55
3.3 Resultados	56
3.3.1 Aspectos morfológicos e físicos dos solos perférricos	56
3.3.2 A química dos solos perférricos.....	57
3.3.3 A mineralogia dos solos perférricos.....	61
3.4 Discussão.....	62
3.5 Conclusões.....	65
CAPÍTULO 4 – CONTEXTO GEOMÓRFICO E MATERIAIS DE ORIGEM ASSOCIADOS AO LATOSSOLO VERMELHO PERFÉRRICO: ESTUDO DE CASO NA SERRA DA MOEDA, QUADRILÁTERO FERRIFERO - MG.....	67
4.1 Introdução	67
4.2 Procedimentos metodológicos.....	69
4.3 Resultados	70
4.3.1 Contexto morfológico.....	70
4.3.2 A topossequência.....	72
4.4 Discussão.....	75
4.4.1 Uma aproximação da história pedogeomorfológica da Serra da Moeda e a formação dos materiais de origem dos Latossolos.....	76
4.5 Conclusões.....	79
CAPÍTULO 5 – VARIAÇÃO FACIOLÓGICA DO MANTO DE ALTERAÇÃO ASSOCIADO ÀS COURAÇAS FERRUGINOSAS NO MACIÇO DA PEDRA RACHADA, QUADRILÁTERO FERRIFERO, MG	80
5.1 Introdução	81
5.2 Área de estudo e amostragens.....	83
5.3 Análises.....	85
5.4 Resultados	87
5.4.1 Variações macro e micromorfológicas no <i>front</i>	87
5.4.2 Variações macro e micromorfológicas no reverso	96
5.4.3 Composição química e mineralógica	101
5.4.4 Os solos sobre a canga	109

5.5	Discussão.....	112
5.6	Conclusões.....	116
CAPÍTULO 6 – INDICADORES MICROMORFOLÓGICOS E MICROQUÍMICOS DA GÊNESE DE AGREGADOS GRANULARES EM SOLOS PERFÉRICOS.....		118
6.1	Introdução	118
6.2	Procedimentos metodológicos	120
6.2.1	Área de estudo	120
6.2.2	Amostragem e análises	122
6.3	Resultados	123
6.3.1	Micromorfologia	123
6.3.2	Microquímica	128
6.4	Discussão.....	133
6.5	Conclusões.....	138
CAPÍTULO 7 - DISPERÇÃO EFICIENTE DE UM LATOSSOLO PERFÉRICO EM RESPOSTA A 11 TRATAMENTOS		139
7.1	Introdução.....	139
7.2	Procedimentos metodológicos	140
7.3	Resultados.....	141
7.4	Discussão	143
6.5	Conclusões.....	145
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....		146
REFERENCIAS.....		148

INTRODUÇÃO

A variabilidade litológica do Quadrilátero Ferrífero (QF) foi objeto de diferentes investigações científicas, com questões que transpassavam os séculos e descobertas que acabariam por modificar o contexto sócio econômico do estado de Minas Gerais (DORR, 1969). De maneira análoga, a evolução geomorfológica desta porção contém características singulares que despertam a atenção de pesquisadores, sendo as hipóteses de seu desenvolvimento bem discutidas pela literatura especializada (KING, 1956; TRICARD, 1961; BARBOSA; RODRIGUES, 1965; DORR, 1969, SALGADO, 2006).

Com atributos tão ímpares encontrados em um recorte relativamente pequeno dentro do território de Minas Gerais, é de se esperar que as coberturas superficiais também revelem aspectos importantes para a ciência, seja pela singularidade dos processos que atuaram na sua formação ou pelas propriedades físicas, químicas e mineralógicas que apresentam.

Essa unicidade foi observada em alguns trabalhos, destacando os altos teores de Fe, alta substituição de Al na goethita e maghemita, estruturação dos agregados de forte a muito forte, grande magnetização e a relação molecular TiO_2/Fe_2O_3 diferenciada dos demais solos desenvolvidos a partir de rochas básicas e ultrabásicas (RADAMBRASIL, 1983; CURI; FRANZMEIER, 1984; COSTA, 2003; CARVALHO FILHO, 2008; OLIVEIRA, 2013).

Todavia, como destaca Carvalho Filho (2008), a variabilidade de solos dentro do QF é pouco conhecida. Este fato, em parte, se deve a falta de levantamentos pedológicos em escalas de maior detalhe, uma vez que para toda a região existe somente o levantamento de solos realizado pelo projeto RADAMBRASIL na década de 1980 na escala de 1:1.000.000 (RADAMBRASIL, 1983). Outros mapeamentos foram realizados para porções específicas da região, com destaque para o mais recente realizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM em parceria com a Secretaria de Meio Ambiente de Belo Horizonte, cobrindo uma expressiva parte da região norte do QF (SHINZATO; CARVALHO FILHO, 2005). Este levantamento cobriu uma área de 1625,32 Km² e encontrou seis ordens e 8 sub-ordens, representados em uma escala de 1:50.000. Shinzato e Carvalho Filho (2005) ainda destacam que os solos do Quadrilátero Ferrífero possuem uma grande influência do material de origem. Neste contexto, é interessante ressaltar um grupo de solos que exprime grande afinidade genética a com seu respectivo material de origem e não possui muita ênfase nos estudos pedológicos dentro desta região, os solos derivados de couraças ferruginosas.

As couraças ferruginosas, destacadas por Dorr (1964) e por Barbosa e Rodrigues (1965) com uma nomenclatura mais regional de *cangas*, eram consideradas como materiais extremamente resistentes às frentes de intemperismo químico impulsionadas por um clima úmido. Todavia, o trabalho pioneiro de Leprun (1979), na África, colocou em cheque este paradigma, demonstrando que estas couraças perdiam sua estabilidade sobre a influência de climas mais úmidos daqueles que foram formadas.

Deste modo, a Pedologia ganha mais um ambiente de atuação dentro de cenários tropicais, abrindo oportunidades de interpretações pedogenéticas para o desmantelamento destas superfícies encouraçadas. Nesta perspectiva, variados trabalhos no Brasil, por exemplo, demonstram as fases de degradação de uma couraça até sua transformação em solo em ambientes tropicais (NASCIMENTO, 1993; COELHO, et al, 2001; LARIZZATI; OLIVEIRA, 2005; ESPINDOLA; DANIEL, 2008; OLIVEIRA, 2011). Porém, dentro do QF, estas relações ainda permanecem em aberto, mostrando a carência desta área em estudos deste gênero.

Existem dentro do QF diversas tipologias de couraças ferruginosas e aluminosas, podendo estar relacionadas com processos de formação *in situ*, coluvial, aluvial, com marcada influência biológica e geomorfológica. Segundo Dorr (1969), estas couraças ferruginosas estabelecem uma relação parental com os itabiritos da região, possuindo características únicas que as separam das demais do interior do Brasil, como a herança estrutural bandada e a riqueza de ferro (>60% de Fe_2O_3).

Face ao exposto, esta pesquisa se dedica ao estudo da formação e transformação (ou degradação¹) das couraças ferruginosas do QF, com especial interesse para os solos perférricos. O objetivo central do estudo foi analisar como tais couraças se formam diretamente de rochas, como os itabiritos, e como evoluem se transformando nestes solos. A esse respeito, diversos aspectos permanecem carentes de detalhamento por estudos científicos, como: i) relação dos solos perférricos com seu material de origem e com o contexto geomorfológico; ii) propriedades físicas, como a textura, relacionada à natureza e composição eminentemente ferruginosa dos solos; iii) diversidade de fácies de alteração envolvida no processo de formação das couraças até se transformarem em solos e; iv) natureza e evolução das microestruturas tão características destes solos perférricos. Estes aspectos definem os objetivos específicos deste estudo, que, por sua vez, orientaram a organização dos capítulos apresentados a seguir.

O capítulo 1 tem uma orientação teórica-conceitual e apresenta a revisão sobre

¹ A expressão degradação é utilizada para tratar dos processos de transformação da couraça em solo.

os mecanismos de formação e transformação de couraças ferruginosas, com ênfase na relação deste material com a gênese de solos em ambientes tropicais.

O capítulo 2 é dedicado à apresentação geral da área de estudo. As bases físicas da paisagem do QF são apresentadas e relacionadas com os objetivos da pesquisa.

O capítulo 3 apresenta os resultados de uma pesquisa bibliográfica, onde foram levantadas as ocorrências de solos perférricos no Brasil, alguns deles associados às couraças. O objetivo deste capítulo é fazer uma comparação entre os atributos físicos, químicos, mineralógicos e ambientais dos diferentes perfis distribuídos pelo território nacional com a finalidade de buscar semelhanças e dissimilaridades em sua gênese. Essas similaridades e diferenças contribuem para melhor compreensão das especificidades dos solos perférricos desenvolvidas pela transformação de couraças.

O capítulo 4 também utiliza dados obtidos em estudos e teses, mas neste caso, para avaliar questões relacionadas ao material de origem e o contexto geomorfológico em que ocorrem os Latossolos Vermelhos perférricos no QF. Este capítulo apresenta uma espacialização das coberturas de um recorte espacial que dispõe de um levantamento pedológico em escala de semi-detalhe (Área de Proteção ambiental da Região Metropolitana de Belo Horizonte - APA SUL RMBH), e busca associar a presença da classe a parâmetros morfológicos da vertente e aos materiais sotopostos, com vistas a avaliar uma possível relação entre Latossolos e colúvios de cangas.

O capítulo 5 apresenta os resultados da identificação e associação das fácies de alteração desenvolvidas ao longo da formação de couraças ferruginosas diretamente a partir de itabiritos. Essas fácies foram associadas à posição na paisagem, buscando compreender a relação com o contexto geomorfológico. O recorte espacial deste capítulo foi o maciço da Pedra Rachada, uma área em que nenhum estudo das couraças havia sido realizado até o momento.

O capítulo 6 apresenta os resultados de um estudo minucioso da gênese e evolução das microestruturas de solos perférricos derivados de couraças ferruginosas. O interesse deste capítulo foi apresentar os principais aspectos associadas à formação destes agregados e a sua evolução microquímica. O recorte espacial é a Serra da Moeda, também no QF, justamente por ser a área que contém uma das maiores expressões destes solos e que foi historicamente importante para a definição da classe.

O capítulo 7 se dedica à busca por melhor compreender a dispersão de partículas de solos perférricos, enfrentando o desafio de compreender a geração de pseudo-partículas nestes solos; atributo que influencia na sua classificação.

Cabe ressaltar que os materiais e métodos utilizados foram apresentados internamente em cada um dos capítulos de resultados (3 a 7). Essa escolha se justifica pelo interesse em detalhar, no âmbito de cada capítulo, o conjunto de procedimentos

necessários para atingir os objetivos específicos propostos. Por fim, uma análise conjunta dos resultados é apresentada nas considerações finais do trabalho.

CAPITULO 1 - FORMAÇÃO E DEGRADAÇÃO DE COURAÇAS FERRUGINOSAS EM AMBIENTES TROPICAIS

Couraças ferruginosas são produtos de um longo processo de intemperismo, resultando em um material endurecido, com teores médios de Fe_2O_3 em torno de 40-60% (TARDY,1997), podendo atingir dezenas de metros de espessura, sendo comumente encontradas em ambientes tropicais (NAHON, 1986).

Este material pode ser denominado de maneiras diferentes, recebendo influências do local onde foi encontrado ou mesmo de expressões regionais. São sinônimos comuns na literatura: Tapanhoacanga (Eschwege em relatos do século XIX citado por RENGER, 2005); Carapaça ferruginosa (ANDROUX 1909, apud TARDY, 1997); Canga (BARBOSA e RODRIGUES, 1965); Laterita (PATON; WILLIANS, 1972); Ferricrete (NAHON,1986) e Crosta laterítica (CONACHER,1991).

1.1 Gênese da couraça

A gênese das couraças perpassa por duas condicionantes obrigatórias: (1) o material de origem deve conter, em qualquer concentração, Fe_2O_3 participando de sua constituição; (2) estar submetido a um clima tropical com estações contrastadas, com uma precipitação média anual em torno de 1450mm, uma temperatura média anual de 28 °C, umidade relativa do ar em 70 % e ter no mínimo uma estação seca que dure, em média, 6 meses (TARDY, 1997).

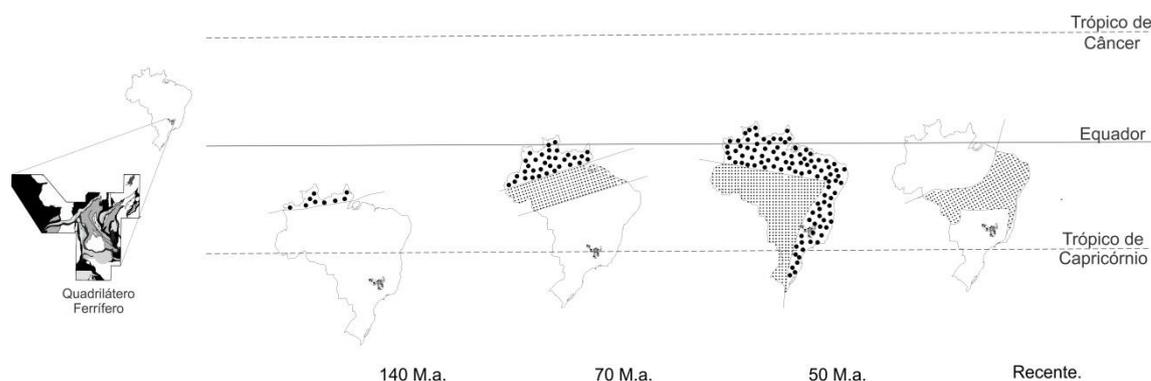
Na área do QF, essas condicionantes climáticas tiveram seu ápice em climas pretéritos, provavelmente do Plioceno até o PaleoMesozóico ($\cong 5 - 70 \text{ Ma.}$) onde as hipóteses de encouraçamento nessa região são reforçadas (DORR,1964; BARBOSA; RODRIGUES, 1965; DORR, 1969; BALTAZAR, et al., 2005).

Tardy e Roquin (1998), ao relacionarem a deriva continental com os paleoclimas a que essas terras emersas estiveram submetidas, forneceram grande suporte para a compreensão do surgimento das couraças ferruginosas em diferentes pontos do globo. No Brasil, especificamente, a deriva continental ao longo dos últimos 70 M.a expôs várias porções do território às condições ideais para a formação dessas feições (FIGURA 1).

Devido à constante mobilização de materiais, facilitada pela estruturação do relevo, a formação de couraças em diferentes porções da paisagem permite a classificação das mesmas de acordo com sua tipologia, gênese, distribuição e idade. Barbosa (1960) inicialmente separa a denominação regional de cangas daqueles materiais que eram descritos como lateritos. Embora ambos resultem em materiais enriquecidos em Fe e apresentem certo grau de endurecimento, o autor preferiu

distingui-los por se tratarem de materiais que passaram por processos genéticos distintos e, por consequência, exercem diferentes influências na evolução da paisagem.

Figura 1 - Paleozonalidades das couraças ferruginosas e migração do território brasileiro em relação ao equador—zonas com tendência ao encouraçamento (hachurado); zonas com forte tendência ao encouraçamento com clima mais quente (pontilhado). (Adaptado de PARRISH, et al., 1982



Barbosa (1960) chama atenção para quatro classes de materiais ferruginosos endurecidos: Canga eluvial, aluvial - herdadas do pensamento de Lacourt (1936 apud BARBOSA, 1960), Canga coluvial e Laterito. Os fatores que motivam Barbosa para esta distinção assentam-se na gênese destes materiais, separando aqueles que estão ligados a processos *in situ* daqueles que em alguma etapa envolvem ações mecânicas de transporte e deposição de material, seja pelos cursos fluviais (aluvial) ou pela gravidade e desmantelamento da vertente (coluvial).

Interessante destacar a diferenciação feita por este autor ao separar o Laterito das cangas ferruginosas. Os estudos das lateritas assim como dos processos de laterização, ainda estavam em incipiente profusão na década de 1960 e possuíam por isso bastante desencontro terminológico. Assim, mesmo reconhecendo o caráter concrecionário dos lateritos na região do QF, Barbosa não os classifica como canga, justamente por identificar que os lateritos estão muito mais relacionados aos processos pedogenéticos, constituindo um horizonte de alteração do próprio solo, enquanto as cangas envolvem transportes e deposição de materiais.

Poucos anos depois Dorr (DORR, 1964; DORR, 1969) interpreta essas formações com filtros diferentes, diferenciando-as, principalmente, a partir de seus constituintes, chegando a quatro classes: Canga Normal; Canga estruturada²; Canga química e;

² No artigo de 1969, o autor prefere dividir as cangas do QF em apenas três classes, retirando a classe Canga estrutural, talvez por admitir ser essa formação muito mais um estágio do intemperismo do itabirito que propriamente uma feição de canga, como o próprio autor já havia destacado anteriormente (DORR, 1964).

Canga rica. Para o autor, conforme o aumento da escala geográfica de análise, mais divisões poderiam ser feitas, sendo esta proposta apenas para operacionalizar seu mapeamento.

Para os objetivos deste trabalho, reconhece-se as cangas como couraças ferruginosas, adaptando a classificação proposta por Dorr acrescentando as formações de origem aluvias, como sugerido por Barbosa (1960). Assim, têm-se no Quadrilátero Ferrífero as couraças normais, couraças ricas, as couraças aluviais e as couraças eluviais.

As duas primeiras estão relacionadas ao Paleógeno (DORR, 1969) e concebem a presença de material coluvial depositado em superfície sendo posteriormente cimentado por uma solução rica em ferro. A diferenciação entre essas classes se faz pela qualidade do material que é cimentado, uma vez que as couraças normais podem ser constituídas por fragmentos de hematitas e itabiritos (20-80 % dos seixos, cascalhos, matacões cimentados), também podendo conter fragmentos de quartzo ou filito. Já as couraças ricas, recebem esse nome justamente por ser uma formação com teores de Fe maiores (>60%), resultado de um material cimentado mais homogêneo, constituído principalmente por seixos de hematitas (BALTAZAR et al, 2005). Relacionando essas couraças com as descritas por Barbosa (1960) é possível estabelecer que elas pertencem ao grupo das coluviais, ou seja, que durante a sua gênese a participação da gravidade no transporte do material cimentado foi mais notória.

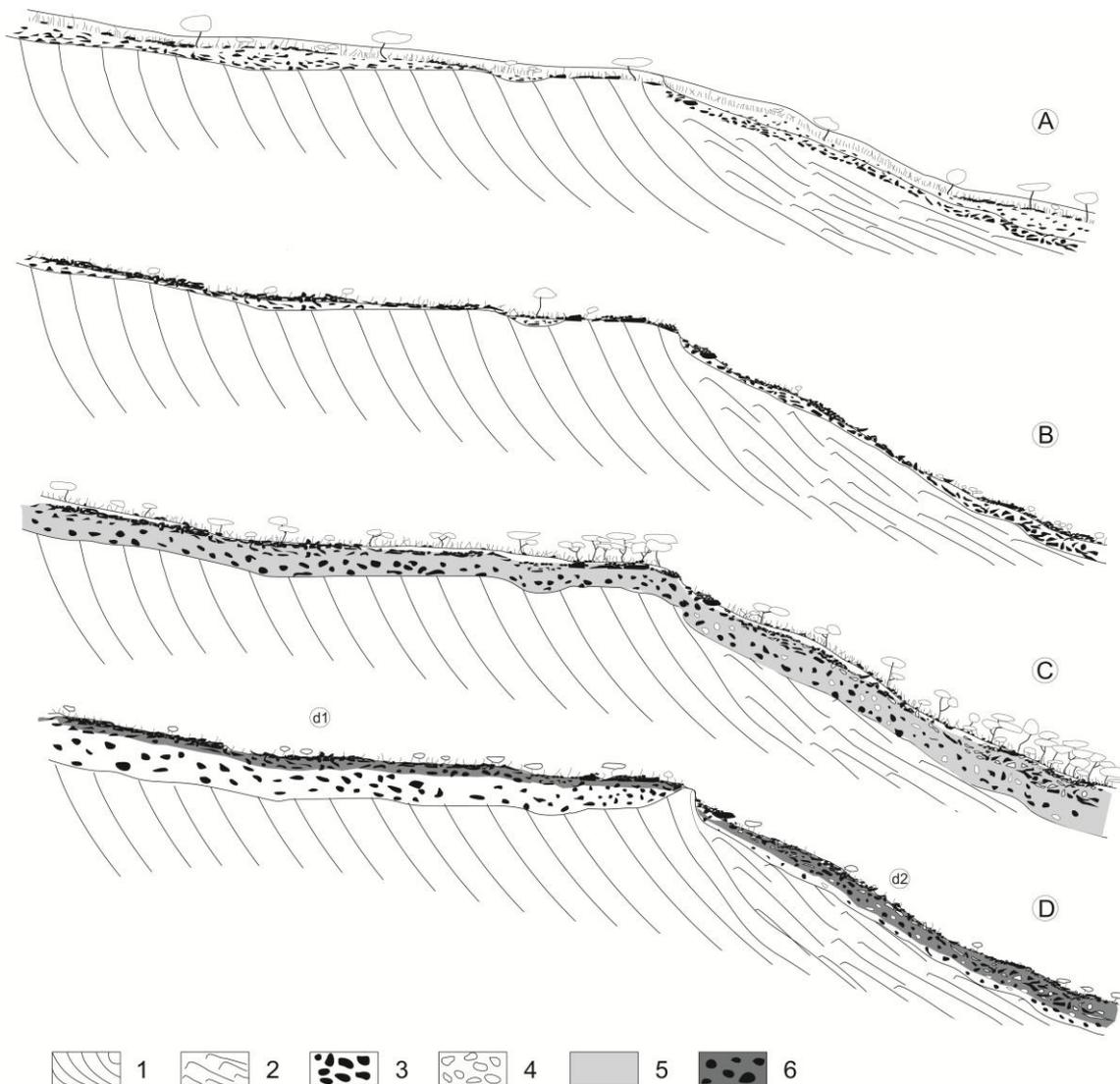
A gênese de couraças a partir de material retrabalhado pela erosão remete inicialmente a um clima mais seco, onde a proteção das vertentes oferecida pela cobertura vegetal seria menor, resultando no destacamento e transporte de blocos, matacões e seixos até sua deposição em zonas de menor declive (Figura 2 b).

Com uma mudança na umidade, o transporte de material grosseiro é reduzido frente ao transporte em solução. Com a hidratação das hematitas presentes nos itabiritos, a água do lençol freático se torna rica em Fe^{2+} , ocupando os poros e preenchendo as lacunas entre os seixos depositados num fluxo predominantemente lateral favorável à gravidade (Figura 2c). À medida que o nível d'água é rebaixado, as zonas saturadas com ferro em solução vão se concrecionando via desidratação da ferridrita e limonitização, cimentando os fragmentos e constituindo uma unidade (Figura 2 d), formando assim a couraça rica e a couraça normal (Figura 2 d1 e d2 respectivamente)

O sentido da precipitação de ferro nestas couraças obedece muito mais um mecanismo "*per descensum*" do que os verificados nas couraças eluviais (BARBOSA, 1960). A gravidade atua fortemente no deslocamento desta solução, favorecendo a concentração e precipitação nas partes mais baixas do relevo, já fora do contato direto

com o Itabirito, e também nas camadas superiores do solo. Stucki et al. (1985) destacam que esta solução pode facilmente percorrer grandes distâncias se as condições de declive e umidade forem favoráveis, podendo ultrapassar os 100 m de deslocamento lateral.

Figura 2 - Gênese das couraças normais e ricas em áreas sobre influência do Itabirito no Quadrilátero Ferrífero. Em A se inicia o intemperismo do Itabirito, com um desenvolvimento do saprolito e destacamento de seixos. B – a mudança para um clima mais seco favorece a retirada da cobertura superficial e exposição das camadas de concentração dos seixos. C – o retorno a um clima mais úmido favorece ao aprofundamento do manto de alteração ao mesmo tempo que uma zona com alta concentração de ferro é instalada. D – a remoção da cobertura vegetal favorece a exposição da couraça ferruginosa



1- Super Grupo Minas; 2- Super Grupo Rio das Velhas; 3- Seixos de rochas ricas em Fe;
4- Seixos indivisos; 5- Solução rica em Fe^{2+} ; 6- Couraça ferruginosa

Schwarz (1994), estudando as couraças da região central do Sudão, que tiveram processos genéticos semelhantes aos descritos acima, notou a ausência de horizontes mosqueados e saprolito desenvolvido *in situ*, fugindo do perfil ideal de laterização proposto por Nahon (1991), fato também destacado pelo trabalho de Wright et al (1992) em couraças ferruginosas da Irlanda e Espanha.

Somados aos dados de balanço de massa, Schwarz (1994) observa que enquanto o ferro nas zonas de encouraçamento apresenta um enriquecimento, os valores de titânio e zircônio permanecem constantes, o que leva a crer que a couraça se desenvolveu a partir de uma acumulação absoluta de ferro, transportado lateralmente, cimentando o material transportado e depositado previamente.

Semelhante às couraças normais e ricas, as couraças aluviais tem sua origem fortemente relacionada com a deposição de materiais e sua posterior cimentação por uma matriz ferruginosa. Embora espacialmente pouco representativa em relação às demais, essa categoria expressa características singulares, influenciando a evolução da paisagem desde sua morfologia até sua ecologia.

Sua gênese está intimamente relacionada com a dinâmica fluvial e climática do Quadrilátero, onde a sucessão de períodos climáticos úmidos e secos também se coloca como característica fundamental para seu desenvolvimento.

Para a formação das couraças aluviais é necessário que o canal deposite sedimentos na planície de inundação, sendo esses sedimentos posteriormente recobertos por uma solução rica em ferro (2+) advinda das porções mais elevadas da vertente (Figura 3 a e b). Essas fases dependem de um clima com forte sazonalidade, tanto para as vertentes estarem descobertas de vegetação e mais suscetíveis ao transporte mecânico de materiais, quanto para o canal ter competência ao transportar os sedimentos e o ferro ser solubilizado e transportado pela vertente até o fundo de vale.

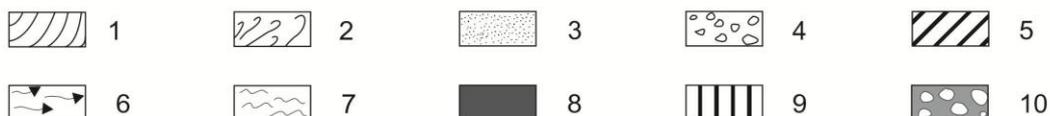
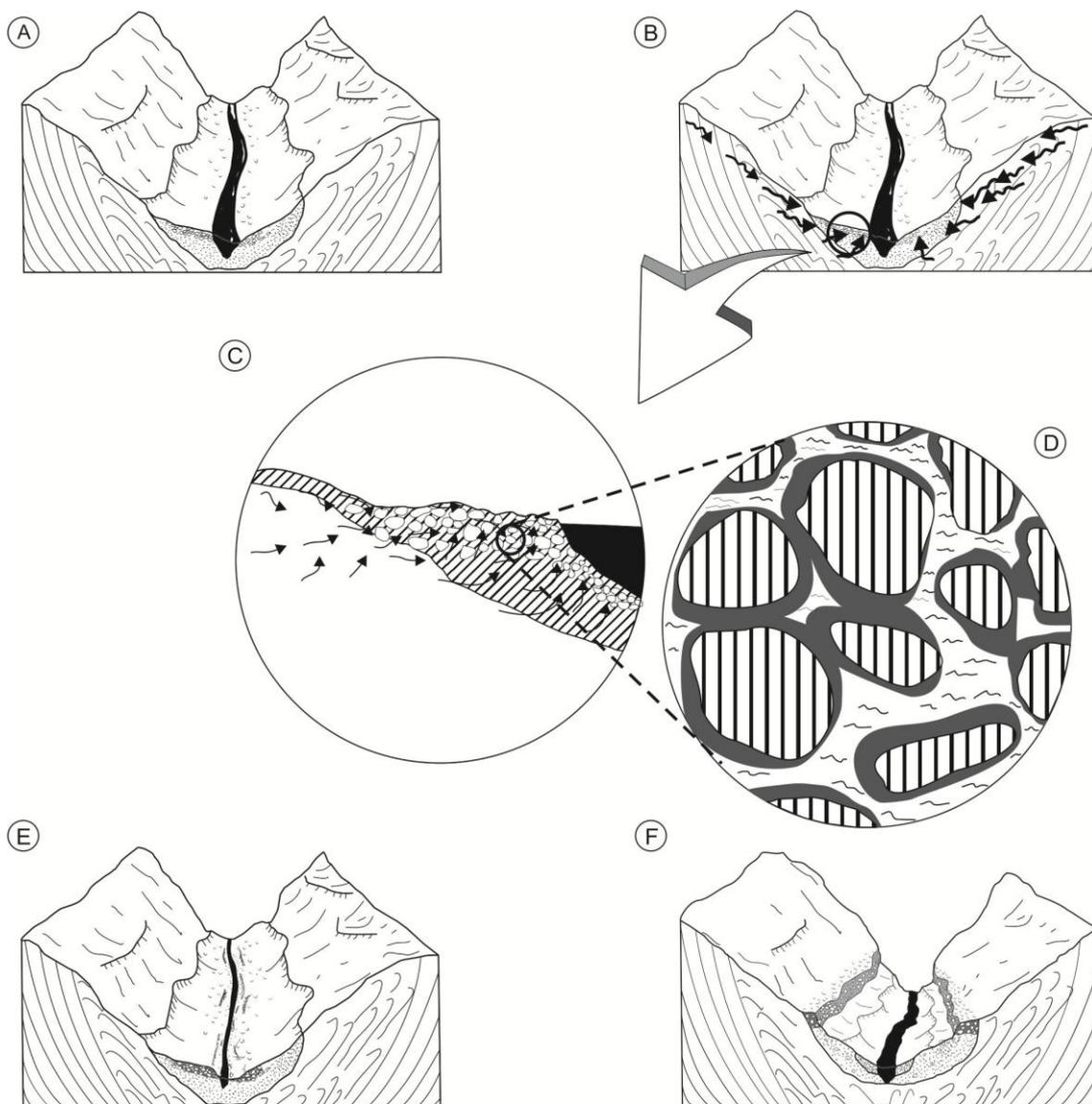
Enquanto que as couraças normais e ricas obedecem a um sentido de transformação favorável à gravidade, nas couraças aluviais a lógica é contrária, ou seja, *per ascensum*. O lençol freático enriquecido em ferro vai permeando os seixos e por capilaridade atinge as camadas mais superficiais. Perse (2000) destaca que durante esse processo, a solução tende a envolver os seixos preferencialmente, fazendo com que em certos pontos, as bordas dos seixos se conectem e acabem bloqueando os poros, favorecendo a lenta cristalização do ferro e caminhado com uma frente remontante de transformação (Figura 3 d).

À medida que o clima retorne a uma condição mais seca e o lençol freático se rebaixe nessa planície, o ferro começa a se precipitar na forma de goethita e limonita preferencialmente, dando unidade e rigidez aos sedimentos que foram envolvidos pela solução (Figura 3 e).

Seja por motivos tectônicos ou climáticos, o canal de drenagem ganha um *input* energético, aprofundando seu leito e abandona esse nível concrecionado (Figura 3 f). Evidências encontradas em diferentes níveis de terraço, demonstram que esse processo aconteceu repetidas vezes no Quadrilátero Ferrífero, formando pacotes de

diferentes tamanhos e composições (BARBOSA, 1960; SANTOS, et al, 2009; BARROS, 2012; BARROS; MAGALHÃES JUNIOR, 2013).

Figura 3 - Modelo de gênese e evolução de couraças aluvias. Em A, o canal deposita em sua planície de inundação, os seixos transportados; em seguida (B) o Ferro em solução, vindo das porções mais altas da vertente e também da dissolução do próprio material transportado, envolve os seixos. Em C o sentido de ascensão da migração do ferro é destacada, preenchendo e entupindo micros e macros poros, como ilustrado em D; Em E, uma mudança para clima mais seco resulta no endurecimento irreversível deste material; Com um input energético, o canal entalha o relevo e abandona o terraço concrecionado (F).



1- Super Grupo Minas; 2- Super Grupo Rio das Velhas; 3- Depósitos recentes; 4- Seixos inconsolidados; 5- Lençol freático; 6,7 –Solução rica em Fe^{2+} ; 8- Bordas cimentadas por ferro; 9- Seixos; 10- Couraça ferruginosa

Outro ponto destoante nas couraças aluviais é sobre sua constituição mineralógica. Enquanto as couraças normais podem apresentar uma sorte de minerais cimentados por ferro que variam de acordo com as rochas que ocorrem na vertente em que foi formada, as couraças aluviais apresentam uma gama mais abrangente, visto que o material cimentado é fruto do transporte de materiais vindos de diversas fontes à montante na bacia hidrográfica.

Dorr (1969) destaca que nas couraças normais a constituição do material cimentado chega até a 80 % de fragmentos de Itabirito, com eventuais pequenas contribuições de filito e quartzo, enquanto que Barros e Magalhães Junior (2013), em um terraço concrecionado do rio Conceição (nordeste do Quadrilátero Ferrífero), encontraram valores próximos a 40 % para a hematita e 30 % para os Itabiritos, tendo destaque também para os valores de Quartzo, Quartzito ferruginoso e xistos, somando mais de 30 %.

A última categoria de couraça que ocorre no Quadrilátero se refere à de formação *in situ*, semelhante aos perfis clássicos de laterização propostos por Walther (1915, apud OLLIER; GALLOWAY, 1990) e atualizados pelos trabalhos de Ollier (1959), Nahon (1991) e Tardy (1997).

O fato de ser raro encontrar descrições destes perfis nos periódicos acadêmicos também reflete a dificuldade de encontrá-los em campo, visto a grande movimentação de material que houve na área de estudo, praticamente apagando a possibilidade de registro de um desenvolvimento estritamente *in situ*. Todavia, é muito provável o seu desenvolvimento durante o fim do Cretáceo até meados do Paleógeno, colaborando para a inversão de relevo contemporânea a esta época, sendo algum tempo depois desmantelado e reaproveitado na gênese das demais couraças, hipótese já discutida para algumas couraças do continente africano (SCHWARZ; 1994).

O perfil desta classe se diferencia dos demais principalmente pelo fato de haver uma ligação genética entre a couraça em si e todo o saprolito de sua base, mostrando-se como uma evolução, onde é possível obter informações de suas fases e processos (Figura 4).

Separando-o por horizontes, da rocha matriz à superfície, é possível destacar na Figura 4:

- R1/R2/R3 Correspondendo às fases de enriquecimento supergênico e alteração do Itabirito, perdendo parte de sua sílica e tornando-se mais friável.
- C2 Saprolito grosseiro/Isoalterita, estrutura do itabirito exerce grande influência no arranjo dos minerais.

— C1 Saprolito fino/Aloterita, diferentemente da proposta para o perfil clássico de laterização, os perfis do Quadrilátero não apresentam nesse horizonte uma quantidade expressiva de caolinita, visto a pobreza de Al do Itabirito, ao contrário, mantém uma mineralogia predominantemente oxídica, o que também contribui para a manutenção de sua coloração vermelha contrapondo a coloração pálida do perfil ideal. Neste horizonte também é possível encontrar fragmentos de Itabiritos, todavia a estrutura tende a se afastar dos moldes do horizonte inferior.

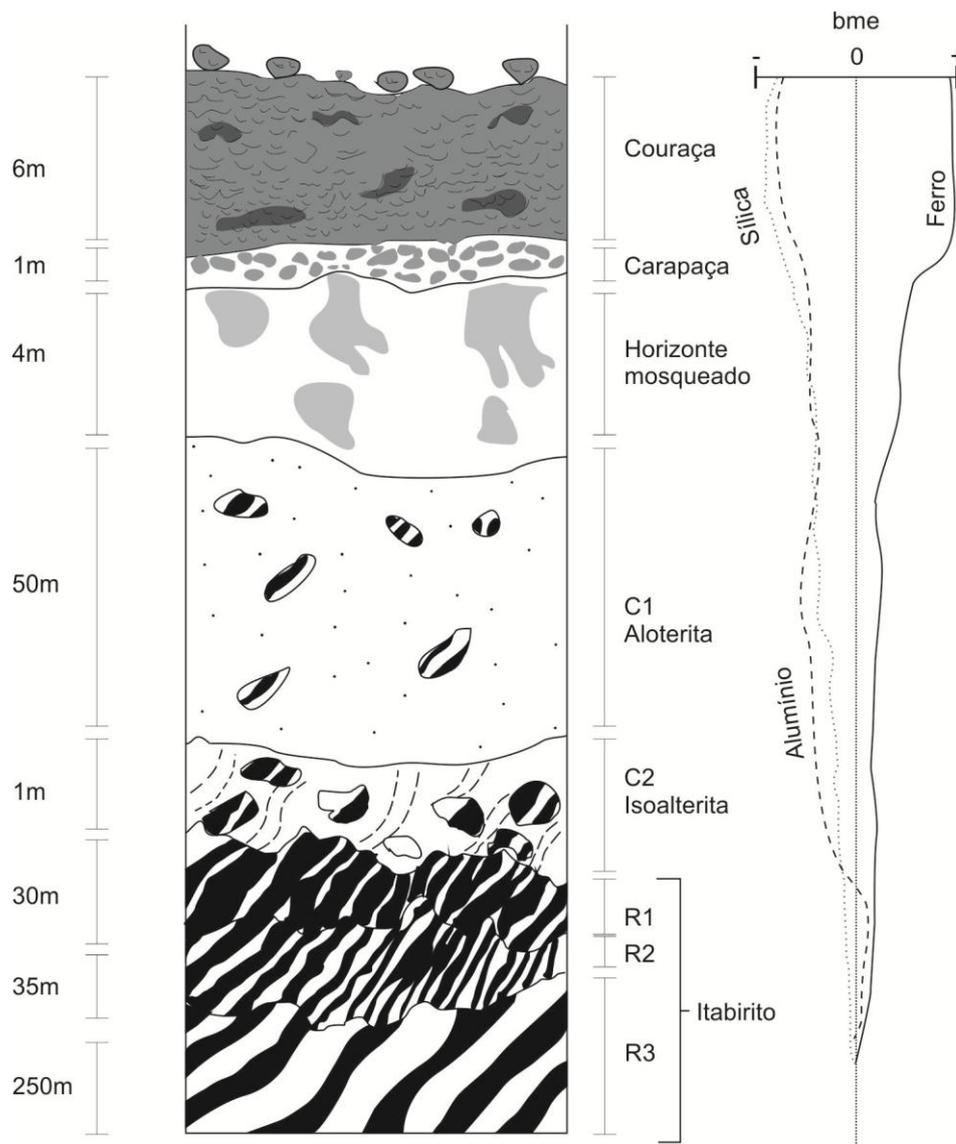
— Horizonte mosqueado, camada que assinala a migração e concentração do ferro assim como a zona de flutuação do lençol freático.

— Carapaça ferruginosa, camada de transição com endurecimento das zonas de concentração de ferro e exportação de sílica

— Couraça ferruginosa

Estima-se que durante a sucessão R3→R2→R1, o Itabirito perca aproximadamente mais de 50 % do seu teor de sílica, fazendo com que os teores de Fe, Al e P sejam relativamente enriquecidos (EICHLER, 1967 apud ALKMIM, 2014). Biondi (2003) relata que este fato ocorre devido à hidratação, hidrólise e oxidação da rocha, majoritariamente onde há a circulação de águas meteóricas, o que faz com que a sílica seja transportada para fora do sistema. A tendência deste enriquecimento supergênico é acompanhada também nas coberturas pedológicas, onde os horizontes superficiais concentram elementos traços, principalmente Mn e Ni em detrimento de uma perda de sílica no sistema (MELFI, et al, 1976). Em relação à mineralogia, esta sucessão não apresenta grandes modificações, visto que a baixa atividade de Al^{3+} desfavorece a formação de aluminossilicatos, prevalecendo então os óxidos de ferro como a Hematita (αFe_2O_3), Magnetita (Fe_3O_4), assim como o Quartzo (SiO_2) e, quando em Itabiritos dolomíticos também é frequente a ocorrência de Dolomita $CaMg(CO_3)_2$ (SPIER, et al, 2003; SPIER, et al, 2007). A principal alteração provocada pelo intemperismo desta rocha é a oxidação da magnetita gerando a maghemita (γFe_2O_3), reação comum nas condições próximas à atmosfera (MURAD; SCHWERTMANN, 1993) ou também a magnetita se transformando em hematita identificada pela presença da martita (ROSIÈRE, et al, 1996).

Figura 4 - Perfil de Laterização hipotético desenvolvido a partir de Itabirito
bme – Balanço de massa estimado
Fonte: MELFI, et al, 1976; TARDY, 1997; LARIZZATI; OLIVEIRA, 2005; EICHLER, 1967 apud
ALKIMIM, 2014



A passagem de R1 para C2 não implica em grandes alterações volumétricas, isso porque durante o intemperismo da rocha os minerais mais solúveis são destruídos, enquanto o espaço ocupado por esses é preenchido parcialmente pelos minerais neoformados, com um ganho no volume de microporos compensando o volume perdido pela saída de alguns elementos (MILLOT, 1970).

A estrutura dessa camada está intimamente ligada ao itabirito no caso do Quadrilátero, podendo ainda apresentar a orientação dos bandamentos de hematita. Em alguns casos, as lâminas de hematita são cimentadas por limonita e goethita,

caracterizando um minério de ferro chamado de “chapinha” (BARBOSA, 1960; ROSIÈRE; CHEMALE JUNIOR, 2000).

À medida que se aproxima da superfície, o saprolito vai se diferenciando, intensificando as perdas e acomodando as partículas, com perda de volume e também exportação de massa (BRIMHALL, et al, 1991). Mesmo que o itabirito não ofereça uma gama muito grande de minerais, é a partir de C1 que as perdas de elementos facilmente solúveis se tornam mais expressivas, sendo progressivas na medida em que se aproxima da couraça.

Distanciando do perfil ideal de laterização, os perfis desenvolvidos a partir do itabirito não apresentam nesta camada um horizonte pálido, marcado pela concentração de caulinita, perda intensa de bases e também pela migração de ferro para a camada encouraçada (TARDY, 1997; BEAUVAIS, 1999). Os perfis desenvolvidos no Quadrilátero preservam a coloração vermelha em C1, visto que a quantidade de hematita residual é ainda suficientemente capaz de sustentar a coloração vermelha.

Esta grande quantidade de ferro distribuída por todo o perfil também dificulta a identificação visual da camada mosqueada, localizada logo acima de C1. Esta camada marca a intensa eluviação da caulinita do sistema, enquanto o ferro vai se concentrando em zonas preferenciais na forma de hematita (TARDY, 1997).

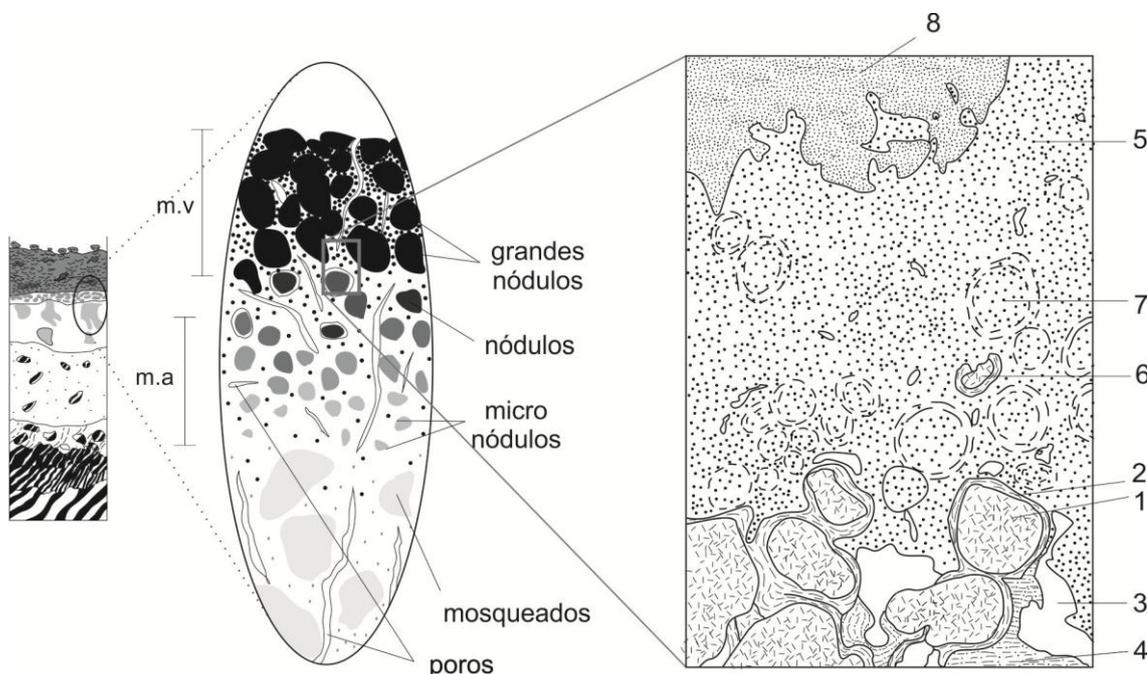
Do topo para a base esta camada apresenta grande variação em sua morfologia, química e textura. Estima-se que a saída da sílica e de bases gere uma redução de volume superior a 50 % em relação à aloterita, mostrando um abandono das estruturas herdadas da rocha parental e o desenvolvimento de estruturas pedogenéticas, acomodando e reagrupando os minerais (LARIZZATI; OLIVEIRA, 2005). Ainda nesta camada é possível separar as feições em dois grupos: litorelictos – marcado pelas estruturas da rocha, presentes nos seixos esparsos desde C1 e; pedorelictos – destruição completa da estrutura primária e o desenvolvimento associado a processos pedogenéticos, como as zonas de concentração de ferro nas bordas dos poros (LEPRUN, 1981).

A textura mostra-se mais grosseira à medida que aproxima da couraça, resultado do desenvolvimento dos mosqueados, passando de manchas espaçadas e friáveis para glóbulos com aparência mais unitária, depois micronódulos escuros, mais enriquecidos em ferro e endurecidos e por fim nódulos maciços com tamanho superior à terra fina seca ao ar (TFSA) das camadas inferiores (Figura 5). Conjuntamente a esses nódulos, no topo do horizonte mosqueado, podem ocorrer zonas pouco friáveis de coloração mais amarelada em relação aos demais, resultado da concentração da goethita com a caulinita residual, como observado por Herbillon et al. (1985).

Quando o volume dos nódulos sobrepõe o volume da matriz que os envolve e a sílica livre praticamente não é detectada, a camada recebe o nome de carapaça ferruginosa, caracterizando uma etapa de transição entre o horizonte mosqueado e a couraça, onde há o predomínio dos nódulos já individualizados e também a micronodulação do material amarelado presente no topo do horizonte mosqueado (HERBILLON, et al ,1985).

Aproximando da couraça ferruginosa, a saída de sílica do sistema atinge o seu máximo com a dissolução do quartzo e da caulinita (LARIZZATI; OLIVEIRA, 2005), enquanto que o Fe e o grupo de metais pesados a ele associados (Ni, Cu, Y, Ga, Ti, V, Cr, Zr, Sn, Th, Hf, Ta, Pb) se acumulam (HORBE; COSTA, 1999; LARIZZATI; OLIVEIRA, 2005). Importante destacar que alguns elementos traços já são disponibilizados em quantidades acima do normal, para os solos brasileiros, devido à própria geoquímica dos itabiritos do Quadrilátero, como é caso do vanádio, níquel e ítrio (SELMÍ, et al, 2009).

Figura 5 - Formação dos nódulos dentro da carapaça e couraça. m.a- matriz amarelo alaranjada; m.v-matriz avermelhada; 1- micro nódulo de material rico em goethita; 2- matriz amarelo alaranjada;3-Poro; 4-revestimento de matriz alaranjada (argiloferrans); 5- matriz ferruginosa passando de laranja para vermelho; 6- relicto de um nódulo goethítico; 7- fantasma da forma de um nódulo goethítico; 8- nódulo hematítico vermelho. Fonte: HERBILLON, et al (1985) (adaptado pelo autor)



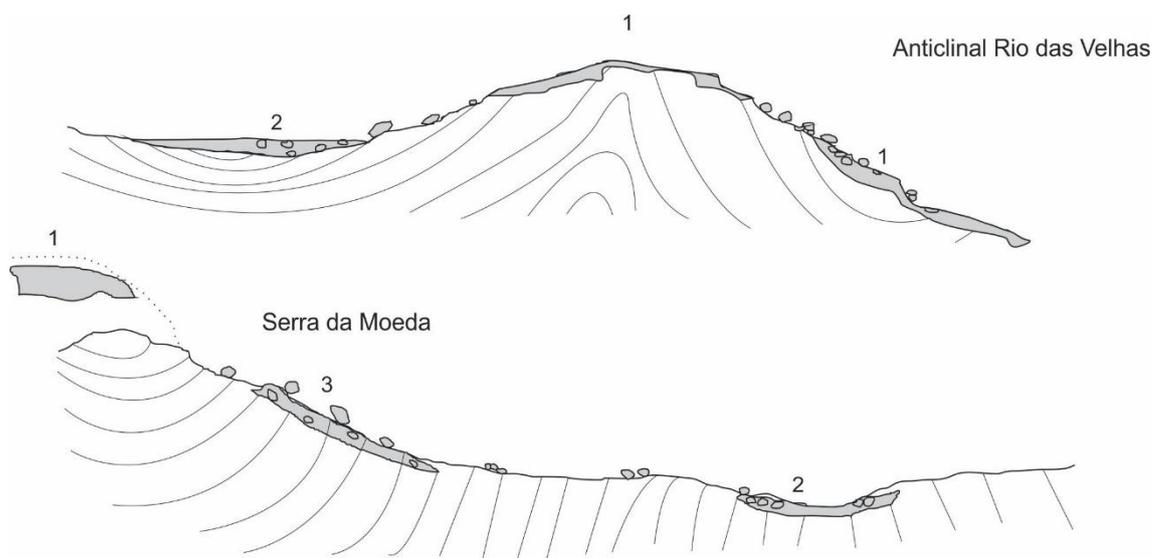
A acomodação dos constituintes que já vinha ocorrendo desde C1 também tem na couraça os seus valores máximos, havendo uma relevante redução na porosidade com o preenchimento dos poros pela matriz areno-argilosa ferruginosa (BEAUVAIS;

COLIN,1993). Deste modo, a couraça se diferencia completamente de seu material de origem, afastando-se tanto da assinatura geoquímica ainda presente nos horizontes inferiores quanto nos aspectos estruturais, possuindo uma organização de seus constituintes, totalmente própria.

A acumulação de ferro no horizonte concrecionado está ligada ao movimento de migração vertical promovido pela oscilação do lençol freático, havendo uma progressão dos teores desde a zona dos mosqueados até os nódulos da couraça (BITON;VOLKOFF, 1993). Comparada com as demais couraças, essa acumulação não possui muita relação com os fluxos laterais, preponderante nas couraças anteriores, sendo muito mais um resultado de uma intensa saída de elementos e ascensão do ferro solubilizado no lençol freático.

Com a preponderância dos fluxos verticais é mais cabível a hipótese de que as couraças eluviais, em regiões montanhosas como o Quadrilátero Ferrífero, desenvolvam-se em contextos geomorfológicos de topo, onde uma superfície plana permita a permanência de condições de saturação mais duradoura ao mesmo tempo em que a contribuição de material coluvional em superfície seja praticamente nula. Na área de estudo, estas couraças podem ter se desenvolvido sobre os antigos anticlinais em épocas anteriores à inversão de relevo, ou mesmo sobre as sinclinais, sendo ambas destruídas e reaproveitadas na gênese das demais couraças (Figura 6).

Figura 6 Provável gênese das couraças eluviais no Quadrilátero Ferrífero e sua contribuição para a gênese das demais couraças



1- couraça eluvial de topo; 2- preenchimento da sinclinal com blocos de fragmentos da couraça 1; 3- couraça normal cimentando alguns fragmentos da couraça 1.

A evolução geomorfológica a que o Quadrilátero Ferrífero esteve submetida, aliada a alternâncias climáticas com alto potencial intempérico, permite supor a existência de sobreposições de um ou mais desses modelos explicados acima, com o desenvolvimento de couraças poligenéticas mais como regra do que exceção. A complexidade destas feições dentro do Quadrilátero convida o pesquisador a se debruçar sobre suas características, impelindo um olhar transescalar e a utilização de métodos cada vez mais minuciosos.

1.2 Degradação química e mecânica das couraças ferruginosas

Conforme salientado no tópico anterior, para o desenvolvimento e manutenção das couraças na paisagem alguns condicionantes climáticos são necessários, assim como a alteração de qualquer uma dessas variáveis pode resultar num processo de desmantelamento da couraça, transformando-a em um material mais estável às novas condições ambientais (TARDY, 1997).

Este desmantelamento desencadeado por uma alteração climática pode se dar a partir de três frentes distintas, cada qual resultando num produto final que expressa, em função dos seus diferentes constituintes, uma paisagem e ecologia específicas.

Segundo Beauvais e Tardy (1991) as três frentes podem ser diferenciadas:

— Quando o clima se torna mais seco com a pluviosidade média anual decaindo para menos de 1000 mm a⁻¹. Nesta condição, a couraça se degrada em fragmentos do tamanho de cascalho na superfície e a erosão é o principal fator envolvido no desmantelamento. Um horizonte superficial marcado pela lixiviação de ferro é formado logo acima da couraça, enquanto que nos horizontes saprolíticos há a destruição da caulinita e neoformação de esmectita. A fitossociologia da área se aproxima das formações xéricas típicas de regiões semi áridas.

— O clima se mantém sazonal com pluviosidade média anual entre 1200 a 1600 mm a⁻¹. A parte superior da couraça se degrada via hidratação da hematita passando para goethita e em alguns perfis, a destruição da caulinita e sua transformação em gibbsita. Ao mesmo tempo, a base do horizonte encouraçado é reconstituída pela translocação do ferro e sílica lixiviados dos horizontes superficiais. Neste contexto, as formações savânicas ganham território e ocupam as porções superiores a essas paisagens, ficando as formações florestadas confinadas aos fundos de vale e às áreas mal drenadas.

— O clima se torna mais úmido, com uma pluviosidade superior a 1600 mm a⁻¹ e um aumento consequente na umidade relativa do ar. A couraça, diferentemente do primeiro modelo, é degradada por processos químicos de dissolução, perdendo gradativamente seu volume e se torna mineralogicamente complexa. A vegetação

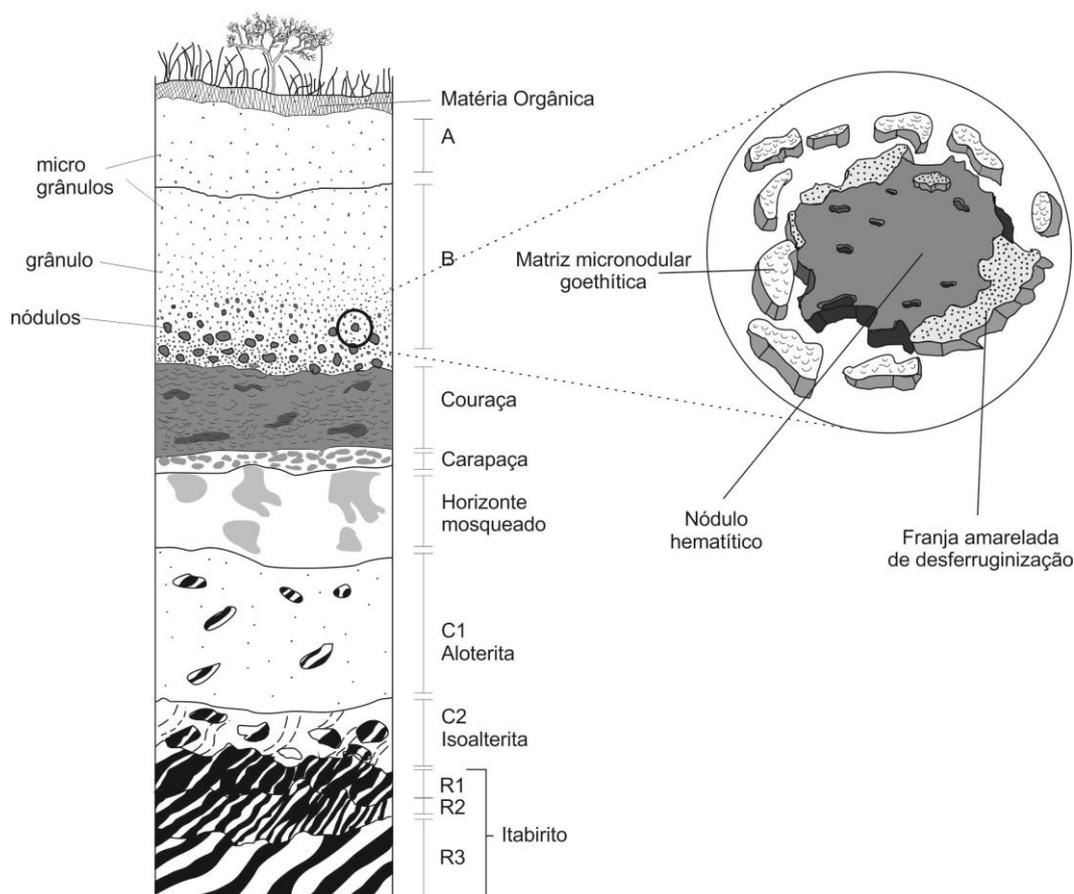
acompanha positivamente esse acréscimo de umidade, fazendo com que as formações florestais avancem e ocupem tais paisagens.

Devido às características climáticas atuais do QF, a terceira via parece ser a mais viável de ocorrência, a partir de um avanço da cobertura vegetal e também pela intensificação dos agentes geoquímicos.

O aumento da umidade tem diferentes impactos na manutenção da couraça. Todavia os mais relevantes são relativos à facilitação da hidratação das hematitas, dissolução da matriz que cimenta os nódulos e também o aumento da atividade biológica no perfil, com importantes trocas bioquímicas e movimentação de material.

O perfil de laterização (Figura 4) desenvolve outras duas camadas com o aparecimento do horizonte A em superfície, marcado pela deposição de matéria orgânica concomitante a uma acumulação relativa de alumínio em detrimento de uma perda de ferro em relação à couraça, e também um horizonte B caracterizado pela abundante presença de pequenos fragmentos de couraça (Figura 7).

Figura 7 - Perfil de degradação da couraça e goethização dos nódulos
 Fonte: OLLIER; GALLOWAY, 1990; BEAUVAIS; TARDY, 1993; TARDY, 1997; (adaptado pelo autor)



No topo da couraça, os nódulos vermelhos são gradativamente destacados de sua matriz ao mesmo tempo em que zonas de desferruginação começam a circundá-los (BEAUVAIS; TARDY, 1991; TARDY; ROQUIN, 1992).

Do ponto de vista petrológico, tanto o núcleo destes nódulos quanto os nódulos ainda encouraçados possuem a mesma organização, sendo a diferenciação feita justamente neste córtex em desenvolvimento (BEAUVAIS; TARDY, 1993). Nele, os pequenos cristais de goethita neoformados a partir da dissolução da hematita se organizam de maneira perpendicular às bordas do nódulo envolvido (BEAUVAIS, 2009).

A caulinita, quando presente no interior dos nódulos, também sofre dissolução, perdendo sua sílica e neoformando gibbsita (BEAUVAIS; TARDY, 1993). Oliveira (2013), ao estudar solos derivados de materiais supostamente concrecionados, encontrou evidências semelhantes, mostrando diferentes concentrações de Al em transsectos que partiam do núcleo do nódulo em direção ao plasma do entorno.

A evolução deste córtex leva ao consumo total e desaparecimento dos nódulos hematíticos, como demonstrou Tardy (1997), ao traçar o sentido desta transformação como sendo: nódulo → grânulo → microgrânulo. Os nódulos que resistem ao processo acabam ficando enriquecidos em gibbsita, quartzo e metais pesados pela destruição preferencial da hematita e da caulinita (BEAUVAIS, 2009). Suas dimensões ficam em torno de 3-4mm de diâmetro e quando são observados em microscópio é possível identificar uma assembléia de micronódulos (10-100 μ m) separados por poros conectados de iguais dimensões (CHAUVEL, et al, 1977).

O desenvolvimento dos horizontes superficiais está ligado à acumulação de dois materiais, conforme Tardy e Roquin (1992). Sendo eles: (1) areia ou silte derivados da corrosão do quartzo presente no interior dos nódulos ferruginosos e disponibilizados a partir da dissolução destes; (2) material cascalhento composto pelos pisólitos. Todavia, os mesmos autores chamam a atenção que a gênese destes horizontes não está exclusivamente ligada a esses materiais, podendo ter a bioturbação uma grande contribuição na translocação de material dos horizontes mosqueados até a superfície.

O efeito da atividade biológica faz com que a couraça desenvolva um complexo sistema poroso, aumentando a drenagem e, conseqüentemente, catalisando o processo de hidratação e dissolução dos nódulos hematíticos (BEAUVAIS; TARDY, 1991).

Estima-se que as térmitas, na África central, possam exercer grandes contribuições para o revolvimento de material acima e abaixo da couraça ferruginosa, trazendo para superfície aproximadamente 1,8 t ha⁻¹a⁻¹ para a construção de seus termiteiros (BEAUVAIS, 2009). Freyssinet, et al (1990) associam o enriquecimento absoluto de quartzo nesses horizontes superficiais à bioturbação, translocando

pequenos grãos de quartzo ainda não solubilizados do horizonte mosqueado até a superfície. Beauvais (2009) ressalta que esses grãos não ultrapassam os 10 μm .

Eschenbrenner (1986) lança uma hipótese para o surgimento de algumas linhas de pedras estarem relacionadas ao trabalho seletivo das térmitas ao mobilizar o material derivado da degradação de antigas couraças.

Ao transportar essas partículas minerais, esses agentes biológicos acabam por criar microagregados cuja cimentação é feita pela ação bioquímica mecânica de seus próprios organismos. A trama destes microagregados também é marcada pela formação de pequenos cristais de gibbsita, derivados das transformações ocorridas na couraça (BEAUVAIS, 2009). O aumento dos teores de alumínio em horizontes superiores ao nível das couraças foi observado em solos de diferentes áreas do Brasil (LARIZZATI; OLIVEIRA, 2005; CARVALHO FILHO, 2008; OLIVEIRA, 2013).

Concluindo, com a chegada de uma vegetação mais arbórea em superfície fortemente associada a um clima mais úmido, a atividade biológica tem seu ótimo de reprodução, aumentando exponencialmente sua população. Com essa nova configuração, diminui-se a oferta de O_2 com a respiração dos microrganismos e pequenos invertebrados e aumenta a concentração de CO_2 , o que acaba tendo impacto direto no potencial redox do solo (BEAUVAIS, 2009). Todos esses fatores atuam de maneira sinérgica para desestabilizar a arquitetura essencial dos nódulos hematíticos dentro da couraça, acelerando ainda mais o seu desmantelamento.

1.3 Relação Couraça-Paisagem

Tanto a gênese quanto a degradação das couraças ferruginosas em ambientes tropicais, traz novos modelados para a paisagem, visto a sua grande resistência frente aos processos intempéricos quando comparados com os demais materiais de seu entorno. O Quadrilátero Ferrífero talvez seja o exemplo mais expressivo desta influência no Brasil, com uma inversão de relevo condicionada ao desenvolvimento deste capeamento superficial em algumas sinclinais, como a Serra da Moeda e a Serra do Curral (TRICARD, 1961; BARBOSA e RODRIGUES, 1965; VARAJÃO et al, 2009)

Couraças sustentando topos de relevo são bastante frequentes, sendo encontradas atualmente em diferentes contextos climáticos, muitos deles bem distintos daqueles de quando foram formadas (OLLIER, GALLOWAY, 1990; SCHWARS, 1994; OLLIER; SHETH, 2008; BUTT; BRISTOW, 2013)

Essas mesmas couraças tendem a ser destruídas pelos mecanismos mostrados, enquanto os produtos gerados por essa degradação podem ser aproveitados por outras couraças situadas em posições mais baixas no relevo (BEAUVAIS, 1993). Beauvais (1999), ao estudar a dissolução de couraças de cimeira, observou que em regiões mais

baixas da vertente outra couraça se formava essencialmente da goethita derivada da couraça mais alta, reforçando a idéia da facilidade do ferro se precipitar e formar couraças quando as condições climáticas favorecem.

O seu desmantelamento afeta a morfologia da vertente, dividindo-a em dois patamares topográficos (TEMGOUA, et al., 2002):

— O nível So, onde a couraça ainda resiste; mais alto, mais antigo, geralmente se constituindo como interflúvios tabulares e coberto por vegetação de savana;

— O nível S1, onde os produtos gerados pela decomposição e desmantelamento da couraça do topo se acumulam; mais baixo, mais recente, descontinuada e coberta por vegetação arbórea

Os latossolos concrecionários³ se desenvolvem nessa superfície S1 dentro do Quadrilátero ferrífero, onde é possível identificar uma ruptura abrupta no declive onde termina a unidade da couraça e se inicia o pedimento gerado pelo recuo paralelo de sua vertente.

³ Classe proposta por Bennema e Camargo (1964) no entanto, já extinta pelo atual SiBCS (EMBRAPA, 2013). Atualmente esses perfis pertenceriam à classe dos LATOSSOLOS VERMELHOS Perféricos petroplinticos ou PLINTOSSOLOS PÉTRICOS

CAPÍTULO 2 – O QUADRILÁTERO FERRIFERO

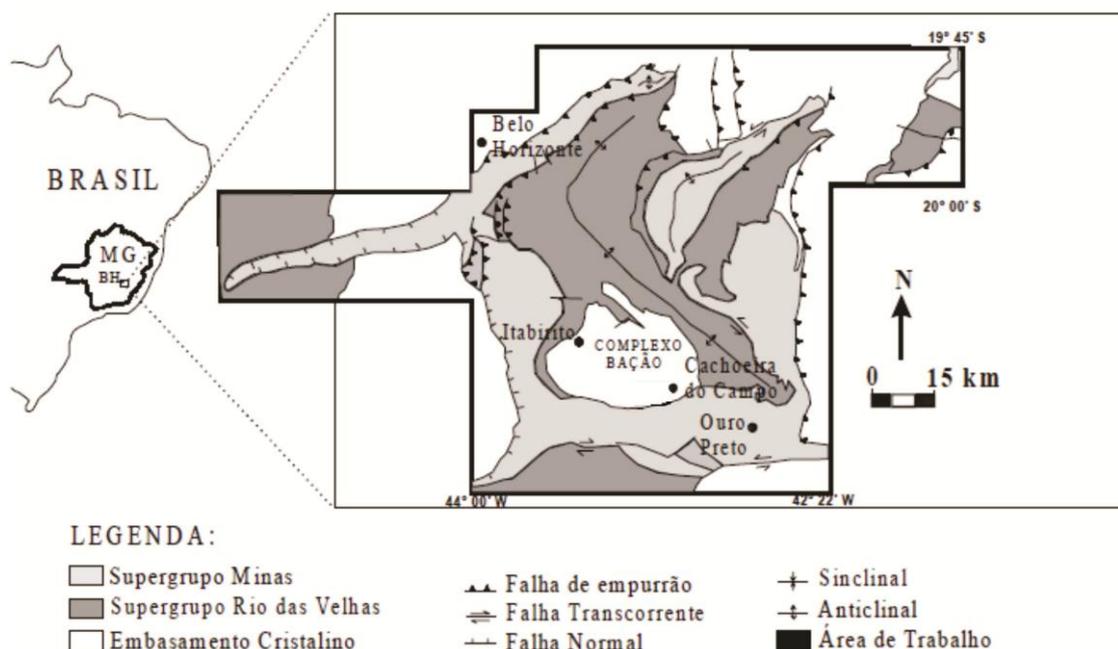
O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma área situada dentro do estado de Minas Gerais, na borda sudeste do Cráton do São Francisco, com aproximadamente 7.000 km². Sua riqueza mineral gerou interesse de exploração desde o século XVI, com a descoberta do ouro aluvionar, chegando ao século XXI com uma atividade mineraria altamente tecnológica e diversificada (MACHADO, 2009).

Algumas das características físicas e históricas desta porção do estado mineiro foram discutidas neste capítulo a fim de contextualizar o objeto de pesquisa deste trabalho com o seu espaço geográfico.

2.1 Geologia

Como já mencionado, o QF possui uma grande riqueza mineral. Essa diversidade é fruto da sucessão de diversos eventos ao longo da escala geológica que deram a essa área características tão singulares. Alkmin e Marshak (1998), ao cartografar a geologia do Quadrilátero Ferrífero, o separam em quatro grandes agrupamentos: Embasamento Cristalino, Super Grupo Rio das Velhas, Super Grupo Minas e Grupo Itacolomi (Figura 8).

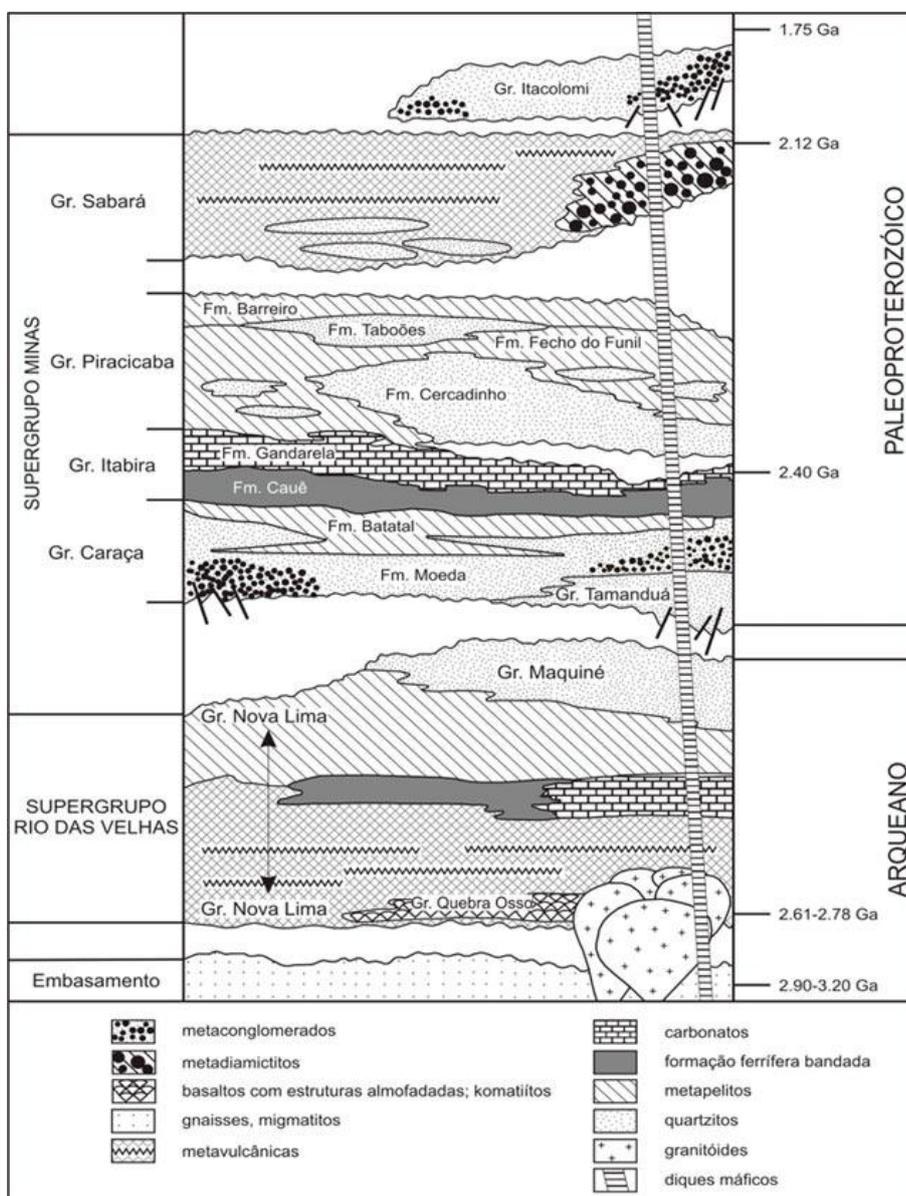
Adaptado de ALKIMIN; MARSHAK, 1998
Figura 8 - Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero



O QF é envolvido pelo domínio de rochas do embasamento cristalino, que é marcado pela presença de diversos complexos metamórficos arqueanos, com franca predominância de gnaísss-migmáticos polideformados e, em menor relevância, granitos, granodioritos anfibolitos e rochas ultramáficas (CARNEIRO, 1992). A idade destas rochas data do Arqueano, variando de 3,28 a 2,61 bilhões de anos, com possíveis remobilizações com os eventos deformacionais do proterozóico (CARNEIRO, 1992; MACHADO; CARNEIRO, 1992)

A estratigrafia da área demonstra que acima do embasamento está a sequência *green stone belt* do Super Grupo Rio das Velhas com sua unidade basal, Grupo Nova Lima, datando de 2,7 a 2,8 bilhões de anos, seguido do Grupo Maquiné (MACHADO, et al, 1992; HARTMANN, et al, 2006) (Figura 9).

Figura 9 - Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (ALKIMIN; MARSCHAK, 1998)



O Grupo Nova Lima é composto por filitos, clorita-xistos, sericita-xistos, metagrauvacas, rochas máficas e ultramáficas como serpentinitos com antigorita, olivina ou pseudomorfos de olivina e magnetita (RAPOSO, 1995), além de formações ferríferas bandadas, metacherts e metadolomitos.

O Grupo Maquiné é subdividido em duas formações: Palmital, fácies litorânea e; Casa Forte, com fácies fluvial. A Formação Palmital é caracterizada pela presença de quartzitos sericíticos, filitos sericíticos, filitos e filitos quartzosos enquanto que a Formação Casa Forte marca a presença de quartzitos sericíticos, cloríticos e filitos (DORR, 1969).

Sobrepondo o Super Grupo Rio das Velhas, há o Super Grupo Minas, com sua gênese a partir da sedimentação química no paleo proterozóico, sendo subdividido em três grupos: Caraça; Itabira e; Piracicaba.

Com seus quartzitos, filitos e níveis conglomeráticos, o Grupo Caraça se constitui como a unidade basal do Super Grupo Minas. A ênfase deste grupo é dada aos quartzitos da formação moeda devido a sua grande resistência aos processos denudacionais, corroborando para o destacamento altimétrico da Serra da Moeda e Piedade por exemplo (SALGADO, 2006)

O Grupo Itabira, sem dúvida, foi o grupo com maior destaque para o desenvolvimento econômico da região do Quadrilátero Ferrífero, pós séc. XIX. As formações de ferro bandada da Formação Cauê impulsionaram o setor minerário do QF, fazendo com o que o ciclo do ouro fosse rapidamente substituído pelo ciclo do ferro (MACHADO, 2009). Esta mesma formação possui como litotipos além do itabirito, o itabirito dolomítico, o dolomito ferruginoso e o filito.

Para o interesse deste trabalho, esta formação é a mais importante para compreender a ocorrência de solos perféricos dentro do Quadrilátero Ferrífero, com um grande número dos perfis conhecidos se desenvolvendo a partir dos itabiritos e itabiritos dolomíticos.

Retomando a estratigrafia do QF, tem-se logo acima da Formação Cauê a Formação Gandarela, ainda pertencente ao Grupo Itabira. Esta Formação é marcada por dolomitos, filitos dolomíticos e calcário.

O Grupo Piracicaba, segundo Renger et al. (1995), marca um profundo remodelamento da Bacia Minas, encerrando o registro sedimentológico de perturbações tectônicas desta mesma bacia. Quatro formações compõem este grupo, sendo elas da base para o topo: Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro.

No topo do Super Grupo Minas, como unidade mais nova, têm-se o Grupo Sabará, sendo também o de maior espessura, alcançando de 3000 a 3500 m de

profundidade (DORR, 1969). São comuns a esse grupo as cloritas xisto, micas, conglomerados, grauvacas, filito grafitoso e pouco comuns formações de ferro bandada.

Acima do Super Grupo Minas, assentado de maneira discordante de todas as outras unidades, está o Grupo Itacolomi com idade entre 2180-3180 M.a. (MACHADO, et al, 1993). Sua constituição é caracterizada por quartzitos, quartzitos com contribuições conglomeráticas e filitos.

Em contextos bem localizados e de pouca expressão espacial, aparece o Super Grupo Espinhaço em uma sobreposição com discordância angular (ROSIERE; CHEMALE JUNIOR, 2000), com presença do quartzito cambotas, com idade entre 2260-2970 (MACHADO, et al, 1993).

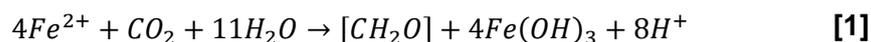
Por fim, formações cenozóicas encerram os registros estratigráficos do Quadrilátero Ferrífero, sendo comum a essas formações a presença de linhitos, folhelhos, arenitos, argilitos e conglomerados (SILVA, 2005).

As couraças ferruginosas também são inseridas neste agrupamento, estando muito relacionadas com a presença de litologias ricas em ferro, como as rochas do Grupo Itabira. Todavia, estas formações também estão presentes em registros de antigos terraços fluviais cimentados por uma matriz ferruginosa.

2.1.1 Gênese dos itabiritos

Visto que os itabiritos exercem marcante influência no desenvolvimento dos solos estudados neste trabalho, foi dada maior atenção à gênese desta rocha.

A formação dos itabiritos encontrados na Formação Minas remonta às hipóteses de gênese das Formações de Ferro Bandada (*Banded Iron Formation*–BIF), associadas à deposição de ferro em protoceanos anóxicos. Segundo Crowe, et al (2008), a oxidação do Ferro(II) (Fe^{2+} para o Fe^{3+}) pode ter se dado por fotoferrotrofia⁴, um processo anaeróbico, precedendo então o surgimento das cyanobacterias e conseqüentemente os processos de fotossíntese aeróbicos. Quando a concentração de Fe^{2+} diminuía no sistema, a população microbiana acompanhava essa queda, reduzindo sua atividade de oxidação (NEALSON; MYERS, 1990). A atividade destas bactérias, segundo Holmes (KONHAUSER, et al, 2002), pode ser expressa pela equação 3:



Uma vez oxidado, o ferro é utilizado na formação de diferentes minerais (NEALSON, MYERS, 1990), mas principalmente no caso do itabirito do QF, de

⁴Fotoferrotrofia é um processo de fotossíntese onde o Fe é utilizado como fonte de elétrons (SARAIVA, 2012)

hematitas e magnetitas, e em seguida é depositado no fundo do oceano, para que depois da atividade do Fe^{2+} diminuir, seja sobreposto por uma camada de quartzo até o sistema permitir uma nova sedimentação química de ferro.

Todo esse pacote sedimentar do Quadrilátero Ferrífero foi submetido a um grande esforço deformacional durante o paleoproterozóico resultando nos itabiritos e outras litologias pertencentes ao Super Grupo Minas.

Com pouco mais de 2 milhões de anos de interação com as condições da superfície da crosta, estas rochas foram ao longo do tempo sendo transformadas, de modo a atingir equilíbrio com as condições do meio. O resultado deste período foi o enriquecimento relativo de ferro via dissolução da sílica.

Este enriquecimento pode ser notado, sobretudo, na porção superficial destas rochas, uma vez que estiveram em constante contato com os agentes intempéricos (EICHLER 1967 *apud* ALKMIM, 2014; MELFI, et al, 1976) . Alkimim (2014) sugere que, de uma maneira geral, os itabiritos a partir de uma profundidade de 140 m têm suas características mais próximas às de sua gênese quando comparadas às porções mais superiores.

2.2 Clima

2.2.1 Climas Passados

As variações climáticas a que o Quadrilátero esteve sujeito influenciaram de forma marcante o desenvolvimento de suas características geológicas e também geomorfológicas durante todo o cenozóico (BARBOSA; RODRIGUES, 1965; VARAJÃO, 1988; FIGUEIREDO et al, 2006).

Para os objetivos desta pesquisa interessa interpretar estas variações do ponto de vista da formação e degradação das couraças ferruginosas, uma vez que estes mecanismos estão diretamente relacionados com a gênese dos solos estudados.

Neste sentido, King (1956) traz a inferência climática da formação da couraça ferruginosa que recapeou algumas sinclinais dentro do Quadrilátero Ferrífero. Retomando Tardy (1997), tem-se a suposição de um clima com sazonalidade pronunciada durante o cretáceo, suficiente para mobilizar o ferro em solução e precipitá-lo em um pacote encouraçado.

O clima no QF, assim como em toda América do Sul, passou por grandes transformações após o evento Sul Atlantiano no Cretáceo tardio. Parrish et al (1982) trazem uma aproximação dessa mudança do regime de chuva sobre o continente, demonstrando que a abertura do oceano Atlântico resultou num ganho de precipitação que perdurou até o Oligoceno.

Indicadores paleoclimáticos investigados do Cretáceo ao Quaternário corroboram com esta afirmativa, mostrando que a vegetação teve uma resposta positiva a esse aumento de umidade e que os componentes abióticos também foram alterados por essa mudança (Figura 10).

Figura 10 - Inferências climáticas dos últimos 100 milhões de anos para o Quadrilátero Ferrífero e seu entorno

Idade	Período	Época	Clima	Evidências	Local	Fonte
1,5K.a ┆ 2,6K.a 6,8K.a ┆ 13,7K.a 18 K.a ┆ 48 K.a 27,5K.a 34,3K.a	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	Seco	Padrões de distribuição espacial de civilizações pré-históricas associados com datações de material orgânico	Lagoa Santa	ARAUJO, et al, 2005
			Sazonal sub-úmido para semi árido	Formação de baixos conteúdos de hematita em pacotes de argila	Complexo do Bação	FIGUEIREDO, et al, 2006
			Seco	Indícios palinológicos e abundante quantidade de fragmentos de carvão	Lagoa dos Olhos	OLIVEIRA, 1992 apud PARIZZI, et al 1997
		PLEISTOCENO	Seco e Frio	Ocorrência majoritária de poléns de gramíneas e pequenas áreas restritas de florestas de galeria	Catas Altas	BEHLING; LICHTHE, 1997
			Sazonal Seco e Frio	Predominância de fitólitos de vegetação savânica tipo C4 em terraço fluvial	Rio Conceição	BARROS, 2015
			Sazonal mais úmido	Predominância de fitólitos de vegetação savânica tipo C3 em terraço fluvial	Rio Conceição	BARROS, 2015
8 M.a ┆ 10 M.a	NEÓGENO	PLIOCENO	Sazonal	Formação de Couraça ferruginosa	Vargem dos Óculos	BARBOSA; RODRIGUES, 1965
			Úmido	Cobertura dessa couraça por material colúvio-aluvional		
			Sazonal Seco	Formação de Couraça ferruginosa		
			Úmido	Abertura de 'mud cracks'		
MIOCENO	Quente e Úmido	Boa correlação de dados de 40Ar/39Ar obtidos do mineral criptomelano com proxys independentes de variação climática	Médio Rio Doce	CARMO; VASCONCELOS, 2004		
PALEÓGENO	OLIGOCENO	- - -	Sem informações	- - -	- - -	
	EOCENO	Úmido	Grande presença de esporos de pteridófitas, de fungos e diversidade de folhas angiospérmicas	Bacia do Fonseca Gandarela	LIMA; SALARD-CHEBOLDAEFF, 1981; FANTON, et al, 2012	
		Úmido	Inferências de precipitação moderadamente alta na região sudeste do Brasil	Quadrilátero Ferrífero	PARRISH; ZIEGLER; SCOTESE, 1982	
CRETÁCEO	TARDIO	Sazonal	Formação de couraças	Serra do Rola Moça	KING, 1956	

Análises de pólen da Bacia de Fonseca, região leste do QF, indicam uma assembléia de vegetação bastante adaptada a um clima úmido nesta área (FANTON, et al, 2012). Embora não haja muitos dados sobre os possíveis climas no Oligoceno dentro do QF, pode-se presumir, com base em trabalhos da região sudeste brasileira, que o Paleógeno foi encerrado com uma redução na temperatura média anual, fazendo

com que formações herbáceas tivessem uma grande expansão territorial (WEI; WISE JUNIOR, 1990; LIMA, et al., 1991).

No início do Neógeno, há uma breve retomada dos períodos mais quentes e úmidos nas áreas próximas ao QF, culminando na formação de um pacote argiloso sobre a Sinclinal Moeda no início do Plioceno (VARAJÃO, 1988). O Plioceno por sua vez, se mostrou com fortes contrastes climáticos na mesma região, cobrindo este pacote argiloso com uma sucessão de couraças e colúvios (BARBOSA; RODRIGUES, 1965).

Esta sazonalidade foi substituída por uma alternância de climas no Pleistoceno, onde Ledru et al. (1996) descrevem três grandes intervalos para o Brasil central nesta época geológica:

- 50000 anos A.p. → Frio e Seco
- 45000-33000 anos A.p. → Mais úmido que o período anterior, mas ainda com temperaturas mais baixas quando comparadas às atuais.
- 17000 anos A.p. presente → Mudanças climáticas rápidas

Ao comparar este modelo com os registros do Quadrilátero Ferrífero, observa-se uma correspondência em relação ao tipo de clima encontrado nesta região. Barros (2015), ao analisar as assembléias fitolíticas do Pleistoceno, datadas a partir do C¹⁴, encontrou duas variações que estão intimamente ligadas à umidade média destes períodos. Para a mais antiga, há 34 mil anos atrás, a vegetação da área de influência do Rio Conceição, leste do QF, era uma formação savânica mais lenhosa, com predominância de plantas do tipo C3. A mais recente, aproximadamente há 27 mil anos a.p., mostra uma oscilação que vai contrária à proposta de Ledru et al (1996), mostrando uma vegetação ainda savânica porém com predominância herbácea em detrimento dos demais estratos, inferindo-se para isso um clima mais seco que o antecessor.

Behling e Lichte (1997) já haviam demonstrado esse segundo clima na região de Catas Altas, a partir da análise polínica de sedimentos, indicando que neste mesmo período, a predominância de vegetações campestres era a característica mais dominante. Este clima mais seco é substituído por fases ora com aumento na umidade ora com redução de temperatura, sendo os registros para o Holoceno do Quadrilátero Ferrífero, ainda escassos quando comparados a outras regiões do Brasil.

2.2.2 Clima Atual

Em contraste com o passado recente (<1,5 K.a), o clima atual do Quadrilátero Ferrífero é caracterizado por um maior período úmido durante o ano, com precipitações

médias anuais variando de 2035 mm na Serra do Caraça até 1272 mm na região de Igarapé-MG (DAVIS, et al, 2004).

A temperatura na região não costuma ultrapassar os limites de 8° e 29°C (DAVIS, et al, 2004). Entretanto, é interessante destacar a influência que a litologia exerce neste aspecto, como ressaltou Jacobi e Carmo (2012) ao analisar a temperatura próximo à couraças ferruginosas, com uma amplitude térmica maior que 46°C.

2.3 Geomorfologia

O entendimento sobre a gênese e evolução das formas de relevo encontradas dentro do Quadrilátero ferrífero despertou o interesse de diversos pesquisadores que, sobretudo, a partir do início do século XX, tentaram elaborar aproximações acerca dos mecanismos envolvidos na modelagem desta paisagem.

Como consenso entre estes pesquisadores, os soerguimentos isostáticos aparecem com uma relevância inegável para a compreensão da organização do relevo regional (Salgado, 2006).

No entanto, tal consenso não ocorre no que se refere à identificação das superfícies de aplainamento na área. Varajão (1991) destaca que o controle litoestrutural do QF é crucial para entender a gênese de pequenas superfícies de erosão, como são os casos das cristas itabiríticas e quartzíticas, assim como pequenas superfícies na Serra do Caraça. Ainda para este autor, a correlação destas superfícies com as de ocorrência nas demais porções da plataforma deve ser evitada, visto que os condicionantes litoestruturais da área impõem diferenças significativas em relação às demais áreas do território brasileiro.

Entretanto, Valadão (1998), ao analisar a Chapada da Canga, porção leste do QF, encontrou indícios suficientes para atribuir àquela paisagem a condição de “remanescente da Superfície Sul-Americana I”, resultado de um evento de aplainamento entre o Mioceno e o Plioceno.

Para esculpir as feições fisiográficas, os agentes modeladores trabalham em uma complexa gama litológica com diferentes resistências, atreladas a estruturas deixadas pelos eventos deformacionais do Pré-Cambriano. Somadas, estas duas características controlam a evolução do relevo dentro do QF (KING, 1956; TRICARD, 1961; BARBOSA; RODRIGUES, 1965; DORR, 1969, SALGADO, 2008).

Como resultados desta evolução têm-se na região uma paisagem que pode ser agrupada em três grandes compartimentos, segundo Salgado e Carmo (2015):

- **áreas de topo**, caracterizadas por serem locais que resistiram aos processos desnudacionais por estarem recobertas por uma litologia mais resistente, como os

itabiritos da Formação Cauê, os quartzitos da Formação Moeda e em algumas porções, couraças ferruginosas.

- **áreas de base**, porções que foram mais transformadas na paisagem. As rochas do Super Grupo Rio das Velhas, expostas após a erosão preferencial das Anticlinais, dominam esta classe, onde os principais rios drenam suas áreas, como o Rio das Velhas, Rio Doce, Rio Paraopebas e Rio Conceição.

- **áreas intermediárias**, marcadas pela separação dos dois primeiros contextos. Apresentam filitos e xistos como litologias mais predominantes. As vertentes desta classe são marcadas pela forte inclinação

2.4 Vegetação

O Quadrilátero Ferrífero está situado em uma área de transição entre os domínios morfoclimáticos dos Cerrados e dos Mares de Morro. Assim, fitofisionomias típicas do Cerrado e da Mata Atlântica são passíveis de serem encontradas dentro desta região, apesar da legislação federal afirmar que o QF está inserido dentro do contexto do bioma da Mata Atlântica (BRASIL,2006).

Jacobi e Carmo (2008) afirmam que esta área, devido suas condicionantes geológicas, geomorfológicas, pedológicas e climáticas, possui uma rica biodiversidade, podendo encontrar em pequenos quadrantes, variados tipos de ecossistemas, como floresta estacional semidecidual, matas ripárias, florestas montanas ou “capões de altitude”, campo cerrado, cerrado sensu strictu, campos rupestres quartzíticos, graníticos e campos rupestres ferruginosos (Figura 11).

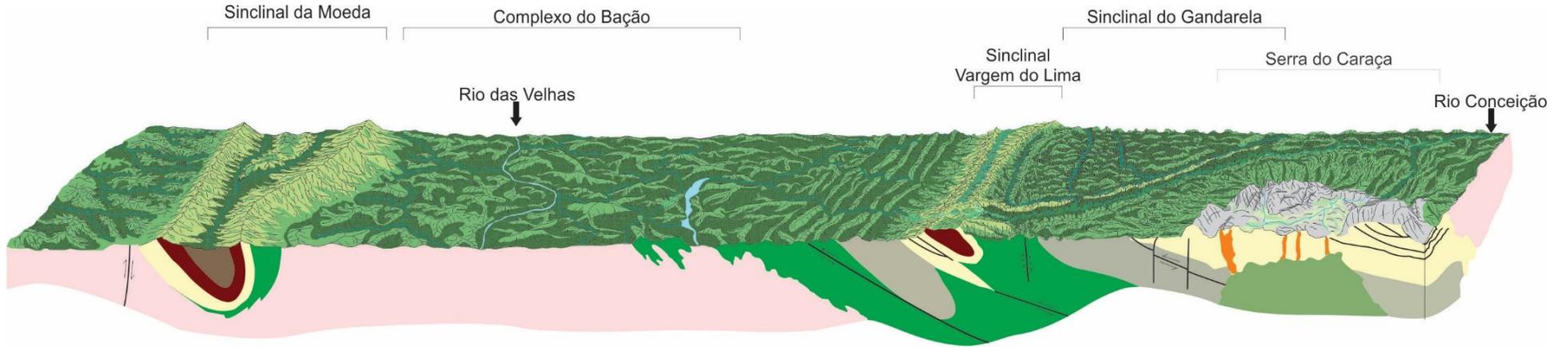
Ao estudar a influência da litologia nos arranjos espaciais da vegetação na Serra do Gandarela, Lamounier et al (2010) conseguiram observar que há uma relação entre determinadas fitofisionomias tanto com a posição topográfica de sua ocorrência, quanto ao substrato rochoso da paisagem.

Estes autores descrevem que o topo do Gandarela é ocupado predominantemente por uma vegetação herbácea do tipo campo rupestre, podendo ser quartzítico, quando sobre afloramentos desta natureza, ou ferruginoso, quando sobre áreas recobertas por couraças ferruginosas.

Jacobi e Carmo (2012) separam os campos ferruginosos em três grandes grupos de acordo com a declividade do substrato e de sua capacidade em armazenar água:

- Vegetação campestre, substrato plano a fortemente inclinado (>70°) e sem acúmulo de água;

Figura 11 - Vegetações do Quadrilátero ferrífero



- | | | | |
|---------------------------|-------------------|--------------|----------------------------------|
| Supergrupo Minas | Grupo Piracicaba | Rios | Matas de galeria |
| | Grupo Itabira | Represa | Floresta estacional semi decídua |
| | Grupo Caraça | Falha normal | Serras Itabiríticas |
| Supergrupo Rio das Velhas | Grupo Maquiné | | Campo rupestre ferruginoso |
| | Grupo Nova Lima | | Serras Quartzíticas |
| | Diques diabásicos | | Campo rupestre quartzítico |
| | Rochas intrusivas | | Campo sujo |
| | Embasamento | | |

- Vegetação campestre, substrato plano a moderadamente inclinado (<30°) e com acúmulo de água;

- Vegetação arbustiva, substrato plano a moderadamente inclinado (<30°) e sem acúmulo de água.

Já as formações florestais, de acordo com Lamounier et al (2010), ocorrem onde o solo oferece maiores condições para sua fixação e nutrição. Assim, essa fitofisionomia está associada às rochas carbonáticas do Grupo Itabira e também aos filitos do Grupo Piracicaba. Estas rochas são menos resistentes aos processos intempéricos, formando assim pacotes de solos mais espessos, oferecendo suporte a uma vegetação de maior porte. Além disso, Carvalho Filho (2008) indica que os solos formados a partir da degradação destes materiais são mais ricos em bases quando comparados à litologias quartzíticas e ferríferas.

Quando os quartzitos com certo grau de impurezas ocorrem em superfícies com declividades mais atenuadas, é possível encontrar fitofisionomias de cerrado sobre estas áreas, variando entre campo limpo e sujo de acordo com nuances nas características pedológicas locais.

Por fim, Shinzato e Carvalho Filho (2005), após um intenso trabalho de levantamento de solos na parte norte do QF, concluem que a variabilidade vegetacional tende a acompanhar a distribuição dos solos em muitas áreas, mostrando que estas duas variáveis possuem uma forte correlação espacial.

2.5 O homem nas transformações moderna e contemporânea do QF

Se de um lado o quadro natural do Quadrilátero Ferrífero exige um olhar atento do pesquisador, devido às grandes transformações naturais às quais esteve sujeito esse espaço, do outro tem-se a atividade antrópica como, igualmente, um importante agente de transformação da paisagem, adensando os desafios para o entendimento das dinâmicas ambientais desta região. Assim, é necessário ter ciência da abrangência e intensidade da interferência do homem dentro do QF para melhor compreender sua possível influência em diversas áreas que tangem as geociências.

O avanço das expedições portuguesas até as porções centrais da capitania de Espírito Santo entre os séculos XVI e XVII tiveram relevância inegável no modelo de exploração, povoamento e urbanização das terras que circundam o Quadrilátero Ferrífero. Machado (2009) aponta que as motivações que levaram os lusitanos a esse sertão tinham como necessidade o cumprimento de dois objetivos. O primeiro, seria equivaler, no território português, a descoberta na América espanhola de grandes reservas minerais. O segundo objetivo, muito atrelado ao primeiro, seria de minimizar os problemas econômicos enfrentados pela coroa portuguesa agravados por disputas territoriais, durante o século XVI.

Como era de se esperar naquela época, a conquista de novos territórios e o contato de uma tradição urbana européia com uma cultura indígena tropical teve como resultado, para além de todo um processo de subjugação e extermínio, uma multiplicação de mitos e lendas que eram bem recebidas pela recém instalada nobreza portuguesa.

No que tange o QF, o mito do Sabarabuçu e da lagoa Paraupava tiveram significância ímpar ao guiar as bandeiras de desbravamento pelo Brasil Central. Relatos de índios, capturados ou livres, que chegavam às cidades litorâneas ou mesmo à Vila de São Paulo do Piratininga (atual São Paulo – SP) traziam uma concepção coletiva da existência, no centro do Brasil, de uma lagoa que reunia riquezas minerais em abundância, como ouro, prata e esmeraldas, além de ser a nascente de importantes rios, como o Rio Paraguai, Rio São Francisco e Rio Araguaia (FERREIRA, 1994; MACHADO, 2009). Ao lado da lagoa Paraupava, os índios acusavam um grande monte resplandecente que continha igualmente muita prata e ouro, ao que na mistura dos idiomas indígenas e português lusitano acabou sendo chamado de monte Sabarabuçu (ANDRADE; BASTINI, 2011).

Várias bandeiras patrocinadas pela nobreza e pela coroa portuguesa partiram rumo a hinterlandia brasileira com o propósito de encontrarem essa sonhada paisagem. Todavia, o fracasso em se encontrar tais riquezas foi durante boa parte do século XVI a regra dentre os bandeirantes, encontrando escassas fontes associadas a fundos de vale e margens de rios (MACHADO, 2009). Cabe destaque as entradas de Francisco Bruza de Espiñosa (1554), de Vasco Rodrigues Caldas (1561), de Martin Carvalho (1567-1568), de Sebastião Fernandes Tourinho (1572-1573) e Antonio Dias Adorno (1572-1576) que acabaram por aumentar os conhecimentos sobre as terras que viriam a se tornar as Minas Gerais (TAUNAY, 2012).

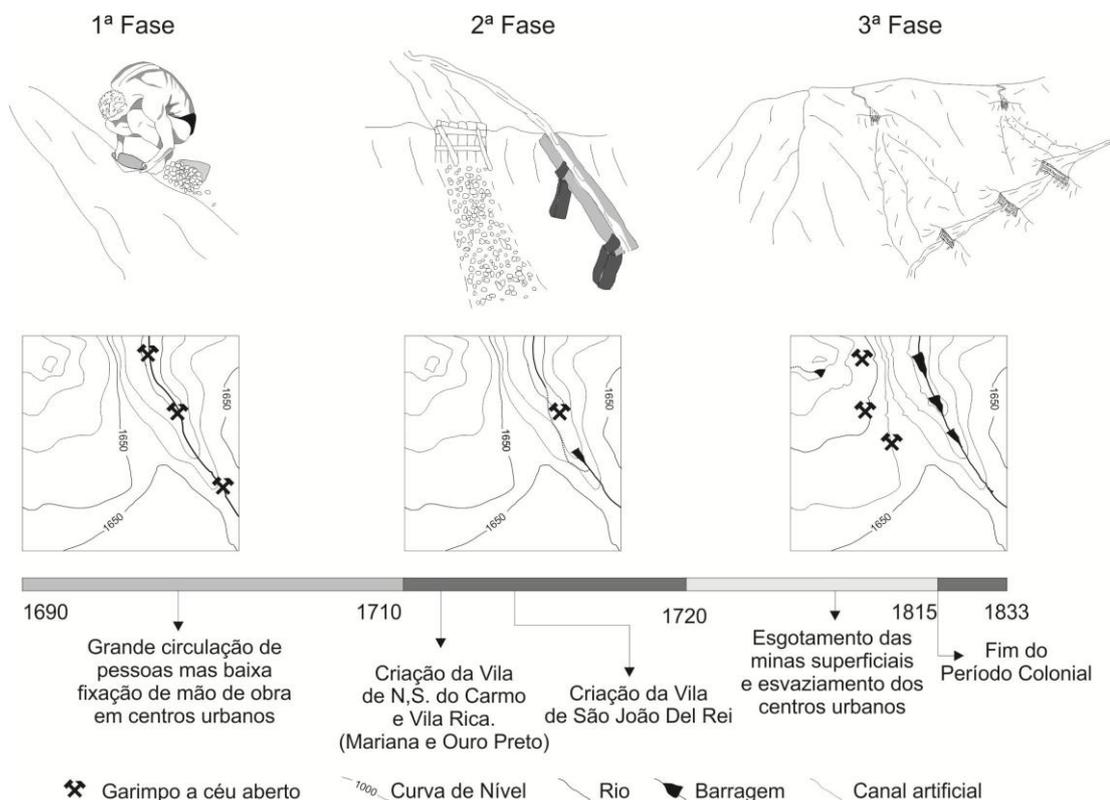
Somente no século seguinte, no final da década de 1690, que o ouro foi encontrado em volumes que justificariam todos os esforços empregados até então. A descoberta do ouro preto, por Manuel Garcia, e pouco mais tarde por Antonio Dias de Oliveira e Padre Faria, na região de Ouro Preto e Mariana, deu início a um importante ciclo econômico que resultaria em uma transformação sócio-ambiental desta paisagem, num curto intervalo temporal.

A forma de se retirar o ouro dentro do QF no período colonial esteve intrinsecamente relacionada aos padrões de crescimento urbano registrado no mesmo período. Machado (2009) separa este período de acordo com as tecnologias utilizadas pelos mineiros para a extração do minério.

A primeira fase corresponde à porção de ouro mais facilmente extraível, compreendido como aquele que ocorre junto aos leitos fluviais. A retirada do minério

aluvial envolvia técnicas rudimentares de separação do metal de reconhecido valor do volume estéril de sedimentos associados, utilizando-se para isso basicamente a separação por densidade promovida pelo manuseio da bateia. Fase esta que teve que ser rapidamente modificada pela rapidez do esgotamento destas reservas, passando-se os mineiros para o garimpo tanto no leito do rio quanto em suas margens (Figura 12).

Figura 12 - Fases do Garimpo do ouro superficial na Região do Quadrilátero Ferrífero entre os séculos XVII – XIX e sua influência na ocupação do espaço



Os impactos gerados nos primórdios da história minerária do QF ficaram restritos aos cursos fluviais, revolvendo-se os depósitos aluviais de idades mais recentes e disponibilizando grande carga de sedimentos para a jusante do canal.

No início do século XVIII, a notícia do sucesso do garimpo na região se espalhou por toda colônia, levando a uma profusão de vilas e um intenso processo de imigração, o que levou Martins et al (2003), a classificarem esse período como sendo o primeiro *rush* da mineração.

Evidente que o aumento populacional e intensificação do garimpo tiveram resposta quase que imediata nas reservas aluviais de fácil acesso, reduzindo o montante extraído ou aumentando a necessidade de mão de obra escrava para dar manutenção nos ganhos mensais da lavra. A solução encontrada foi a aplicação de novas tecnologias na extração de sedimentos mais profundos dentro dos canais e em suas respectivas margens.

Ensecadeiras foram construídas com a finalidade de expor os cascalhos transportados pelo rio e assim os escravos podiam escavar o material. Canais artificiais foram construídos para fazer a sangria dos rios represados, assim como rosários foram implantados para manter bem drenada a área de coleta do cascalho. Esta segunda fase permitiu uma sobrevida do garimpo, criando contiguamente uma maior demanda por mão de obra para a construção de barragens e operacionalização dos rosários.

Costa (1979) destaca a dimensão dos fluxos populacionais para as novas vilas do QF, argumentando que a proporção e a violência atrelada a esse processo foram superiores ao *rush* do ouro californiano do século XIX.

Todavia, assim como o minério da primeira fase, o esgotamento dos cascalhos ricos foi rapidamente atingido, fazendo com que atividade mineradora, após movimentar todos os sedimentos e recobri-los com camadas estéreis de seixos, cascalhos e areias, começasse a extrair o ouro a partir de antigos terraços fluviais abandonados ao longo das vertentes (MACHADO, 2009).

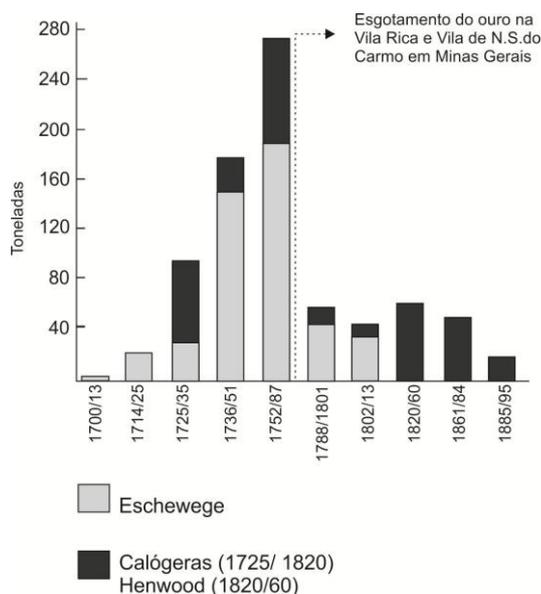
As sobreposições de variadas tecnologias e ainda a pulverização das minas dentro do QF e proximidades, fez com que o Brasil extraísse quantidades de ouro cada vez maiores ao longo do século XVIII, mais do que triplicando os montantes extraídos durante a primeira fase estritamente manual (Figura 13), concretizando em terras mineiras, o sonho do Sabarabuçu.

A tecnologia utilizada no garimpo aluvial foi somada a um engenhoso sistema de lavra que ao mesmo tempo utilizava obras de engenharia, como barragens, aquedutos, canais artificiais, e também se favorecia pela manipulação dos eventos naturais como as chuvas e a gravidade.

O iluminismo português teve muita influência nos métodos e técnicas aplicadas nesta terceira fase no Brasil, aproximando a mineração das ciências, transformando o garimpo com técnicas arcaicas e com grandes perdas em todos os processos em um *locus* de experimentação e desenvolvimento de tecnologias (PINTO, et al, 2000).

A associação do ouro com as couraças ferruginosas aluviais está registrada nos relatos de viajantes e documentos oficiais durante o século XVIII, mostrando que a presença do ouro possui uma íntima relação com as couraças de algumas regiões do QF, fato ainda possível de ser observado na atualidade por singelos garimpos no vale do Rio Conceição (ANTONIL, 2007). Barros (2011) destaca que embora pesquisas demonstrem a existência de paleoníveis nas vertentes escavadas por esse rio, pequenos e escassos fragmentos de couraças ferruginosas associadas a pilhas de seixos são evidências da atuação da mineração na transformação desta paisagem.

Figura 13 - Produção de ouro estimada no Brasil de 1700 a 1895 de acordo com Eschewege, Calógeras e Henwood, adaptado de Pinto (2000)



O garimpo, a partir desta nova fase, sobe a vertente, mas ainda com a finalidade de explorar o ouro superficial. Com essa subida, amplia-se conjuntamente a espacialização dos impactos gerados por esta atividade. Toneladas de sedimentos foram transportadas a partir da construção de sulcos e retidas em uma série de barragens sistematicamente arranjadas.

O ciclo virtuoso do ouro superficial dentro do QF tem seu fim no final do século XVIII, com o esgotamento de quase todas as reservas até então conhecidas. As cidades são esvaziadas no mesmo ritmo que foram inchadas, os garimpos são abandonados e os canais fluviais são entregues de volta à sua dinâmica natural, atulhados de sedimentos revolvidos.

Luna e Costa (1982) elencam alguns motivos que levaram ao declínio da economia e, conseqüentemente da população da Vila Rica durante os primeiros anos do século XIX como a adversidade do meio físico e a falta de uma difusão de técnicas modernas para se trabalhar o solo. A dependência da atividade mineradora, somada com a mentalidade do colonizador em não se preocupar com a diversificação das atividades econômicas, desencadearam um forte declínio nas áreas clássicas de mineração.

Enquanto isso, outras comarcas próximas se mostraram mais perspicazes ao pluralizar suas matrizes econômicas. A comarca do Rio das Velhas mostrou um movimento de crescimento populacional entre 1776 e 1821, plena época de exaustão dos garimpos (CALDEIRA, 2011). A comarca do Rio da Morte também cresceu em população e importância dentro da capitania de Minas Gerais, superando a comarca de Vila Rica na virada para o século XIX (ALMEIDA, 2005).

Esses movimentos contrários estão fortemente associados à chegada da família real no início do século XIX, ao crescimento urbano da metrópole carioca que demandava muitos produtos primários e, por fim, ao processo de abertura econômica da colônia brasileira à economia mundial (MARTINS, 2008; SILVA, 2011).

A capitania das Minas Gerais, nesse período de acentuada queda da produção de ouro, ainda apresentava uma forte economia baseada na agricultura e pecuária, uma das mais fortes de toda a colônia, com a existência de um mercado interno consolidado e quase que auto-suficiente (CALDEIRA, 2011).

Com o fim do protagonismo do garimpo na região do QF, a produção agropecuária assumiu o carro chefe na geração de riquezas para as populações que lá habitavam. Arroz, feijão, carne de boi e porco, milho e algodão são os principais bens produzidos na região, produção essa que era tanto para a manutenção do consumo interno das vilas quanto para o incipiente comércio entre diferentes comarcas, dentro da mesma capitania. Como as condições físicas do terreno impunham limitações a essas práticas, a agricultura ficava mais restrita aos fundos de vales e planícies de inundações, enquanto que a pecuária conseguia avançar timidamente sobre áreas mais declivosas com ocorrências de pastagens naturais.

A atual Mariana, Itabira, Bonfim, Conselheiro Lafaiete e Caeté dispunham de protótipos industriais de benfeitoria das matérias primas produzidas nas demais vilas, produzindo para consumo interno e comercializando produtos excedentes como farinhas de mandioca e milho, panos de algodão, tocinho, óleo de mamona, tabaco e queijos (MARTINS; SILVA, 2003).

Na perspectiva de diversificação econômica e aproveitamento das riquezas minerais existentes no território brasileiro, D. João VI, em 1810, contrata o engenheiro Alemão Wilhelm Ludwig Von Eschwege, com a finalidade de aumentar os conhecimentos sobre o potencial mineral, instruir os mineiros e otimizar o processo de extração e beneficiamento em escala das operações já iniciadas até então (MACHADO, 2009).

Dentre as inúmeras intervenções propostas por Eschwege, pode-se citar a visão econômica estratégica de se aproveitar o minério de ferro da região do QF como uma das que mais tiveram impacto no ordenamento territorial da região pós ciclo do ouro (MACHADO, 2009).

O início da extração do minério já ocorreu no modelo industrial com a construção da primeira unidade do ramo em Minas Gerais, a Fábrica de Ferro do Prata ou Usina Patriótica, em Congonhas do Campo, em 1812. A planta industrial era situada às margens do Córrego Prata com a finalidade de aproveitar a energia potencial da água para movimentar o britador e também o malho hidráulico (CAMPOS, 2012). Devido ao

sucesso promissor desta experiência, novas unidades fabris foram abertas em Conceição do Mato Dentro e João Monlevade.

Eschwege tinha como modelo de industrialização ideal, a pulverização das técnicas e da produção em pequenas unidades particulares, ao invés de grandes plantas (MARTINS, 2008), enquanto que o francês Jean-Antoine Félix Dissandes de Monlevade, regressando ao Brasil, em 1817, apostava num modelo de produção em escala, construindo sua robusta fábrica na atual cidade mineira de João Monlevade.

As técnicas de fundição trazidas por esses dois pioneiros se distinguiam tanto pela tecnologia empregada nos processos fabris quanto no aproveitamento das matérias primas durante a produção do ferro. Eschwege preferiu, pelos motivos já citados, importar um modelo de produção mais acessível ao nível de instrução dos interessados em forjar o ferro em pequenas unidades. Assim, introduziu com bastante expressão numérica o modelo de fundição a partir de fornos do tipo cadinho.

João Monlevade, por sua vez, optou por importar o modelo de fundição do tipo forja catalã, um modelo muito mais complexo se comparado ao que já se espalhava no QF, e que, ao mesmo tempo, demandava uma mão de obra muito qualificada para operacionalizar os processos. Todavia, a forja catalã demonstrava-se como um método muito mais eficiente para se produzir ferro em grandes escalas, com um melhor aproveitamento do carvão vegetal e uma produção pronunciadamente mais ágil (Tabela 1).

Tabela 1 - Comparação da produção de ferro e consumo de carvão vegetal entre os métodos do Cadinho e da Forja Catalã. Adaptado de LIBBY (1988)

Tipo	Produção de ferro em 12h (Kg)	Carvão Consumido (Kg)	Ferro produzido/carvão consumido
Cadinho	100	700	0,14
Forja Catalã	320	960	0,33

Com a produção de ferro em ascensão na primeira metade do século, a supressão da vegetação arbórea para utilização nas forjas foi um dos impactos imediatos gerados a partir da nova atividade (CORREIA, 2006).

A partir de 1824, uma grande investida inglesa é observada na exploração dos recursos minerais do QF, com abertura de mais de 10 minas de ouro, abrangendo os municípios de Santa Bárbara, São João Del Rei, Itabira do Campo, Barão de Cocais e Mariana. Esta frente de internacionalização da mineração trouxe um grande incremento de tecnologia ao processo de extração do ouro, como por exemplo, as escavações

subterrâneas, drenagem dos túneis, os processos hidrometalúrgicos de extração do minério de baixo grau de liberação, os processos de extração por cloração e também por cianuretação (SILVA, 1995; RAMOS, 2000).

Aliado a esse novo impulso minerador, D. Pedro II e Henri Gorceix criam, em 1875, a Escola de Minas em Ouro Preto, como um reflexo político, econômico e cultural do Brasil durante o desenvolver do Séc XIX e a necessidade de se instrumentalizar e cientificar a exploração mineral na província mineira (CARVALHO, 2002).

A retomada da importância da mineração para a economia de Minas Gerais teve reflexo direto no processo de urbanização das vilas que se viam esvaziadas após o primeiro *rush* da mineração brasileira. Com a construção de diversas unidades industriais, ao longo do século XIX e início do século XX, a região do QF observou o crescimento de povoados e vilas com fortes traços de um ordenamento urbano industrial, com o surgimento de bairros operários e alojamentos para os trabalhadores, livres e escravos (GUNN; CORREIA, 2005).

No despertar do século XX, ao qual Machado (2009) dá o nome “A era do Manganês e do Ferro”, o QF entra definitivamente em um novo ciclo econômico que o caracterizará pelo protagonismo do minério de ferro na geração de riquezas e transformações ambientais e urbanas da região.

A expansão agrícola da cultura cafeeira, o crescimento da manufatura, a ampliação da rede ferroviária e dinamismo da indústria da construção civil no início do século XX fizeram com que a demanda por aço aumentasse consideravelmente no Brasil (BONGIOVANNI, 1994).

A siderurgia mineira então se desponta para suprir esta crescente demanda com importantes marcos até 1960, com destaque para a fundação da Companhia Siderúrgica Mineira em Sabará (1917), a inauguração do alto forno da Belgo Mineira em João Monlevade (1937), a criação da Companhia do Vale do Rio Doce - CVRD (1942), inauguração da Mannesmann (1954), a estatização da Acesita (1956) e construção da USIMINAS (1956). Com isso, Minas Gerais teve nos anos 50 do século XX, o maior crescimento populacional de sua história, algo próximo de 2,4% ao ano, mas ainda abaixo do Brasil, com taxa de 3% (BRITO; HORTA, 2002).

O período da Segunda Guerra Mundial trouxe grande impulso para o setor siderúrgico e minerador do Brasil. A partir do tratado de Washington, o Brasil se comprometia a ter os Estados Unidos e a Inglaterra como parceiros exclusivos na exportação do minério de ferro. Logo, como reflexo imediato do aumento - interno e externo - da demanda pelo minério, aumentou-se o número de cavas dentro do QF. Já em 1962, a CRVD se consolida como uma peça chave da matriz de exportações de

commodities brasileira, mandando para seus parceiros comerciais no exterior 6.138.902 t de minério (SILVA, 1995).

Todavia, as transformações na paisagem não ficavam restritas às novas plantas industriais ou muito menos às cavas. A falta de legislação específica somada ao desinteresse dos empresários fazia com que os rejeitos do processo de mineração fossem descartados de maneiras diferentes de acordo com a unidade mineradora.

Estima-se que até 1940, a construção das poucas barragens de rejeito ainda não levava em conta a aplicação das técnicas de engenharia de barragens, ficando sua execução a cargo do próprio engenheiro de minas que dividia suas atribuições entre o processo de extração, beneficiamento do minério, construção e fiscalização das barragens, o que acarretou em inúmeros acidentes sócio-ambientais e ampliação dos impactos desta cadeia produtiva (ÁVILA; SAWAYA, 2011). Na ausência de barragens, o rejeito era depositado nas planícies de inundação, ficando ao trabalho do rio, o transporte desse material.

A parceria Brasil – EUA não se limitou no tratado acima descrito. Em 1946, um convênio firmado entre o Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM e o serviço geológico estadunidense – USGS, possibilitou o intercâmbio técnico e científico entre os cientistas dos dois países com o objetivo principal de cartografar e aumentar o conhecimento sobre as reservas minerais do Quadrilátero Ferrífero (MACHADO, 2009). Coordenando esses trabalhos, chega ao Brasil o geólogo estadunidense Jhon Van N. Dorr II, que inegavelmente traz contribuições incomparáveis para a compreensão da geologia regional desta importante área.

A publicação dos relatórios finais do convênio, assim como a divulgação dos produtos gerados a partir desta vasta pesquisa, como o mapa geológico do QF e sua respectiva coluna estratigráfica, a série de fotografias aéreas e um arsenal de publicações técnico-científicas dos envolvidos nas etapas de mapeamento, fomentaram a pesquisa acadêmica sobre as temáticas únicas que a área oferecia, produzindo novas gerações de convênios e parcerias de universidades e institutos de pesquisa estrangeiras com as instituições de ensino superior do Brasil, ao longo de todo o final do século XX e contemporaneidade.

À medida que se aproxima a virada do século, o QF está cada vez mais inserido no mercado internacional de *commodities*, tendo as operações desenvolvidas nessa região, uma subordinação direta às oscilações das bolsas de valores por todo mundo.

O atual século se inicia com um forte apelo asiático no ordenamento dos preços dos bens minerais, com a China se destacando como o maior parceiro de exportação do Brasil. Desse modo, é possível observar o crescimento exponencial do valor

agregado ao minério de ferro e ao mesmo tempo o aumento da atividade mineradora dentro do QF.

As transformações ambientais, quando comparadas com a segunda metade do século XX, não demonstram diferenças tipológicas. Porém, um maior controle por parte do Estado, com as regulações da DNPM e a instituição de marcos legais como o código florestal de 1964 e suas alterações posteriores e também o código de mineração de 1967 com suas alterações posteriores, o processo de licenciamento ambiental e outras leis ambientais posteriores, tornaram o exercício desta atividade balizado em alicerces menos impactantes (BONGIOVANNI, 1994). Ao mesmo tempo, brechas nesse ordenamento jurídico e a falta de fiscalização das atividades, permitem que irregularidades existentes durante o processo de produção provoquem transformações drásticas em toda paisagem da região, como exemplo o rompimento da barragem de Fernandinho (Itabirito-MG), rompimento da barragem de Macacos (Nova Lima-MG), rompimento da barragem de Herculano (Itabirito-MG) e o mais recente e trágico evento, o rompimento da barragem de Fundão em Mariana-MG. Somados, os recorrentes rompimentos mataram mais de 30 pessoas e impactaram extensas áreas, algumas de maneira irreversível (SOBREIRA; FONSECA, 2001).

Tendo como base todo esse histórico, é inegável o papel do homem na (re)construção deste espaço geográfico. As transformações cravadas nesta região, sobretudo a partir do século XVIII, exige do pesquisador das geociências um olhar cuidadoso sobre a paisagem, buscando-se saber que a influência antrópica aplicada na região pode avançar sobre inúmeras variáveis existentes dentro desta relativa curta secção espacial.

Capítulo 3 - SOLOS PERFÉRICOS NO BRASIL

RESUMO

No Brasil, a ocorrência de solos que possuem teores de Fe_2O_3 acima de 360 g kg^{-1} , enquadrados como perféricos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, ainda é pouco conhecida, restringindo os perfis coletados e classificados a dez diferentes materiais de origem. Para este trabalho foram selecionados 33 perfis de solos perféricos descritos em levantamentos da EMBRAPA, teses, dissertações e artigos publicados em periódicos. De modo geral, estes solos possuem grande quantidade de partículas agrupadas nas frações finas, com mais de 50% dos perfis enquadrados como argilosos ou franco-siltosos. Estes solos são ácidos, com valor médio de pH em H_2O de 5,37, com uma média de balanço de cargas próximo à zero e com uma CTC altamente dependente da matéria orgânica. A distrofia é uma característica comum, sendo o resultado tanto de um intenso intemperismo ou mesmo de solos que se originam de rochas já muito pobres em bases solúveis. Em relação à química da argila obtida pelo ataque sulfúrico, os solos são pobres em sílica e moderadamente pobres em alumínio. Os solos perféricos, independente do seu material de origem, tendem a uma homogeneização física e química de seus atributos. O controle litológico se expressa principalmente nos solos desenvolvidos de itabiritos, jaspelitos e couraças ferruginosas. Nestas rochas, ainda que a pedogênese seja incipiente, os solos já são perféricos. Nos demais litotipos, como basalto, gabro e tufitos, o caráter perférico está associado à atuação do intemperismo ao longo do tempo, onde ocorre a lixiviação das bases e sílica e enriquecimento relativo em ferro.

Palavras-chave. solos perféricos, gênese; classificação de solos, pedogeomorfologia.

3.1 Introdução

O ferro é o elemento químico mais abundante no planeta e está entre os cinco elementos mais presentes na crosta terrestre, estando distribuído em diversos tipos de ambientes graças a sua capacidade de formar compostos estáveis, tanto em sua forma bivalente (Fe^{2+}) quanto trivalente (Fe^{3+}) (MURAD; FISCHER, 1985).

No solo, na condição de óxidos e hidróxidos, mesmo em pequenas quantidades, podem influenciar diversos atributos físicos, químicos, macro e micromorfológicos, como a cor, densidade, cimentação de partículas e cargas dependentes de pH (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003).

A importância de considerar a participação do ferro na determinação de atributos do solo ganha projeção na medida em que, no Brasil, a relativa estabilidade tectônica (ALMEIDA, et al, 2000) somada a um longo período de exposição a condições intempéricas em clima tropical (PARRISH, et al, 1982; TARDY, et al, 1991), fez com que o desenvolvimento das coberturas pedológicas se desse preferencialmente pelo aprofundamento do manto de alteração, pela lixiviação das bases (Na, Ca, K e Mg) e pelo enriquecimento relativo e/ou absoluto em ferro e/ou alumínio.

A classificação de solos no Brasil, desde seus primórdios, levou em consideração a influência do ferro na coloração dos solos, atribuindo às classes dos Latossolos, Podzólicos e Terras Roxas Estruturadas, denominações como roxo, vermelho ou amarelo como indicativo macromorfológico importante em suas individualizações. Camargo (1982) propõe ainda a separação de Latossolos com alto teor de ferro e baixa saturação por bases em uma categoria específica, então classificada como ferrífero.

Após sucessivos aprimoramentos, a primeira edição do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999), trouxe avanços na utilização dos teores de óxidos de ferro obtidos na extração química com o ataque sulfúrico para subdivisão no terceiro nível categórico, separando os solos em hipoférricos, mesoférricos, férricos e perférricos.

Os solos perférricos estão associados à litologias igualmente ricas em ferro. No Brasil, duas regiões se destacam pela grande ocorrência destes solos: (i) o Quadrilátero Ferrífero com itabiritos e itabiritos dolomíticos do Paleoproterozóico e (ii) a Serra dos Carajás com os Jaspelitos do Neoarqueano. Além destas, outras áreas com ocorrências pontuais de litologias mais ricas em ferro contribuem para a formação e ocorrência dos solos perférricos do Brasil.

Considerando o interesse em melhor compreender a gênese desses solos, este trabalho objetivou comparar solos perférricos do Brasil associados a distintas litologias, como forma de analisar as semelhanças e diferenças nas propriedades físicas, químicas e mineralógicas entre eles e compreender o papel dos materiais de origem no desenvolvimento destas.

3.2 Materiais e métodos

Foram selecionados 33 perfis de solos perférricos descritos em levantamentos da EMBRAPA, teses, dissertações e artigos publicados em periódicos. De acordo com o primeiro nível categórico, foram classificados em: Plintossolos – com 12 perfis; Latossolos – com 13 perfis; e Cambissolos – com 8 perfis (Quadro 1).

Para comparação e análise foram selecionados apenas os horizontes diagnósticos de cada perfil, individualizando os que apresentavam maior desenvolvimento vertical.

As análises diferem seus resultados padronizados no que se refere às unidades com a finalidade de comparação entre os dados, do mesmo modo que se procurou trabalhos com metodologias iguais ou muito próximas, evitando assim interpretações dúbias em decorrência de discordâncias metodológicas. O tratamento estatístico foi realizado a partir do software IBM SPSS Statistics 23.

Quadro 1 - Perfis de solos perférricos selecionados.

Ponto	Classe	Localização	Material de Origem
P1	FFc latossólico ¹	Parauebas – PA	Jaspelito + colúvio de couraça
P2	FFlf êndico ¹	Parauebas – PA	Jaspelito + c. de couraça
P3	FFc latossólico ¹	Parauebas – PA	Jaspelito + c. de couraça
P4	FFc Câmbico ²	Canaã dos Carajás - PA	Jaspelito + c. de couraça
P5	FFc latossólico ²	Canaã dos Carajás - PA	Jaspelito + c. de couraça
P6	FFc Perférrico léptico ²	Canaã dos Carajás - PA	Jaspelito + c. de couraça
P19	FFc latossólico ³	Nova Lima-MG	Itabirito dolomítico
P20	FFc cambissólico ³	Nova Lima-MG	Itabirito dolomítico
P21	FFc latossólico ³	Nova Lima-MG	Itabirito dolomítico
P26	FFc latossólico ⁴	Santa Bárbara - MG	Itabirito dolomítico + c. de couraça
P27	FFlf êndico ⁴	Santa Bárbara - MG	Itabirito dolomítico + c. de couraça
P28	FFc cambissólico ⁴	Santa Bárbara - MG	Itabirito dolomítico + c. de couraça
P7	LVj petroplíntico ²	Canaã dos Carajás - PA	Jaspelito + c. de couraça
P8	LVj Perférrico ⁵	Patos de Minas - MG	Tufitos e arenitos cineríticos
P9	LVj típico ⁵	Patos de Minas - MG	Tufitos e arenitos cineríticos
P12	LVj típico ⁶	Pirajuba – MG	Basalto
P13	LVj típico ⁷	Mariana – MG	Itabirito
P14	LVj húmico ³	Nova Lima-MG	Itabirito + c. de couraça
	LVjtípico		
P16	endoconcrecionário ⁷	Barão de Cocais - MG	Itabirito
	LVj		
	típico		
P17	endoconcrecionário ⁷	Gunhães – MG	Itabirito
P18	LVj câmbico ⁷	Belo Horizonte - MG	Itabirito
P23	LVj cambissólico ³	Santa Bárbara - MG	Itabirito dolomítico
P29	LVA Perférrico típico* ³	Nova Lima-MG	Serpentinito
P30	LVj típico ³	Nova Lima-MG	Serpentinito
P32	LVj ⁸	Nazareno – MG	Migmatito
P10	CXj típico ⁵	Patos de Minas - MG	Tufitos e arenitos cineríticos
P11	CXj típico ⁵	Patrocínio – MG	Peridotito
P15	CXj ⁹	Nova Lima-MG	Couraça Ferruginosa
P22	CXj latossólico ³	Santa Bárbara - MG	Itabirito dolomítico
P24	CXj latossólico ³	Santa Bárbara - MG	Itabirito dolomítico
P25	CXj típico ³	Santa Bárbara - MG	Itabirito dolomítico
P31	CXj ¹⁰	Niquelândia –GO	Gabro
P33	CXj latossólico ¹¹	Ouvidor –GO	Anfibólitos e hematita

* Não previsto pelo SiBCS; FFc – PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário; FFlf – PLINTOSSOLO PÉTRICO Litoplíntico; LVj – LATOSSOLO VERMELHO Perférrico; CXj – CAMBISSOLO HÁPLICO Perférrico; 1 - Corrêa, 2011; 2 - Ribeiro, 2009; 3 - Carvalho Filho, 2008; 4 - Reis, 2014; 5 - Motta, et al, 2004; 6 - EMBRAPA, 1982; 7 - Costa, 2003; 8 - Baruqui, et al, 2006; 9 - Oliveira, 2013; 10 - Garnier, et al, 2009; 11 - EMBRAPA, 1983.

A ocorrência destes perfis se concentra em Minas Gerais, devido à presença de variados tipos de rochas ricas em ferro, como basaltos, itabiritos, migmatitos, peridotitos, serpentinitos e tufitos. Todavia, solos perférricos também foram descritos em Goiás e na Serra dos Carajás – PA.

3.3 Resultados

3.3.1 Aspectos morfológicos e físicos dos solos perférricos

A coloração dos solos perférricos no Brasil varia de 6,5 YR a 10R, com aproximadamente 90 % dos horizontes B sendo classificados com matiz mais vermelha que 2,5 YR, o que condiz com a mineralogia predominantemente oxidada, com predominância dos óxidos de ferro (hematitas) e em menor número os oxi-hidróxidos de ferro (goethita). O material de origem não foi o único fator determinante para a coloração, que claramente, também sofreu influência das condições de drenagem.

Os solos com alto teor de ferro possuem grande quantidade de partículas agrupadas nas frações finas, com mais de 50% dos perfis nas classes texturais argilosa

ou franco siltosa (Tabela 3.1). Entretanto, autores destacam que as análises texturais em solos com alto teor de ferro possuem grandes limitações metodológicas na dispersão das partículas, podendo mascarar os valores de argila e superestimarem os de silte e areia (DONAGEMMA, et al, 2003; CARVALHO FILHO 2008). Nos Cambissolos desenvolvidos a partir de anfíbolitos e hematitas de Ouvidor-GO, por exemplo, a ausência de colúvio no material de origem assim como a discreta atividade da sílica no sistema faz com que os teores de areia seja possivelmente produto de insuficiências metodológicas para a dispersão de partículas, visto que o levantamento realizado pela EMBRAPA (1983) ainda não dispunha de tecnologias mais eficientes para dispersão de partículas e destruição dos agregados.

Analisando os diferentes materiais de origem, o basalto e o serpentinito se destacam por originarem coberturas mais argilosas que as demais rochas. Tal fato se deve à composição mineralógica destas rochas, que por incluir plagioclásios, piroxênios e serpentina, e baixo teor de quartzo (PICCIRILLO et al, 1988; FONSECA, 2011), são, em condições tropicais, potenciais produtores de argilas.

Em contrapartida, as formações de ferro bandadas como os jaspelitos, itabiritos, itabiritos dolomíticos e também os anfíbolitos e hematitas caracterizam-se por apresentarem coberturas associadas a alto conteúdo de areia (Tabela 2). Com exceção dos Itabiritos Dolomíticos, a participação de sílica na composição destas rochas é bem mais expressiva que nas demais litologias, o que pode explicar, em parte, um valor elevado de quartzo na fração areia (LINDENMAYER, et al, 2001; SPIER, et al, 2007).

A densidade de partículas apresentou valores médios entre $3,55 \text{ g cm}^{-3}$ com o menor valor do coeficiente de variação, indicando que independente da classe, do material de origem, ou da textura, os solos perférricos apresentam sua densidade de partículas sempre elevada, aproximando-se dos valores de massa específica da goethita ($4,37 \text{ g cm}^{-3}$), da maghemita ($4,86 \text{ g cm}^{-3}$), da Magnetita ($5,18 \text{ g cm}^{-3}$) e da hematita ($5,26 \text{ g cm}^{-3}$) (KLEIN; DUTROW, 2012).

3.3.2 A química dos solos perférricos

Os solos perférricos podem ser caracterizados como ácidos, com valor médio de pH em H_2O de 5,37, com uma média de balanço de cargas próximo a zero e CTC altamente dependente da matéria orgânica.

A distrofia é uma característica comum, ilustrando dois agrupamentos distintos quanto ao desenvolvimento desta condição. O primeiro refere-se aos solos que foram expostos a condições de intenso intemperismo, sendo a distrofia o resultado da retirada constante de suas bases. Fazem parte deste grupo os solos que derivaram de litologias com uma composição geoquímica diversificada, como o basalto, gabro, peridotito,

migmatito e tufitos (GIRARDI, et al, 1986; SILVA, et al, 2005; CARLSON, et al, 2007). O segundo agrupamento é caracterizado pelos solos que se originam de rochas muito pobres em bases, como é o caso dos itabiritos, couraças ferruginosas e jaspelitos. Neste grupo, a distrofia é comum mesmo em solos em estágio inicial de desenvolvimento, como os Neossolos e Cambissolos (CARVALHO FILHO, 2008; CORRÊA, 2011).

Neste segundo grupo, a limitação nutricional impõe severos empecilhos para o desenvolvimento da agricultura e da pecuária. Os solos derivados do jaspelito por se destacarem dos demais pela elevada acidez e saturação por alumínio, são colonizados por uma vegetação savânica altamente adaptada (PORTO; SILVA, 1989), enquanto os solos perférricos do itabirito ou são utilizados em pequenas áreas para silvicultura de pinus ou sustentam campos de cerrado altimontano com uma vegetação também muito especializada (JACOBI; CARMO, 2012; COSTA; GARCIA, 2014). Nas demais litologias, o avanço das técnicas em áreas bem localizadas e de pouca expressão espacial com solos perférricos, possibilitou a incorporação destas áreas para o cultivo agrícola, como as culturas de milho, batata e arroz na região de Patos de Minas -MG e café em Nazareno-MG.

Em relação à química da fração argila, os solos perférricos são pobres em sílica e moderadamente pobres em alumínio (Tabela 3). Assim como o caráter distrófico, essa pobreza de sílica pode ser explicada tanto por ambientes de intensa dissolução e lixiviação deste elemento quanto por uma característica herdada do material de origem.

Nos itabiritos, Spier (2007) explica que o teor de sílica na rocha tende a diminuir na superfície, resultando no enriquecimento relativo em ferro. Sendo assim, o teor médio de $2,83\text{g kg}^{-1}$ de SiO_2 está mais relacionado com o material parental do que a uma intensa dessilificação. Processo diferente parece explicar a baixa atividade da sílica nos solos desenvolvidos a partir do gabro, que apresenta certo equilíbrio entre os teores de SiO_2 e Fe_2O_3 na rocha (GIRARDI et al., 1986), mas enriquecimento em ferro e alumínio à medida que bases e sílica são lixiviados.

A relação K_i ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) dos solos derivados do itabirito e do itabirito dolomítico chama atenção, com valores sempre abaixo de 1,5 e com um extremo de 0,01 para um Latossolo em Belo Horizonte - MG. Embora seja uma relação tradicionalmente aplicada na literatura para inferir sobre o grau evolutivo dos solos, em materiais como itabiritos e jaspelitos ela deve ser utilizada com cautela. Baixos valores, nesse caso, não refletem solos com avançado grau de intemperismo. Os próprios materiais de origem já apresentam tais condições e, ainda que jovens, os valores para Neossolos serão muito baixos. Ker (1997) e Carvalho Filho (2008) já haviam destacado que esta relação não reflete as condições de intemperismo e o grau de desenvolvimento dos solos para a região sobre influência das rochas itabiríticas, uma vez que os baixos teores de sílica

do material de origem mascaram as interpretações pedogenéticas trazidas por esta relação molecular. Em contrapartida, para solos das outras rochas, como basaltos e gabros, a relação pode ser considerada, admitindo que o intemperismo mineral progressivo contribui com a constante concentração de alumínio e ferro.

Considerando o ferro, os solos sobre Itabirito se destacam por apresentarem os maiores teores, com valor máximo de 762 g kg^{-1} seguido dos solos desenvolvidos a partir do itabirito dolomítico com valor máximo de 708 g kg^{-1} e depois pelos solos desenvolvidos a partir do peridotito com teor de 571 g kg^{-1} .

A ocorrência de solos perférricos sobre basaltos tende a ser rara, visto a abrangência espacial desta rocha sobre o território brasileiro (CORDANI; VANDOROS, 1967; PICCIRILLO et al, 1988) e a escassez de perfis descritos com esta característica. Quando diagnosticada, os teores de ferro estão próximos do limiar mínimo para esta classe, como é o caso do Latossolo em Pirajuba-MG com 367 g kg^{-1} de ferro pelo ataque sulfúrico (KER, 1997).

Dentre os teores de óxidos obtidos pelo ataque sulfúrico, o ferro se destacou com o menor coeficiente de variação, indicando que valores acima de 400 g kg^{-1} é uma característica bem uniforme dentre os perfis analisados, independente da litologia. Ainda assim, a acumulação desse ferro ocorre de maneira diferente, considerando que em solos relacionados a itabiritos, jaspelitos e couraças ferruginosas, ela já é observada em Neossolos e Cambissolos, ao passo que nas demais esses valores acumulam-se a partir do avanço da pedogênese, e se expressam nos Latossolos.

Tabela 2 - Síntese de alguns atributos físicos, químicos e morfológicos dos horizontes B dos solos perférricos

Perfil	Hz	Prof (cm)	Cor	Composição Granulométrica					Dp g cm ⁻³	pH			S cmol _c dm ⁻³	T dm ⁻³	V %	m	C orgânico g kg ⁻¹
				A. G	A.F.	Silte g kg ⁻¹	Argila	S/A		H ₂ O	KCl	ΔpH					
P1	Bwc2	(27-48+)	10R 3/3	540	60	100	300	0,33		4,5	4,5	0	0,1	9,8	1	50	0,2
P2	Bwc	39-58+	2,5 YR 3/3	480	40	110	370	0,30		4,7	4,5	-0,2	0,1	15,2	0,8	76	4,5
P3	Bwc2	39-58+	10 R 3/4	250	50	10	600	0,02		4,6	5	0,4	0,1	7,8	0,6	0	2,4
P4	Bic2	25-60	10 R 3/6	280	60	360	300	1,2		4,19	3,81	-0,38	0,04	11,4	0,3	96,4	21
P5	Bwc1	15-80	10 R 3/6	240	60	470	230	1,83		4,2	4,09	-0,11	0,02	10,2	0,2	97,1	24
P6	Bic	5-50	10 R 2,5/2	600	90	210	100	2,1		3,73	3,6	-0,13	0,5	12,3	0,4	96,9	51
P7	Bwf2	40-70	10 R 3/6	430	60	200	310	0,65		4,69	4,69	0	0,03	8,33	0,4	90,6	58,1
P8	Bw2	121-210+	2,5YR 3/6	130	80	210	580	0,36	3,23	6	5,9	-0,1	2	5,5	36	0	4,8
P9	Bw	60-100	2,5 YR 3/4	50	100	350	500	0,7		5,7	5,1	-0,6	0,2	4,7	4	0	7,2
P10	Bi	20-50	5 YR 4/6	110	130	330	430	0,77		6	5,6	-0,4	3,1	5,6	55	0	22,7
P11	Bi	40-60	2,5 YR 2,5/4	160	190	310	340	0,91		6,4	5,8	-0,6	3,5	17	59	0	9,5
P12	B23	123-200+	10 R3/4	50	140	120	690	0,17		5,5	5,8	0,3	0,1	1,6	6	0	4,6
P13	Bw	100-120	10R 3/4	180	210	280	330	0,85	3,33	5,3	6,01	0,71	0,71	2,41	30	0	18
P14	Bw	70-95	1,5YR 3/4	298	53	202	447	0,45	3,64	6,1	6	-0,1	0,2	2,4	8		13,4
P15	Bi1	50-110	2,5YR 3/4	180	250	220	350	0,63	4,78	5,66	5,57	-0,09	0,34	4,84	7	0	6
P16	Bw1	40-60	10 R 3/4	450	150	210	190	1,11	4,34	4,92	4,74	-0,18	0,81	4,81	17	11	-
P17	Bw1	40-60	2,5 YR 4/6	180	150	340	330	1,03	3,63	4,65	4,5	-0,15	0,75	7,85	9,6	21,1	23
P18	Bw	102	10 R 3/3	230	40	230	500	0,46	2,98	5,4	6,27	0,87	0,84	6,24	14	0	24
P19	Bwc1	36-92	2,5 YR 3/6	281	55	151	513	0,29		5,8	5,8	0	0,1	3,2	3	0	11,9
P20	Bic	32-58	10 R 3/4	277	124	289	310	0,93	3,5	5,9	6,1	0,2	0,1	2	5	0	7,8
P21	Bwc	55-121	1,5 YR 3/4	160	130	270	440	0,61		5	6,2	1,2	0,1	1,7	6	0	4,2
P22	Bic2	98-139	2,5 YR 3/2	204	282	207	307	0,67	3,43	5,4	6,6	1,2	0,2	1,2	17	0	0,8
P23	Bwc1	54-87	10 R 3/4	202	112	218	468	0,47	3,77	4,8	4,7	-0,1	0,1	4,5	2	0	8,4
P24	Bi2	69-100	2,5 YR 4/6	244	256	211	289	0,73	3,05	5,9	6,5	0,6	0,1	1,1	9	0	6
P25	Bi3	123-160	6,5 YR 3/3	140	185	349	326	1,07	3,23	5,6	5,7	0,1	0,1	2,2	5	0	1,2
P26	Bwc	45-150	10 R 3/6	440	90	470	0,19	3,12	3,12	5,3	4,96	-0,34	0,51	7,31	7	16,4	12,8
P27	Bi2	35-60	2,5 YR 2,5/6	470	120	410	0,29	4,47	4,47	5,53	4,69	-0,84	0,6	10,5	5,7	39,4	22,6
P28	2Bwc	150-180+	10 R 3/3	520	140	340	0,41	3,61	3,61	5,28	4,94	-0,34	0,42	8,72	4,8	0	7,5
P29	Bw2	80-110	5 YR3,5/3	60	36	149	755	0,20	3,33	7	6,8	-0,2	0,3	0,3	100	0	1,6
P30	Bw1	37-75	10 R 3/4	68	29	223	680	0,33	2,94	5,1	5	-0,1	0,1	4,8	2	0	17,6
P31	Bo2	125-200	2,5 YR 2,5/3	300		420	280	1,5		5,5			0,1				23,8
P32	Bw	75-110	1,5 YR 3/4	113	95	194	598	0,32		6,4	6,9	0,5	0,6	2,1	28	0	4
P33	B	40-70	5 YR 3,5/40	260	210	310	220	1,41		6,4	5,6	-0,8	0,6	1,6	38	0	3,3

A.G- Areia Grossa. A.F.- Areia Fina S/A – relação silte / argila

Tabela 3 - Média da química dos óxidos pelo ataque sulfúrico por material de origem

Mat.de origem	Ataque Sulfúrico				Relações Moleculares				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Kr	Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	TiO ₂ /Fe ₂ O ₃
	g kg ⁻¹								
Jaspelito + couraça	41,6	206,64	471,37	13,81	0,89	0,09	0,59	41,92	0,03
Tufito	93	159	408	72,65	1,07	0,39	0,61	6,6	0,18
Peridotito	42	35	571	44,8	2,04	0,18	0,1	12,75	0,08
Basalto	115	206	367	65,1	0,95	0,44	0,88	5,64	0,18
Itabirito + couraça	2,83	121,22	583,93	36,33	0,05	0,08	0,36	159,14	0,06
Itabirito Dolomítico+couraça	15,46	120,62	528,58	9,15	0,38	0,07	0,31	66,35	0,02
Serpentinito	61	217	420,5	9,1	0,47	0,23	0,85	47,02	0,02
Gabro	64	39,1	468,5	-	2,78	0,19	0,08	-	-
Migmatito	69	194	380	17,9	0,6	0,27	0,8	21,23	0,05
Anfibólio e hematita	28	13	461	142,2	3,68	0,16	0,05	3,24	0,31
Média	53,19	131,16	465,99	45,67	1,29	0,21	0,46	40,43	0,1
Desvio Padrão	34,46	78,38	75,68	43,26	1,17	0,13	0,33	49,6	0,1
C.V. %	64,78	59,76	16,24	94,71	90,82	60,61	70,18	122,68	97,03

3.3.3 A mineralogia dos solos perférricos

A densidade de partículas e os resultados da composição química pelo ataque sulfúrico inferem uma assinatura majoritariamente oxídica dos solos perférricos, fato comprovado pelos valores da relação Kr, sempre abaixo de 0,5 (Tabela 2). A qualificação da mineralogia por difratometria de raios-X nos horizontes B selecionados confirma esta afirmativa. A hematita e a goethita foram os minerais predominantes, sendo o primeiro mais marcadamente e responsável pela coloração sempre próxima à 10R. Nos perfis onde a goethita possui maior destaque, como nos solos P29 e P25, a coloração apresenta matizes mais amareladas.

A atração magnética destes solos é basicamente explicada pela presença de maghemita nas frações silte e argila, visto que a magnetita é muito instável nas condições ambientais de superfície, sendo rapidamente transformada (MURAD; SCHWERTMANN, 1993).

A gibbsita tem abundância inferior aos minerais citados anteriormente, em função da baixa atividade do alumínio no sistema. A presença deste mineral, em alguns perfis, tem sido associada ao colúvio de materiais pré intemperizados de litologias mais diversificadas geoquimicamente, como é o caso dos solos dentro do Quadrilátero Ferrífero que recebem influência direta dos filitos do Grupo Nova Lima (CARVALHO FILHO, 2008). Outros estudos (NAHON, 1991) advogam que o aumento da participação da gibbsita está relacionado ao intemperismo dos óxidos de ferro que sustentam o cimento das couraças, por exemplo, fazendo com que minerais que eventualmente estejam obliterados no material de origem, apareçam na composição do solo.

O quartzo não é um mineral com ocorrência comum em solos perférricos nas frações silte e argila, o que é concordante com os baixos valores de sílica encontrados em todos os perfis. Corrêa (2011), a partir de dados de fluorescência de raios-X, concluiu que o quartzo é um mineral de ocorrência muito pequena (traço) nos solos derivados a partir da degradação de couraças ferruginosas e jaspelito, enquanto que em nenhum dos solos derivados de itabirito ou itabirito dolomítico foi detectada a presença deste mineral.

A caulinita, à semelhança do quartzo, possui uma ocorrência secundária na maioria destes solos, apenas com participação expressiva em solos desenvolvidos a partir de rochas básicas ou ultrabásicas, como os perfis P12, P32 e P33. Sua presença no horizonte B dos demais solos é limitada tanto pela baixa atividade da sílica quanto pela pobreza em alumínio destes solos. O destaque para esse mineral é feito para as camadas mais superficiais. Com a atividade biológica das plantas, sobretudo das gramíneas, o enriquecimento absoluto de silício em superfície é possibilitado a partir da destruição das biomineralizações de sílica (fitólitos) e reincorporação deste elemento ao solo (FISHKIS et al, 2010). Assim, com essa adição, o ambiente se torna mais favorável para a formação de caulinita, o que parece ser confirmado diretamente pelos dados de DRX, pelo aumento médio de 60% para a relação Ki do horizonte B para o horizonte A e também pela mudança no balanço de cargas mais negativo em superfície (TEWARI, 1963; ALEVA, 1965; VALENTON, 1974; BOCQUIER et al., 1982; BOULANGÉ; BOCQUIER, 1983; BOULANGÉ, 1984; BOULANGÉ; CARVALHO, 1988; LUCAS, 1997; VARAJÃO et al., 1989; 1990; OLIVEIRA et al., 2013).

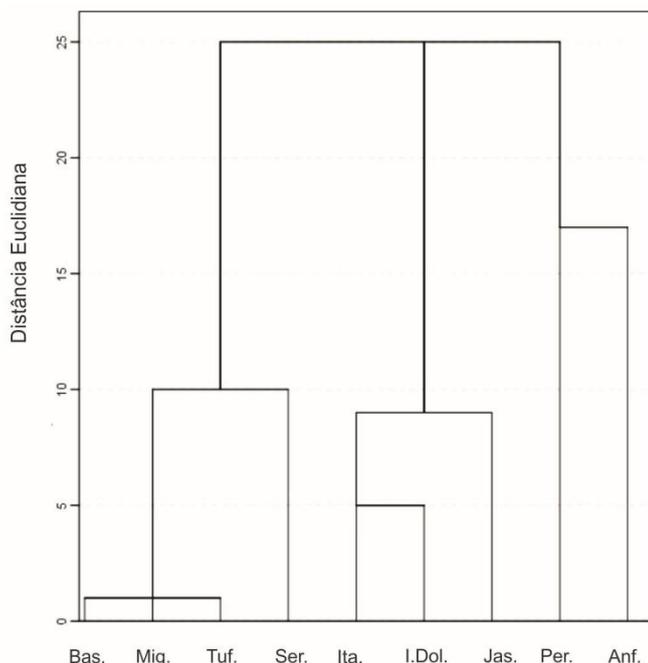
Os minerais de titânio têm sua ocorrência restrita a alguns perfis, sendo mais comuns na forma de anatásio, rutilo e raramente titanomagnetita. Este elemento possui uma alta concentração nos solos derivados de Tufitos. Outros minerais aparecem ligados a contextos bem específicos, como é o caso das micas, esmectitas e vermiculitas com hidróxi entre camadas, encontradas somente nos Itabiritos Dolomíticos da Serra do Gandarela, no QF (CARVALHO FILHO, 2008).

3.4 Discussão

O sufixo perférrico foi atribuído para solos desenvolvidos a partir de dez diferentes tipos de materiais de origem. O agrupamento dos solos a partir dos seus atributos físicos e químicos, por exemplo (Figura 14), mostra a separação dos solos perférricos desenvolvidos a partir do jaspelito e dos itabiritos dos demais materiais de origem, o que destaca o quanto estes solos possuem características pedogenéticas distintas em comparação com os demais solos. Os solos desenvolvidos a partir do basalto, migmatito e tufito apresentaram grande similaridade entre seus atributos,

sugerindo que o desenvolvimento de suas características se deu a partir de mecanismos muito próximos.

Figura 14 - Dendograma de similaridade entre as médias de solos por material de origem. Índice de agrupamento: distância Euclidiana, método: vizinho mais próximo



Bas - Basalto; Mig- Migmatito; Tuf – Tufito; Ser – Serpentinito; Ita – Itabirito; I.Dol. – Itabirito Dolomítico; Jas – Jaspelito; Per – Peridotito; Anf – Anfibólitos

Geograficamente, o controle litológico é observado nas rochas descritas no Quadrilátero Ferrífero - MG e em Carajás – PA, onde a composição química do material de origem, isto é, itabiritos, jaspelitos e couraças ferruginosas, denota a formação direta do caráter perférrico. Em outras palavras, as ordens taxonômicas que sugerem menor grau evolutivo dos solos já apresentam o caráter perférrico, não sendo necessário que ocorra a evolução do solo a longo termo para que tal caráter se efetive. Para as demais rochas, o caráter perférrico não deixa de estar associado à composição da rocha, mas sua efetivação é resultado de um longo processo intempérico, da retirada de bases (K, Ca, Mg, Na) e acumulação relativa do ferro. Nestes litotipos, a atuação conjunta dos demais fatores de formação (clima, relevo, organismos e tempo) é de extrema relevância, e pode levar a ocorrência de bolsões de solos perférricos imersos num contexto de solos mesoférricos (de 80 g kg^{-1} a $<180 \text{ g kg}^{-1}$ de Fe_2O_3 pelo ataque sulfúrico) e férricos ($\geq 150 \text{ g kg}^{-1}$ a $<360 \text{ g kg}^{-1}$). De maneira geral, isso sustenta a ideia de uma pedogênese progressiva, com intemperismo avançado, e não como uma herança litológica direta. Os solos desenvolvidos sob essas rochas podem, em outras condições ambientais, não resultar em solos perférricos, ao passo que isso seria mais difícil para os solos derivados de itabiritos, jaspelitos e couraças ferruginosas.

Em termos taxonômicos, as dificuldades encontradas para classificar estes solos já faziam parte das discussões do meio científico desde a década de 1980 no Brasil, e desde então, conceituações, metodologias e parâmetros foram sendo aperfeiçoados para melhor operacionalizar este processo (EMBRAPA, 1980; CAMARGO, 1982; RADAM BRASIL, 1983). Se neste período o problema era separar os solos perféricos que tinham algum atrativo para atividade agropecuária daqueles que não demonstravam nenhuma vocação para uso agrícola, atualmente as dificuldades estão voltadas mais para as nuances dentro dos níveis hierárquicos.

Dentre os 33 perfis analisados, os solos foram agrupados em três grandes ordens: os Latossolos, os Plintossolos e os Cambissolos. No entanto, há duas questões que merecem ser consideradas e que poderiam alterar a distribuição dos perfis em relação à sua classificação.

A primeira refere-se ao reconhecimento do horizonte concrecionário como sendo diagnóstico para a classificação de Plintossolos, com precedência taxonômica sobre os horizontes Bw e Bi. Segundo Reis (2014), os solos do topo da Serra do Gandarela, no Quadrilátero Ferrífero, atendem a todas as exigências para serem classificados como Latossolos, não se enquadrando nessa classe, apenas em função da presença do horizonte concrecionário.

A crítica levantada neste ponto é justamente o significado genético das concreções encontradas nos horizontes B, nem sempre considerada no estudo destes solos. Essas podem ser tanto formadas pelos processos de oxi-redução em ambiente de oscilação do nível freático, caracterizando o processo de plintização (MACEDO; BRYANT, 1987; ANJOS et al, 1995; ROSOLEN et al, 2002; AIDE et al, 2004; EZE, et al, 2014), quanto representarem nódulos litorreliquiares associados à degradação de couraças ferruginosas (BEAUVAIS; TARDY, 1991; HORBE; COSTA, 1999; TEMGOUA, et al, 2002). Para diferenciá-los, análises macro e micromorfológicas cuidadosas devem ser realizadas, observando se há ou não feições de nucleação, bem como o padrão morfológico das bordas das petroplintitas e o arranjo interno dos constituintes (NAHON, 1991).

Reis (2014) argumenta que agrupar estes perfis na mesma classe de solos mal drenados, com atual influência do lençol freático na plintização do solo e em posições próximas a cursos d'água, prejudica a interpretação morfogenética, base do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS). Os melhores investimentos para diferenciar a natureza das concreções provêm de estudos micromorfológicos e microquímicos, muitas vezes escassos em levantamentos pedológicos, dadas suas especificidades.

A segunda é devida às limitações técnicas na dispersão de partículas que resultam em uma superestimação dos valores de silte e da relação silte/argila, impedindo que os horizontes B sejam identificados como Bw, em função do não cumprimento de todos os requisitos exigidos pelo SiBCS. Tais horizontes acabam por ser identificados como Bi o que leva à classificação destes perfis como Cambissolos, (Carvalho Filho, 2008)

Considerando as duas questões, muitos perfis classificados como Plintossolos e Cambissolos têm características morfogenéticas e comportamento de Latossolos. A partir do 2º nível categórico de cada ordem, a tendência de uma homogeneização é notável nos solos analisados neste trabalho. Em todas as ordens, a variação ocorre, sobretudo no 4º nível, mostrando que as características morfológicas, químicas e físicas destes solos tendem a uma certa homogeneização

3.5 Conclusões

Em linhas gerais, os solos perféricos do Brasil apresentam características físicas e químicas que expressam forte relação com o material de origem, por vezes obtidas sob contexto de intemperismo distintos. Os solos associados aos itabiritos, jaspelitos e couraças ferruginosas são perféricos por natureza, considerando que tais rochas já possuem, ainda que o grau de intemperismo seja fraco, alto conteúdo de ferro. Isso influencia diretamente na evolução dos solos a ela associados, de maneira que o desenvolvimento de Latossolos a partir de tais rochas parece demandar condições pedobioclimáticas e geomorfológicas específicas. Já para rochas como basaltos, tufitos e gabros, o caráter perférico é obtido a partir da atuação intensa do intemperismo, com concentração de ferro no sistema pedológico a partir da acumulação relativa, principalmente.

Em se tratando da mineralogia, a assinatura oxídica é primordial, com a presença de hematita e goethita como minerais predominantes e gibbsita, quartzo e caulinita com participação restrita a contextos pedogeomorfológicos específicos. Novos estudos mineralógicos, com enfoque cristaloquímico, podem trazer contribuições para a o entendimento da gênese de caulinitas e gibbsitas em solos perféricos originados de rochas como Itabiritos e Japelitos. Os minerais magnéticos também despertam o interesse mineralógico destes solos, reiterando sua diversidade mineralógica.

Existe uma tendência de homogeneização na classificação taxonômica dos solos perféricos. A variação dentro das três grandes ordens em que os 33 perfis foram classificados ficou restrita ao 4º nível categórico. Na ordem dos Plintossolos, a precedência taxonômica do horizonte concrecionário sobre os horizontes Bw e Bi

merece maiores cuidados a fim de assegurar o objetivo morfogenético do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.

CAPÍTULO 4 – CONTEXTO GEOMÓRFICO E MATERIAIS DE ORIGEM ASSOCIADOS AO LATOSSOLO VERMELHO PERFÉRRICO: ESTUDO DE CASO NA SERRA DA MOEDA, QUADRILÁTERO FERRIFERO - MG

RESUMO

Os Latossolos brasileiros são caracterizados por espessura expressiva, mineralogia majoritariamente oxidica e a estrutura granular bem desenvolvida, evidenciando que ao longo de boa parte do Quaternário estas paisagens estiveram submetidas a regimes climáticos de intenso potencial intempérico. Na área do Quadrilátero Ferrífero (QF) a ocorrência de Latossolos com teores de Fe_2O_3 superiores a 360 g kg^{-1} , tem sido associada a alteração *in situ* do itabirito ou couraça ferruginosa, rochas de conhecida resistência ao intemperismo físico e químico. Este capítulo tem por objetivo investigar os Latossolos Vermelhos perférricos (LVj) do QF a partir da hipótese de uma gênese policíclica sobre materiais majoritariamente alóctones. A partir de um mapeamento prévio dos LVj do Quadrilátero Ferrífero, foram levantadas informações morfométricas dos ambientes em que esses ocorrem utilizando técnicas de geoprocessamento. Para um maior refinamento dos dados, foi selecionada uma topossequência na borda oeste do Sinclinal Moeda para verificação, em campo, do contexto de vertente e dos materiais de origem relacionados ao Latossolo. Foram caracterizados alguns atributos que podem dizer sobre a autoctonia ou aloctonia do material de origem, como as frações grossas cascalho e calhau e valores de Ti ao longo dos perfis. A análise do contexto morfológico onde se inserem os Latossolos Ferríferos demonstrou que, ao contrário do que é esperado para a classe, eles estão situados em vertentes com declives superiores a 8%. A fragmentação acentuada do material grosseiro a jusante conjuntamente com a granodecrescência concordante com a topografia demonstram a eficiência do transporte em reduzir o tamanho do material coluvionado. A existência de um nível cascalhento enterrado, com contatos abruptos com os demais horizontes descarta um parentesco direto com o material rochoso subjacente, e reflete que estes Latossolos devem ser interpretados como tendo uma gênese policíclica imperante desde a inversão do relevo na Serra da Moeda, durante o Mioceno até o presente.

Palavras-chave: Latossolos perférricos, colúvios, depósitos de encosta, Sinclinal Moeda, latossolização.

4.1 Introdução

A pedogênese no sistema solo-rocha é diretamente subordinada às características climáticas locais e também ao grau de resistência do material de origem frente aos processos de alteração física e química. Em áreas tropicais, a alteração mineralógica favorece a destruição quase completa dos minerais primários e a lixiviação das bases solúveis (CHESWORTH, 1992; MCBRIDE, 1994; BUOL; ESWARAN, 1999; SCHAEFER, 2001). Em condições mais intensas de hidrólise, a sílica é retirada do sistema desfavorecendo a neoformação de argilas silicatadas em detrimento de um aumento dos óxidos de elementos menos solúveis tais como Ti, Al e Fe (VARAJÃO, 1988; NAHON, 1991). A ocorrência destes solos tende a ser coordenada por superfícies geomórficas que se mantiveram estáveis ao longo de extensos períodos geológicos (VAN WAMBEKE, et al, 1983; BUOL; ESAWARAM, 1999).

Os Latossolos brasileiros são caracterizados pela expressiva espessura de seus perfis, por uma mineralogia majoritariamente oxídica e a estruturação granular bem desenvolvida, evidenciando que ao longo de boa parte do Quaternário estas paisagens estiveram submetidas a regimes climáticos de intenso potencial intempérico (KER, 1997; MUGGLER, 1998).

Dentre as várias classes e subclasses destes solos no Brasil, destacam-se aqueles classificados como Vermelhos perférricos ($>360 \text{ g kg}^{-1}$ de Fe_2O_3) pela sua pequena ocorrência e por seus atributos únicos. No Quadrilátero Ferrífero (QF), região central do estado de Minas Gerais, a ocorrência destes Latossolos é associada em mais de 90 % dos perfis descritos ao itabirito ou à couraça ferruginosa (COSTA, 2003; SHINZATO; CARVALHO FILHO, 2005; CARVALHO FILHO, 2008; OLIVEIRA, 2013; REIS, 2014). Os demais estão associados a filitos ferruginosos e outras rochas igualmente enriquecidas neste elemento.

Os itabiritos possuem características que tendem a retardar o avanço das frentes de alteração, mesmo em condições climáticas tropicais. Segundo Varajão et al. (2009), devido a seu processo supergênico de enriquecimento de ferro (III), conjuntamente com o quartzito, os itabiritos correspondem às cristas mais elevadas do QF, sustentando picos que podem superar os 1500 m de altitude.

As couraças ferruginosas, da mesma maneira, são reconhecidas pela resistência aos processos denudacionais, influenciando a evolução geomorfológica da região (DORR, 1964; BARBOSA; RODRIGUES, 1965; SALGADO, et al, 2006; VARAJÃO, et al, 2009; BARROS, 2015). Embora a alteração geoquímica desses materiais possa ocorrer pela imposição de condições climáticas mais úmidas ou por influência da atividade biológica, sua destruição é mais expressiva através do desmonte mecânico associado ao solapamento de base e espraiamento de blocos fragmentados ao longo de rampas de colúvio.

Carvalho Filho (2008), ao estudar pedoambientes do QF, identificou a ocorrência majoritária de Neossolos recobrimo itabiritos e cangas, concordando com a hipótese de difícil alteração destes materiais. Entretanto, a ocorrência de Latossolos desenvolvidos sobre eles tem sido noticiada na região (COSTA, 2003; OLIVEIRA, 2013; REIS, 2014). A partir disso, este estudo buscou problematizar os contextos geomórficos de ocorrência e os materiais de origem associados aos Latossolos Vermelhos perférricos (LVj) do QF, testando a hipótese de que a formação de tais solos se processa a partir de um contexto coluvial, a partir do qual a latossolização encontraria melhores condições de ocorrência sobre materiais previamente retrabalhados pela erosão, isto é, de origem alóctone.

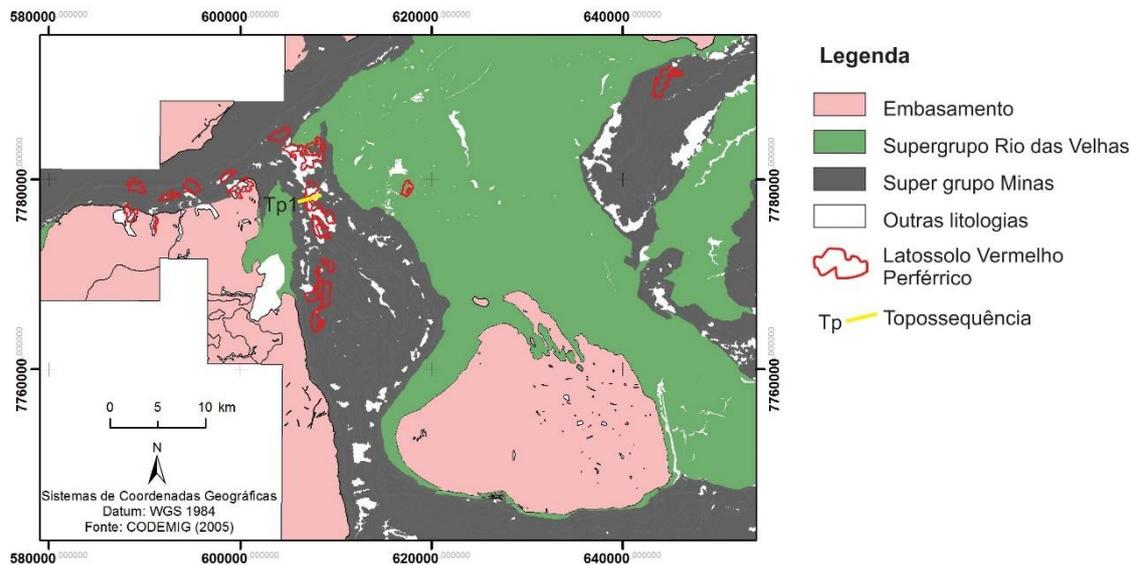
4.2 Procedimentos metodológicos

O estudo foi baseado em procedimentos de gabinete, com pesquisa bibliográfica e geoprocessamento para levantamento de áreas ideais para a etapa de coleta. Também foram realizados trabalhos de campo em áreas pré-selecionadas para conferência das áreas e obtenção de dados morfológicos dos solos estudados. O recorte espacial considerou a existência de levantamentos pedológicos na escala de semi-detalle, bastante escassos na região. Assim, a identificação dos polígonos de ocorrência do LVj foi realizada a partir do mapeamento de solos na escala de 1:50.000 do projeto APA Sul da Região Metropolitana de Belo Horizonte (SHINZATO; CARVALHO FILHO 2005), um dos poucos existentes.

Para testar as características morfológicas das áreas de ocorrência do LATOSSOLO VERMELHO Perférico foi realizada a extração de atributos morfométricos a partir do modelo digital de elevação (MDE), quais sejam declividade e formas da vertente, todos em ambiente SIG. Após o levantamento dos dados morfométricos, foi escolhida uma topossequência para estudo em campo. Essa topossequência situa-se na Serra da Moeda, que demonstrou maior concentração destes solos (Figura 15). Na topossequência, foram abertas trincheiras para a descrição de perfis de solo em diferentes segmentos da vertente (alta, meia e baixa). O objetivo foi verificar se o Latossolo ocupava toda a vertente ou apenas algumas porções dessa.

Adicionalmente, foram realizadas algumas caracterizações analíticas que permitem inferir sobre o grau de autoctonia a aloctonia do material de origem dos solos, sendo elas a distribuição dos constituintes grossos (frações maiores que 2mm), com posterior caracterização macro e micromorfológica desses e a extração de Ti pelo ataque sulfúrico. A extração dos materiais grossos foi realizada conforme a EMBRAPA (2011) e objetivou reconhecer a distribuição de cascalhos e calhaus ao longo dos perfis, bem como a natureza destes (fragmentos de cangas, de itabirito, de outras rochas, etc), importante marcador genético dos solos perféricos. Esses fragmentos foram fotografados em microscópio eletrônico de varredura (MEV) visando a sua descrição em imagens de elétrons retroespalhados. As análises foram realizadas em MEV da marca JEOL - JXA 8230. A análise do óxido de titânio também foi realizada conforme proposta pela EMBRAPA (2011) e, igualmente, representa um importante indicador da natureza do material de origem destes solos, já que em solos associados a materiais autóctones existe uma tendência de acumulação relativa deste elemento no perfil, da base para o topo.

Figura 15 - Mapa de localização das áreas de ocorrência de LATOSSOLO VERMELHO perférico na área do projeto APA SUL - Quadrilátero Ferrífero, com respectiva topossequência delimitada para estudo



4.3 Resultados

4.3.1 Contexto morfológico

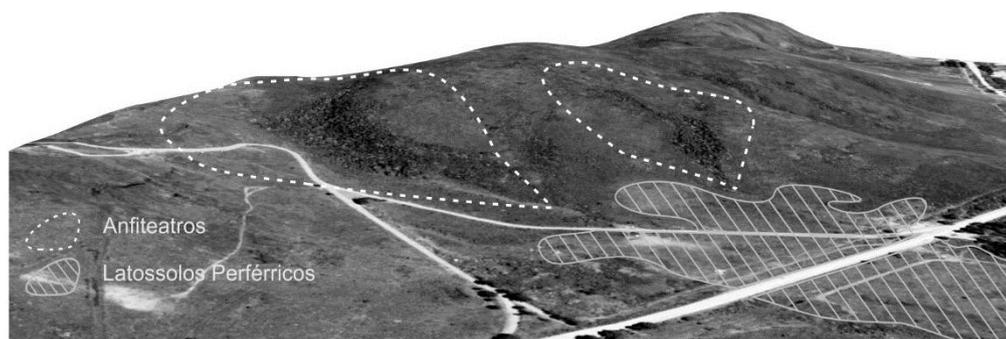
Os Latossolos Vermelhos Perféricos do Quadrilátero Ferrífero, na área investigada, estão subordinados a contextos geomorfológicos específicos na paisagem, com destaque para as vertentes. As unidades planas, que se expressam através de platôs elevados sustentados por cangas e fundos de vale colmatados, foram as de menor ocorrência da classe.

As vertentes convergentes côncavas concentraram 23,46 % destes solos e as vertentes divergentes convexas 19,41 % (Tabela 4). No primeiro caso, existe uma associação entre tais solos e grandes anfiteatros na meia vertente. Essas unidades morfológicas exercem duas importantes funções: (I) aumento da competência do eixo central desta morfologia em carrear sedimentos e; (II) desmonte mecânico das couraças ferruginosas do topo por solapamento erosivo da base. Os anfiteatros concentram fluxos pluviais e também fornecem energia à dinâmica em sub-superfície permitindo que o material já intemperizado seja mobilizado para porções mais baixas do relevo, onde são espalhados sem uma coordenação tipológica de vertentes (Figura 16). No segundo caso, estão as áreas convexas, situadas na própria vertente, no espaço delimitado entre os anfiteatros. Trata-se de encostas reafeiçoadas pelos processos erosivos em sistemas dispersivos de fluxos.

Tabela 4 - Condição morfológica de ocorrência do LVj na região da APASUL RMBH

Tipo	Área		Subtipo	Área	
	km ²	%		km ²	%
Convergente	12,80	40,5	Côncava	7,42	23,46
			Retilínea	3,79	11,98
			Convexa	1,59	5,03
Planar	6,46	20,4	Côncava	2,64	8,34
			Retilínea	2,39	7,56
			Convexa	1,43	4,53
Divergente	12,36	39,1	Côncava	2,37	7,49
			Retilínea	3,86	12,20
			Convexa	6,14	19,41
Total	31,62	100,0	Total	31,62	100,00

Figura 16 - Associação dos LVj com anfiteatros na meia vertente na Serra da Moeda, QF, MG



A declividade se mostrou como uma característica chave para a identificação destes solos. Contradizendo o que é esperado para a classe dos Latossolos, as áreas de ocorrência dos LVj dentro do QF estão situadas em vertentes com declives superiores a 8 %, concentrando-se em relevos ondulados (Tabela 5). Declives suaves, mais condizentes com o processo de latossolização, concentraram apenas 25% deste solo.

Tabela 5 - Classes de relevo segundo a declividade

Classe de Relevo Embrapa %	Área (km ²)	%
0 a 3 (Plano)	1,60	5,1%
3 a 8 (Suave Ondulado)	6,54	20,7%
8 a 20 (Ondulado)	15,64	49,5%
20 a 45 (Forte ondulado)	7,78	24,6%
45 a 70 (Montanhoso)	0,05	0,2%
Total	31,62	100%

4.3.2 A topossequência

4.3.2.1 Os solos nas unidades da vertente

Os aspectos morfológicos e tipos de solos na topossequência estudada são apresentados na Tabela 6.

A topossequência se caracteriza como uma vertente com projeção longitudinal retilínea – convexa – côncava, com declives diminuindo uniformemente do ombro em direção ao sopé. O topo é sustentado por uma couraça ferruginosa associada com níveis de Itabirito degradado (BARBOSA, RODRIGUES, 1965).

Os solos da topossequência apresentam pequeno desenvolvimento vertical no topo, mesmo em contextos de baixa declividade, sotoposto por uma canga com fragmentos de itabirito cimentados, (SMP1). A medida que se avança para a média vertente, os solos apresentam um horizonte B, que mesmo espesso, apresenta muitos fragmentos de seu material de origem (canga), indicando pedogênese incipiente (SMP4 e SMP2). Na base da vertente, ocorrem os solos mais espessos e com horizonte B desenvolvido (SMP3). Não se observam fragmentos de canga, mas muitos nódulos ferruginosos centimétricos e estrutura granular pequena bem desenvolvida. Assim, existe no sentido alta - baixa vertente a sequência NEOSSOLO LITÓLICO – CAMBISSOLO HÁPLICO – LATOSSOLO VERMELHO.

4.3.2.2 O comportamento das frações grossas

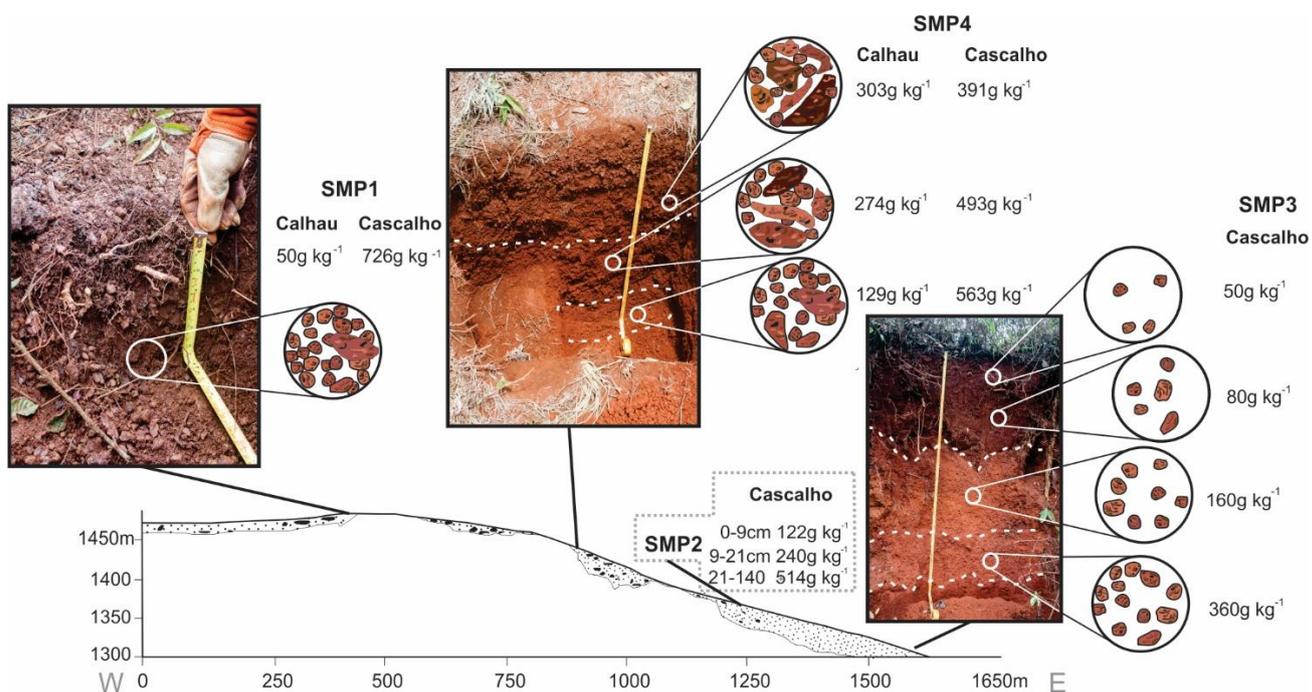
A análise das frações grossas, cascalho e calhau nos solos da Topossequência mostra uma distribuição irregular (Figura 17). No perfil SMP4 há uma distribuição anômala, não esperada para o desenvolvimento do material a partir da fragmentação da rocha *in situ*, com aumento de calhau em direção a superfície e de cascalho em direção a base do perfil, que supostamente pode representar um nível enterrado. A partir do perfil SMP2, na meia-baixa vertente, e mais especificamente no perfil SMP3, baixa vertente, a presença de calhaus não é mais identificada, havendo um gradativo aumento da quantidade de cascalho arredondado da superfície em direção à base.

Tabela 6 - Características morfológicas e texturais dos solos estudados na topossequência

Hor.	Prof. (cm)	Cor	Textura	Ataque Sulfúrico g kg ⁻¹			Atributos morfológicos de interesse
				Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	
SMP01 – NEOSÓSOLO LITÓLICO - 1477m (Alta vertente)							
A	0-16	10R3/2	Média	529	92,7	16,5	Fragmentos de itabirito angulares associados com cascalho de couraça ferruginosa (nódulos + cimento) sub arredondados e estrutura pedológica microgranular bem desenvolvida
SMP04 – CAMBISSOLO HÁPLICO Perférico - 1410m (Média-alta vertente)							
A	0-25	2,5YR 3/6	Média	-	-	-	Nódulos ferruginosos sub arredondados na fração cascalho
Bic	25-47	2,5YR 3/3	Média	-	-	-	Presença de calhau de itabirito com córtex de alteração goethítico associado com couraça ferruginosa (nódulos + cimento) sub arredondada na fração cascalho
C	47-100 ⁺	2,5YR 3/6	Média	-	-	-	Menor presença de calhau de itabirito com córtex de alteração goethítico associado com maior quantidade de cascalho de couraça ferruginosa (nódulos + cimento) sub arredondada
SMP02 - CAMBISSOLO HÁPLICO Perférico - 1358m (Média-baixa vertente)							
A	0-3	10R 3/3	Média	441,8	128,9	10,8	Sem presença de nódulos ou materiais litoreliquiais
AB	3-9	2,5 YR 2,5/3	Média	495,7	121	12,3	Nódulos de couraça predominantemente na fração cascalho fino arredondados
Bi1	9-21	10 R 3/3	Média	503,5	49,6	113,8	Nódulos individualizados de couraça na fração cascalho bastante arredondados
Bi2c	21-140 ⁺	10R ¾	Média	493,5	42,1	19	Nódulos individualizados de couraça na fração cascalho bastante arredondados
SMP03 – LATOSSOLO VERMELHO Perférico - 1307m (Baixa vertente)							
A1	0-15	2,5YR 3/6	Média	509,2	36,1	8,5	Influência notória de pedoturbação, pequena presença de nódulos ferruginosos individualizados na fração cascalho fino bem arredondados
A2	15-50	10R 3/6	Média	471,5	50	8,9	Influência da pedoturbação, pequena presença de nódulos ferruginosos individualizados na fração cascalho fino bem arredondados
Bw1	50-84	10R 4/8	Argilosa	413,2	153	10,1	Nódulos ferruginosos individualizados na fração cascalho sub arredondados
Bw2c	84-150 ⁺	10R 4/6	Média	448	92,7	8,9	Grande presença de nódulos ferruginosos individualizados na fração cascalho sub arredondados

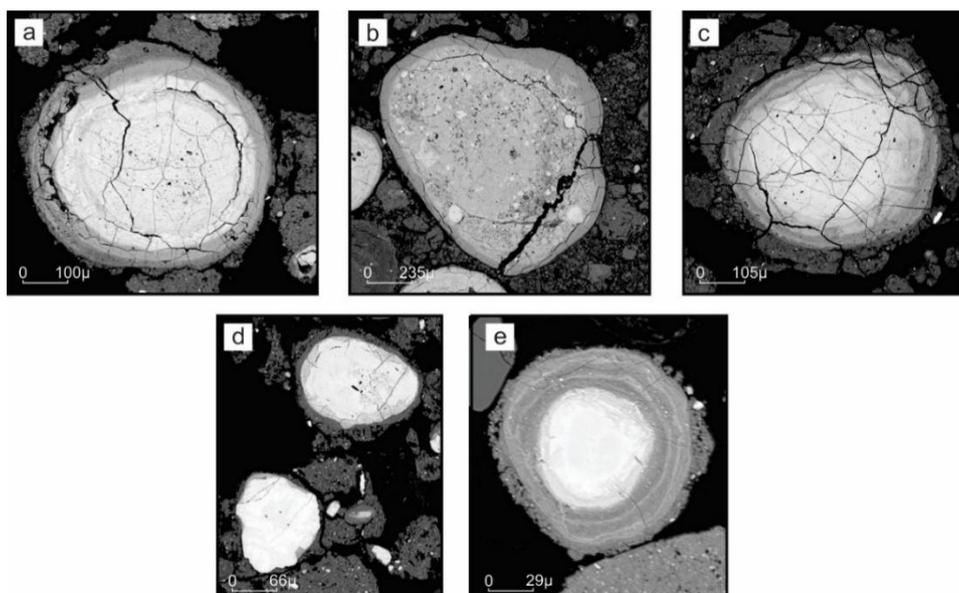
Na análise morfológica, os fragmentos foram caracterizados como itabiritos alterados e fragmentos de couraça ferruginosa subarredondada a arredondada. Os itabiritos são mais comuns em SMP1 e SMP4 e a couraça em SMP2 e SMP3, embora a mistura destes seja comum. Apenas o perfil SMP3 é mais homogêneo, possuindo poucos fragmentos de itabirito e mais couraça (ou canga) ferruginosa.

Figura 17 - Distribuição das frações grossas, cascalho e calhau, nos horizontes dos solos da Topossequência na Serra da Moeda



Comparativamente, as imagens de elétrons retroespalhados revelam que o material na fração cascalho está mais fraturado no Latossolo (SMP3) do que no Cambissolo (SMP2 - Figura 18), o que demonstra maior retrabalhamento físico no primeiro, já que o material tem a mesma composição e se diferencia apenas pela posição ocupada na vertente.

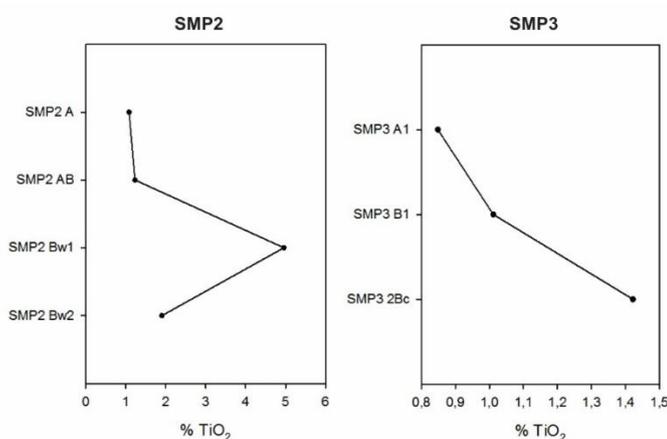
Figura 18 - Fraturamento dos fragmentos de couraça arredondada no Latossolo – perfil SMP3 (a, b, c) e Cambissolo – perfil SMP2 (d, e).



4.3.2.3 O comportamento do titânio

A mensuração de TiO_2 via ataque sulfúrico evidenciou um comportamento anômalo nos solos da Topossequência. Não existe uma concentração progressiva em direção a superfície, mas picos de concentração em profundidade, como demonstrado no perfil SMP2 (Figura 19), ou uma inversão do que é esperado para perfis derivados de materiais autóctones, com maiores valores em profundidade que na superfície (perfil SMP3) (Figura 19). Esse comportamento sinaliza para o fato de que tais solos tenham origem associada a contribuição coluvial de materiais pré-intemperizados, à montante.

Figura 19 - Teores de titânio ao longo dos horizontes nos perfis selecionados SM2 e SM3 na Topossequência da Serra da Moeda



4.4 Discussão

A correlação espacial entre os polígonos de Latossolo Vermelho Perférico com anfiteatros e porções convexadas entres eles na meia vertente demonstra que a evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero, principalmente ao longo do Quaternário, está ligada à instalação de um regime erosivo de maior energia, intemperizando rochas de notável resistência como os Itabiritos e couraças ferruginosas e também modelando as vertentes coordenadas por um maior encaixamento da drenagem (MAGALHÃES JUNIOR; SAADI, 1994; MAGALHÃES JUNIOR, et al, 2010; LAVARINI, 2014; BARROS, 2015) .

O relevo plano não é um condicionante para a formação de Latossolos Perféricos, o que contradiz o esperado para esta classe que ocupa preferencialmente áreas que favorecem a percolação vertical da água e alteração do substrato (BUOL; e ESAWARAM, 1999). A gênese de solos autóctones sobre itabiritos e couraças ferruginosas tende a apresentar um desenvolvimento incipiente, mesmo em áreas com pequena declividade, como o topo da Serra da Moeda (CARVALHO FILHO, 2008), fato

comprovado pela identificação de um Nossolo Litólico no topo da topossequência estudada.

O elevado declive a que estes solos estão submetidos exerce um papel preponderante no transporte de sedimentos ao longo da vertente. Todavia, graças à densidade de partículas deste solo ser fortemente influenciada pelo seu material de origem ferruginoso, atingindo valores acima dos $3,5 \text{ g cm}^{-3}$, os fluxos concentrados nas vertentes convergentes não são capazes de mobilizar estes materiais em declives inferiores a 40 %, possibilitando assim que pacotes coluviais espessos ocorram a partir da meia vertente.

A fragmentação acentuada do material grosseiro a jusante, conjuntamente com a granodrecrescência concordante com a topografia, foram resultados obtidos neste estudo e que demonstram a eficiência do transporte em reduzir o tamanho do material coluvionado, fato também observado em outros solos com contribuição coluvial (GRAHAN, et al, 1990).

A análise de TiO_2 na composição da fração argila reiterou que os solos possuem uma contribuição coluvial, fato esse que possui direta correlação com os níveis cascalhentos e suas transições abruptas dentro dos perfis. A morfologia caracterizada pela existência de um pacote latossólico no sopé de uma vertente sem que este esteja acima de uma couraça ferruginosa e de um horizonte nodular transicional, são indícios que reforçam a importância do coluvionamento de materiais pré-intemperizados e seu posterior retrabalhamento pedogenético para a gênese de espessos mantos latossólicos com caráter perférico.

4.4.1 Uma aproximação da história pedogeomorfológica da Serra da Moeda e a formação dos materiais de origem dos Latossolos

A existência de horizontes cascalhentos em diferentes profundidades ao longo da vertente na Serra da Moeda fornece elementos para compreender a evolução desta paisagem a partir de diferentes ambientes climáticos ao longo do Cenozóico (Figura 20).

A partir do Mioceno médio, a Serra da Moeda experienciou condições que propiciaram a formação de uma couraça ferruginosa recobrando boa parte do sinclinal (MONTEIRO et al, 2014). Este capeamento ofereceu grande resistência frente aos processos denudacionais, operantes neste mesmo período, permitindo que o relevo fosse invertido e a Serra da Moeda fosse elevada em relação ao seu entorno (BARBOSA e RODRIGUES, 1965).

Logo após a inversão de relevo, uma fase mais úmida se instala na região do QF, resultando na erosão das couraças ferruginosas de topo e exposição dos itabiritos e seus respectivos mantos de alteração anteriores à inversão (VARAJÃO, 1988).

Durante o Plioceno, a entrada de um período de maior pluviosidade fornece energia para a rede de drenagem endorreica da Serra Moeda, permitindo assim que os processos de vertente respondessem a esse *input* energético com maior transporte de material, tanto em superfície quanto em solução a partir da deferruginação de nódulos de couraça ferruginosa e flutuações de lençol freático no eixo central do Sinclinal (BARBOSA; RODRIGUES, 1965; VARAJÃO, 1988).

A passagem para o Pleistoceno é marcada pela instalação de um regime climático sazonal, caracterizado pelo avanço de vegetações rasteiras em áreas até então dominadas pelo estrato arbóreo (LEDRU, et al, 1996; BEHLING; LICHTER, 1997). Sem a proteção oferecida pela vegetação, houve um recuo paralelo da vertente (*backwearing*) e a distribuição de um pedimento grosseiro preenchendo o interior do Sinclinal.

Seguido desta deposição, o clima sazonal apresentou variações em relação à umidade anual, marcado pelo avanço e recuo do estrato arbóreo savânico (BARROS, 2015). Tais flutuações sazonais favoreceram inicialmente a hidratação das hematitas das couraças e a posterior redução do ferro, fazendo com que soluções ricas em Fe II fossem transmitidas, coordenadas pela gravidade, desferruginizando as porções mais elevadas e preenchendo poros nas porções mais rebaixadas (VARAJÃO, 1988; LAVARINI, 2014). Posteriormente, com o retorno de um clima sazonal com uma estação seca mais pronunciada, houve um processo de encouraçamento dos sedimentos depositados na fase anterior.

A transição entre o Pleistoceno e o Holoceno é marcada por um período de intensa morfogênese e pedogênese na Serra da Moeda. A captura do Ribeirão Mata Porcos, pelo Rio das Velhas e provavelmente um soerguimento crustal neste mesmo período, desencadeou uma série de eventos que confluíram em transformações desde maior entalhamento pela rede de drenagem até intensificação de movimentos de massa na alta e media vertente (BARBOSA; RODRIGUES, 1965; MAGALHÃES JUNIOR; SAADI, 1994; LAVARINI, 2014).

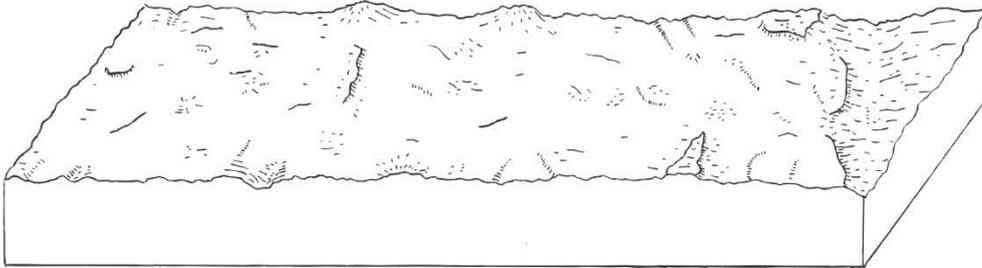
Ao longo do Quaternário é observado nas proximidades da Serra da Moeda um gradual aumento da umidade média (PARIZZI, et al, 1998; BEHLING, 2003; BARROS, et al, 2011). Este ganho tem reflexo direto nas dinâmicas de vertente, espessando o manto de alteração assim como causando o retrabalhamento geoquímico dos materiais depositados ao longo dos segmentos mais baixos da vertente.

A couraça do topo e meia vertente se desestabilizam via dissolução dos óxidos de ferro e o produto de seu intemperismo é lixiviado para porções mais baixas da paisagem. O topo é lentamente rebaixado por esvaziamento geoquímico (*downwearing*)

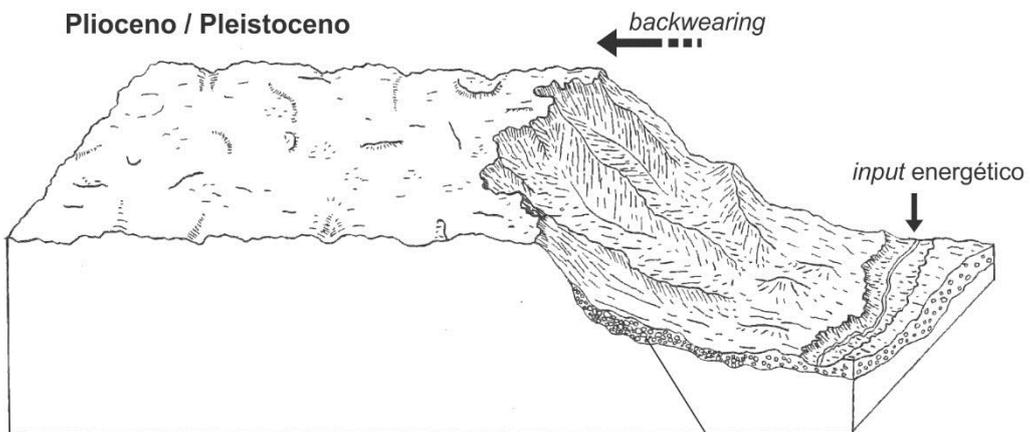
dando um aspecto convexo para grande parte dos topos recobertos por couraça na Serra da Moeda.

Figura 20 - Evolução da vertente da borda Oeste do Sinclinal Moeda

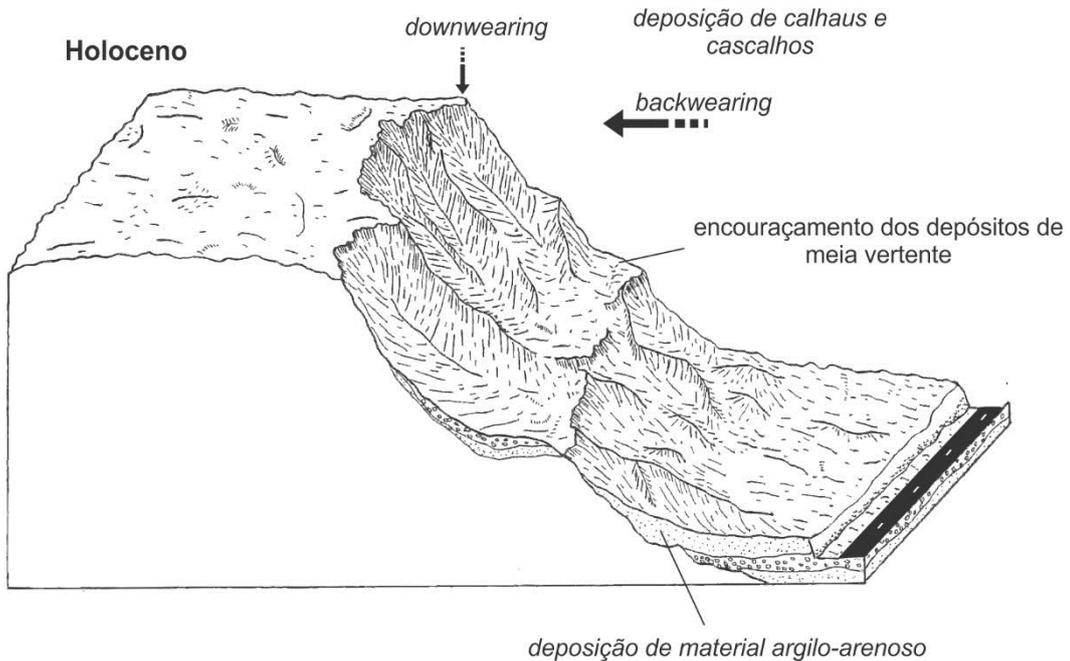
Meso Mioceno



Plioceno / Pleistoceno



Holoceno



Nos solos, a desferruginização provoca um enriquecimento relativo de alumínio nos agregados favorecendo ainda mais sua estruturação granular (pó de café), dando maior resistência a essas coberturas frente aos processos erosivos. São essas áreas que experimentam, ao longo do Quaternário, as condições de latossolição, motivadas pela natureza pre-intemperizada e deposicional do material e posição estabilizada na vertente.

4.5 Conclusões

O contexto geomórfico em que ocorrem e as características que apresentam ao longo da topossequência estudada, sugerem que a formação dos Latossolos Vermelhos Perféricos ocorre a partir de depósitos colúviais pré-intemperizados e não diretamente sobre itabiritos ou couraças ferruginosas derivadas destes.

O desenvolvimento de anfiteatros erosivos na media-alta vertente facilita a desestabilização mecânica das couraças ferruginosas de topo e aumenta a quantidade de materiais transportados em superfície a partir de fluxos concentrados.

A declividade alta em que estes solos ocorrem favorecem uma redução granulométrica concordante com a topografia, demonstrado pelo maior grau de faturamento do cascalho no sopé da vertente quando comparado com o seguimento mediano da mesma.

A existência de um nível cascalhento enterrado, com contatos abruptos com os demais horizontes e sem nenhum indício de parentesco com o material rochoso sotoposto, indica que estes Latossolos possuem uma gênese policíclica imperante desde a inversão do relevo na Serra da Moeda durante o Mioceno até o presente.

CAPÍTULO 5 – VARIAÇÃO FACIOLÓGICA DO MANTO DE ALTERAÇÃO ASSOCIADO ÀS COURAÇAS FERRUGINOSAS NO MACIÇO DA PEDRA RACHADA, QUADRILÁTERO FERRIFERO, MG

RESUMO

A identificação de fácies de alteração é um instrumento importante para a compreensão da gênese de produtos do intemperismo. Em se tratando de couraças ferruginosas, essas fácies representam a diversidade morfológica existente no perfil laterítico e podem conter desde materiais isalteríticos, com estruturas conservadas, até níveis em que processos de dissolução e recimentação do ferro já construiu novos arranjos. Com base nisso, este estudo objetivou identificar e associar as fácies de alteração presentes na gênese e evolução de couraças ferruginosas diretamente a partir de itabiritos no maciço da Pedra Rachada, extremidade nordeste da Serra do Curral. Foram realizados trabalhos de campo com reconhecimento da área, descrição de afloramentos, coleta de amostras e registros fotográficos. Esses estudos ocorreram ao longo das duas unidades de relevo que formam a Pedra Rachada, quais sejam o *front* e o reverso de um *hog back*. Foram coletadas amostras de mão posteriormente submetidas à caracterização macro e micromorfológica. Também foram realizados estudos microquímicos com Microsonda Eletrônica e mineralógicos com Difractometria de Raios-X. Os resultados indicaram a presença das seguintes variações morfológicas no *front*: F1 – itabirito não alterado; F2 – couraça placoidal estruturada; F3 – couraça placoidal estruturada com zonas de placas em fragmentação; F4 e F5 – couraça fragmentada com placas desorganizadas e F6 – canga. No reverso estão presentes apenas couraças fragmentadas com placas desorganizadas, podendo ser diferenciadas em R1 - couraça placoidal com fragmentação incipiente e, couraças fragmentadas com placas finas (R2), médias (R3) e grossas (R4) desorganizadas. Além disso, no topo, associado à canga, estão presentes um Neossolo Litólico e um Cambissolo Háplico. A associação das variações morfológicas permitiu reconhecer a presença de três fácies de alteração geneticamente associadas: fácies couraça ferruginosa isalterítica, fácies couraça ferruginosa fragmentada e canga. Sua formação e evolução estão intimamente associadas a condicionantes lito-estruturais e geomorfológicos, impulsionados tanto pelo mergulho apresentado pelas rochas quanto pelas diferenças de processos atuantes no *front* e no reverso.

Palavras-chave. Fácies de alteração, couraças ferruginosas, condicionamento geomorfológico, sistemas de alteração.

5.1 Introdução

As formações ferríferas do Quadrilátero Ferrífero (QF), porção central do estado de Minas Gerais, estão presentes no Grupo Itabira, uma das unidades geológicas de maior concentração de ferro no mundo. Dentre tais rochas, destacam-se os itabiritos, cujas características químicas e mineralógicas singulares têm exercido forte influência no desenvolvimento da paisagem desta região, desde o final do Proterozóico (DORR II, 1964; BARBOSA, 1965; SALGADO, 2006).

Enquanto a petrologia e evolução destas rochas são amplamente discutidas pela literatura científica (WEGGEN; VALETON, 1990; LAGOEIRO, 1998; ROSIÈRE; CHEMALE JUNIOR, 2000; SPIER, et al, 2007), sua alteração sob condições supergênicas carecem de maior refinamento, sobretudo na relação genética existente entre estes materiais e a formação de couraças ferruginosas no interior dos perfis lateríticos (RAMANAIDOU, 2009), cujas posições mais cimentadas no topo dos perfis foram chamadas de cangas (DORR, 1964).

Segundo Tardy (1997), couraças ferruginosas são produtos de um longo processo de intemperismo, resultando em um material endurecido, com teores médios de Fe_2O_3 em torno de 40-60 %, podendo atingir dezenas de metros de espessura, sendo comumente encontradas em ambientes tropicais (NAHON, 1986). Nos itabiritos, entretanto, a natureza primariamente ferruginosa do material faz com que sua transformação em couraças possa ocorrer já no início do processo intempérico (SAMAMA, 1986).

Dois hipóteses têm sido evocadas para explicar a alteração dos itabiritos no Quadrilátero Ferrífero e consequente formação de couraças ferruginosas. A primeira destaca o trabalho precursor do nível freático em reduzir e mobilizar o ferro dentro do saprolito e concentrá-lo conforme as coordenações geomorfológicas da área (DORR, 1964; BARBOSA, 1965). A segunda descreve uma alteração dos itabiritos impulsionada pela litoestrutura, onde o acentuado mergulho das camadas facilita a entrada de água e o avanço da saprolitização, mesmo em grandes profundidades, promovendo uma dissolução congruente, lixiviando a sílica ou os carbonatos e gerando, como produto final, um material fortemente estável às condições superficiais (VARAJÃO et al, 1996; MONTEIRO et al, 2014). Ainda que distintas, essas hipóteses não são concorrentes e couraças associadas a ambos os processos podem ser identificadas no Quadrilátero Ferrífero.

No sentido de demonstrar o caráter poligenético das couraças, estudos têm revelado a complexidade dos processos envolvidos na sua formação. Monteiro et al. (2014), por exemplo, indicaram que operam sobre sua evolução ao longo do tempo mecanismos de dissolução e (re)precipitação de óxidos de ferro que permite considerar

seu carácter dinâmico. Essa evolução não ocorre indissociada do contexto bioclimático, levando alguns autores, como Parker et al. (2013) e Levett et al. (2016), a considerarem o papel de microorganismos na formação de feições e condução de processos de dissolução. Com o tempo, a diversidade morfológica de couraças ferruginosas foi sendo revelada, demonstrando que essa diversidade está intrinsecamente relacionada ao contexto em que tais materiais se formam e evoluem.

Dentre as variações morfológicas de couraças observadas no Quadrilátero Ferrífero, a apreensão conjunta do que foi proposto por Dorr (1964;1969) e por Barbosa (1960), permite reconhecer couraças de natureza coluvial (ou normais), aluvial e eluviais. As últimas, de maior interesse neste estudo, estariam relacionadas diretamente ao intemperismo de itabiritos, caracterizando um perfil laterítico.

Conforme Samama (1986), o perfil laterítico sobre as formações ferríferas bandadas, ou sobre itabirito, seria composto, da base para o topo, por i) rocha não alterada; ii) formação ferrífera com enriquecimento residual de Fe; iii) minério de ferro com enriquecimento residual e absoluto e iv) canga. A presença da canga no topo é interpretada como reflexo do avançado grau de alteração dos itabiritos, bem como a proteção dos níveis subjacentes contra a erosão é atribuída à resistência mecânica oferecida por ela (MONTEIRO et al., 2014).

Mantos de alteração contendo couraças ferruginosas foram investigados em diversas áreas do QF (DOR, 1964; BARBOSA e RODRIGUES, 1967; SPIER et al. 2006; MONTEIRO et al., 2014; BARROS, 2015). Na maioria deles, os estudos foram realizados considerando furos de sondagem e exposições de cavas de mineração. Em algumas áreas, entretanto, a própria evolução geomorfológica expõe o manto de alteração, revelando as distintas morfologias. Dentre esses ambientes, estão as frentes de retração de escarpas, ao longo dos alinhamentos de serras e hog backs. Barbosa e Rodrigues (1967) citam, por exemplo, que as vertentes sul da Serra do Curral mostram uma superfície estrutural constituída pelo andar ferrífero do Supergrupo Minas com o um revestimento couraçado. A couraça ferruginosa está presente no topo e reverso dessas áreas, com grau de conservação muito variado devido à intensidade da dissecação da drenagem regional e os diferentes fenômenos de encouraçamento. É fato que as couraças mais coesas, no topo, sustentam as estruturas geológicas. Entretanto, uma vez degradadas e erodidas, a erosão encontra caminho para a exposição dos níveis subjacentes, que por vezes, se fragmentam em matacões que são transportados para cotas altimétricas inferiores.

Neste contexto se insere a Pedra Rachada, um maciço localizado na porção oeste da Serra do Curral, próximo a um setor localmente conhecido como Serra da Piedade. O relevo da área é marcado por um forte controle estrutural, sendo do tipo

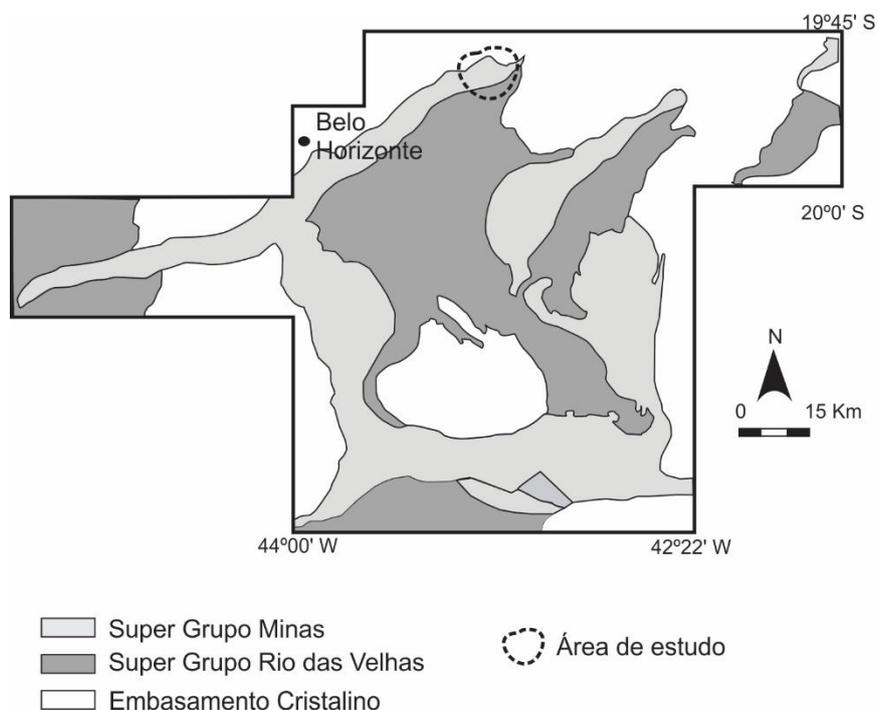
hog-back, onde a vertente nordeste, discordante com o mergulho das camadas de itabirito, apresenta uma declividade mais suave quando comparada com a vertente oposta. Ainda que seja uma área conhecida para a prática esportiva da escalagem, o manto de alteração exposto, incluindo a canga no topo, não foram objeto de investigação, até o momento.

Face ao exposto, o objetivo deste estudo foi identificar as variações faciológicas ao longo do manto de alteração dos itabiritos na área da Pedra Rachada e caracterizá-las nas escalas macro e microscópica. Além de contribuir para expandir o conhecimento sobre a gênese e evolução destes materiais, este estudo permite relacionar o manto de alteração estudado às outras áreas do QF, compondo um quadro regional dos atributos morfológicos das couraças ferruginosas.

5.2 Área de estudo e amostragens

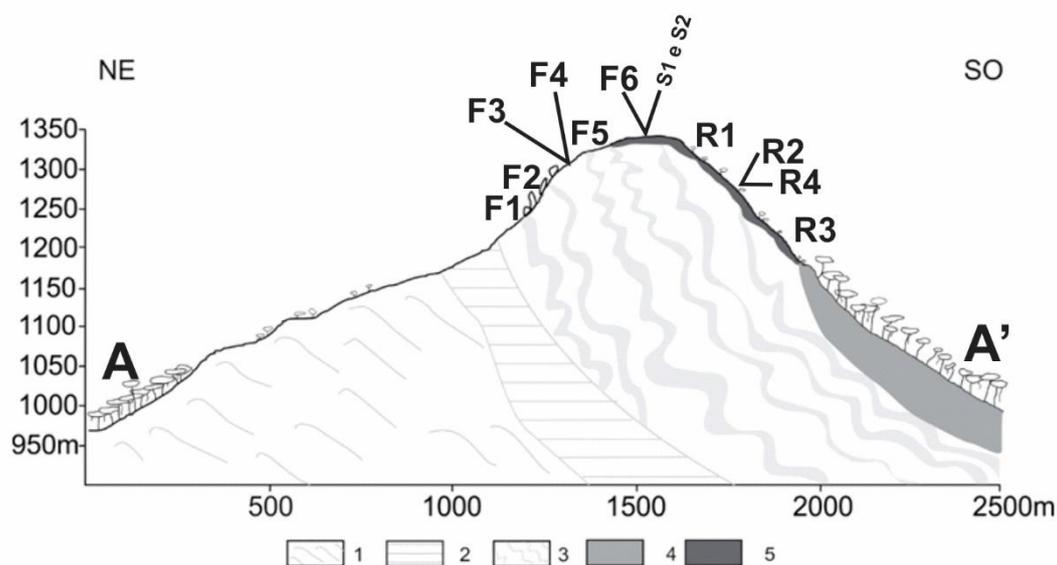
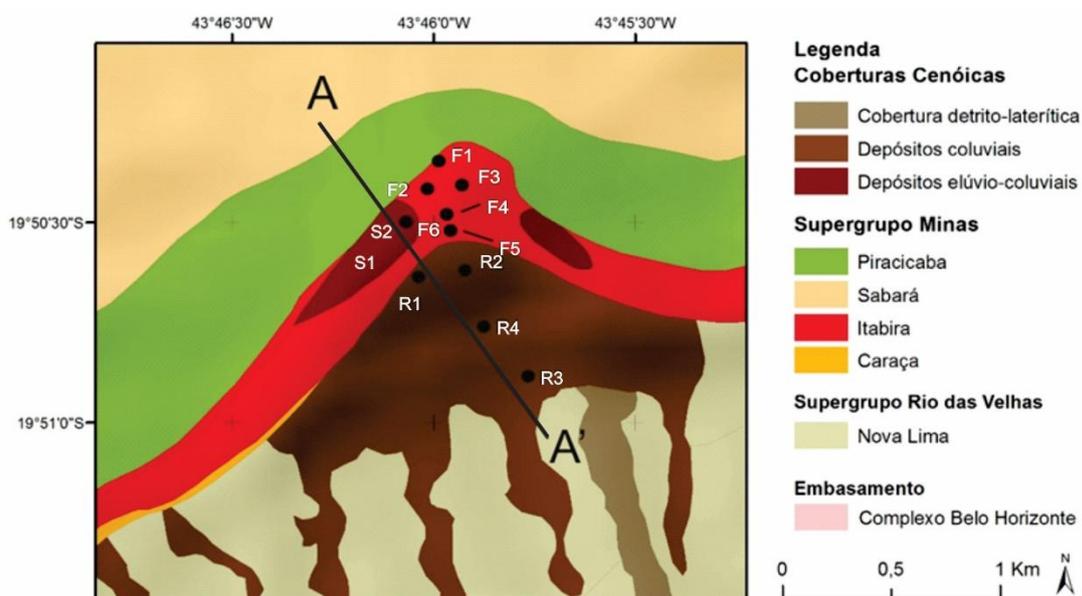
A Pedra Rachada está localizada na extremidade oriental da borda norte do QF, na Serra do Curral, a aproximadamente dez quilômetros da Serra da Piedade (Figura 21). Situa-se entre os municípios de Sabará e Santa Luzia, com acesso à área pelo centro histórico de Sabará ou pela BR-381, cuja entrada situa-se a 2 km antes do distrito de Ravena, ambas com trecho final em estrada vicinal.

Figura 21 - Mapa de localização da área de estudo – Pedra Rachada – no QF / MG



A litologia da área é constituída basicamente pelos itabiritos da Formação Cauê, Grupo Piracicaba (Figura 22), que confere relativa resistência aos processos erosivos, garantindo uma elevação de 1355 m. Na altitude próxima dos 1250 m, é possível observar também a influência do Grupo Nova Lima a sul e Piracicaba / Sabará a norte (SCLIAR,1992), que possuem um padrão de relevo colinoso. O piso regional da paisagem está nas rochas dos Complexo Belo Horizonte e Caeté, representando um desnível de aproximadamente 450 m com o topo da Pedra Rachada (RUCHKYS, et al., 2009). É justamente neste topo e no reverso do *hog-back* que as cangas são observadas. Scliar (1992), estudando uma área próxima, destacou que essas podem atingir espessuras de até 15m na região.

Figura 22 - Grupos litológicos, perfil topográfico e localização das amostras na área de estudo



1 - Grupo Sabará; 2- Grupo Piracicaba; 3 – Grupo Itabira; 4 – Grupo Nova Lima; 5 – Canga

A vegetação da Pedra Rachada se caracteriza por grande contraste existente entre o *front*, topo e o reverso do *hog back*. No topo e *front* predominam as formações herbáceas do tipo campos rupestres ferruginosos, com pequenas manchas de maior densidade nos locais onde ocorrem bolsões de solos espacialmente restritos. No reverso ocorrem duas fitofisionomias bastante contrastantes: (i) campos rupestres ferruginosos herbáceos sobre couraças, com pouca participação do estrato arbustivo e (ii) mata atlântica, a partir da ruptura da couraça com as rochas do Grupo Nova Lima.

Do ponto de vista geoecológico, Brasiliense (2016) reconheceu a existência de distintos geoambientes na Pedra Rachada, sendo eles: i) campos de matacões; ii) patamares com bolsões de solos; iii) pináculos e cristas com afloramentos rochosos e iv) campos rupestres ferruginosos sob couraças, que se estendem pela linha de interflúvio mergulhando para o reverso.

Para o estudo da variedade morfológica das couraças, foram realizados caminhamentos sucessivos por toda a área, com observação dos tipos de couraças em afloramentos e blocos. Esse reconhecimento foi feito em três trabalhos de campo sucessivos, antes da definição dos pontos de amostragem. Após, foi delimitado um transecto ao longo do *front* e outro do reverso, passando pelos afloramentos com maior diversidade morfológica. Estes afloramentos foram descritos com base nas suas variações texturais e estruturais e amostras de mão foram coletadas para caracterizações analíticas. No total, foram coletadas 6 amostras no *front* (F1 a F6) e quatro no reverso (R1 a R4). A partir das variações morfológicas identificadas e dos seus atributos analíticos, conforme parâmetros descritos a seguir, foram sistematizadas as fácies de alteração seguindo proposta de Meunier e Velde (1979). Adicionalmente, duas trincheiras para descrição dos perfis de solo foram abertas no topo (S1 e S2), sob a canga.

5.3 Análises micromorfológicas, mineralógicas e microquímicas

O estudo petrogenético das variações faciológicas foi realizado através da caracterização macro e micromorfológica das amostras coletadas, incluindo a composição mineralógica e microquímica. A partir das amostras de mão, foram confeccionadas lâminas delgadas e polidas nas dimensões de 1,8 x 30 x 40 mm. A caracterização micromorfológica foi realizada em microscópio trinocular da marca Zeiss, modelo Axiophot, luz transmitida e refletida, com câmera fotográfica acoplada. Foi utilizada a terminologia de Stoops (2003) para a caracterização das microestruturas e termos específicos do estudo de sistemas de alteração propostos em Nahon (1991) e Delvigne (1998).

A caracterização mineralógica foi realizada por difratometria de raios-x (DRX). Neste caso, após caracterização macro e micromorfológica, foram selecionadas distintas feições para separação física, moagem e análise. Essas feições consistiram de pequenas placas com brilho metálico e do seu córtex de alteração. Foi utilizado um Difratômetro X'Pert Panalytical com radiação de $\text{CuK}\alpha$, sendo a leitura feita no intervalo de 2 a 70° 2 θ . Os difratogramas foram interpretados no Software X'Pert HighScore Plus e através de padrões da literatura (BRINDLEY; BROWN, 1980).

A caracterização microquímica foi realizada em seções previamente descritas em microscópio petrográfico. Foi utilizada a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com sensores EDS e a Microsonda Eletrônica. Para as análises com o sensor EDS, seções finas metalizadas com carbono foram observadas em MEV da marca FEI, modelo QUANTA 3D, do Centro de Microscopia da UFMG, e para a Microsonda Eletrônica, com sensor WDS, foi utilizado um equipamento da marca JEOL, modelo JXA8230 – Superprobe, do Laboratório de Microanálises do Departamento de Geologia da UFOP. As leituras foram feitas com aceleração de 15 Kv e corrente de 20 nA. Com o EDS foram produzidos mapas microquímicos, e com o WDS análises pontuais. Foram utilizados os padrões da coleção Ian Steele e considerados os elementos Fe, Al, Si, C e O. Os teores foram reportados em óxidos (% em peso).

Adicionalmente, os perfis de solo sob canga foram descritos conforme Lemos et al (2013) e classificados conforme Embrapa (2013). As amostras coletadas foram secas em estufa a 40 °C e preparadas para suas respectivas análises, sendo destorroadas e peneiradas em malha de 2 mm (TFSA - Terra Fina Seca ao Ar). Foram realizadas análises granulométricas e químicas de rotina.

A granulometria foi obtida conforme Embrapa (1997). Após agitação vertical por 16 h, determinou-se o teor de argila e silte pelo método da pipeta, utilizando como dispersante solução de NaOH 1 mol.L⁻¹. A areia foi determinada por pesagem e o silte e argila separados em solução. Após, os valores foram plotados no diagrama textural para obtenção de sua respectiva classe. O pH do solo foi calculado em água e em KCl 1 mol.L⁻¹ e CaCl₂ mol.L⁻¹ na proporção 1:2,5 (EMBRAPA, 1997).

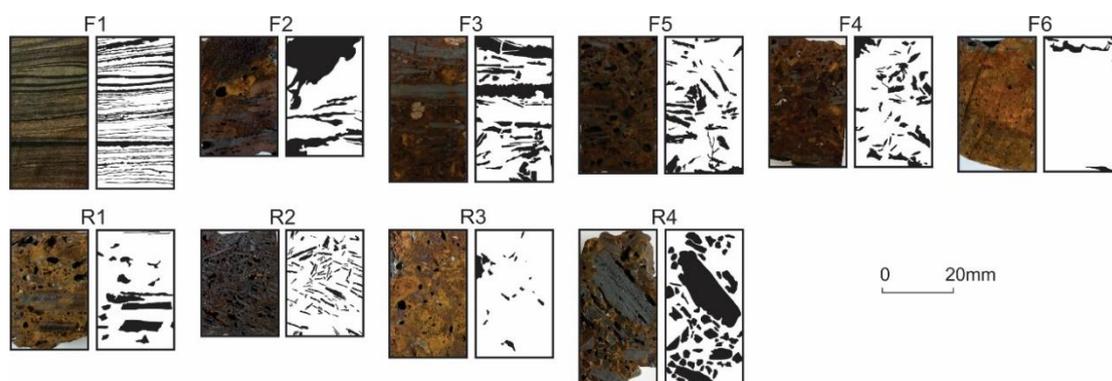
Na análise química, Al³⁺, Ca²⁺ e Mg²⁺ foram extraídos com KCl¹ com KCl 1 mol.L⁻¹ na proporção 1:10 e determinados por absorção atômica (EMBRAPA, 1997). Na⁺, K⁺ e P⁺ foram extraídos com Mehlich-1, também na proporção 1:10, determinados por colorimetria (P) e por fotometria de chama (Na⁺ e K⁺) (EMBRAPA, 1997). A acidez potencial (H⁺ e Al³⁺) foi extraída com acetato de cálcio 0,5 mol.L⁻¹ a pH 7.0. A partir disso, foram estimadas as capacidades de troca de cátions efetiva (t) e a pH 7,00 (T), a saturação por bases (V) e a saturação por alumínio (m). O carbono orgânico foi obtido

pelo método Walkley-Black. As análises foram realizadas no Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa

5.4 Resultados

Foram reconhecidos materiais com diferentes variações morfológicas na Pedra Rachada (Figura 23). No *front* do *hog back* estão presentes: F1 – itabirito não alterado; F2 – couraça placoidal estruturada; F3 – couraça placoidal estruturada com zonas de placas em fragmentação; F4 e F5 – couraça fragmentada com placas desorganizadas e F6 – canga. No reverso, por sua vez, estão presentes apenas couraças fragmentadas com placas desorganizadas, podendo ser diferenciadas em R1 - couraça placoidal com fragmentação incipiente e, couraças fragmentadas com placas finas (R2), médias (R3) e grossas (R4) desorganizadas. Além disso, no topo, associado à canga, estão presentes um Neossolo Litólico e um Cambissolo Háplico. A caracterização macro e micromorfológica destes materiais, pelo contexto geomórfico em que ocorrem, é apresentada seguir.

Figura 23 - Variações morfológicas observadas nas amostras do front (prefixo F) e reverso (prefixo R)



Nas imagens binárias, a cor preta indica a presença de placas ferruginosas

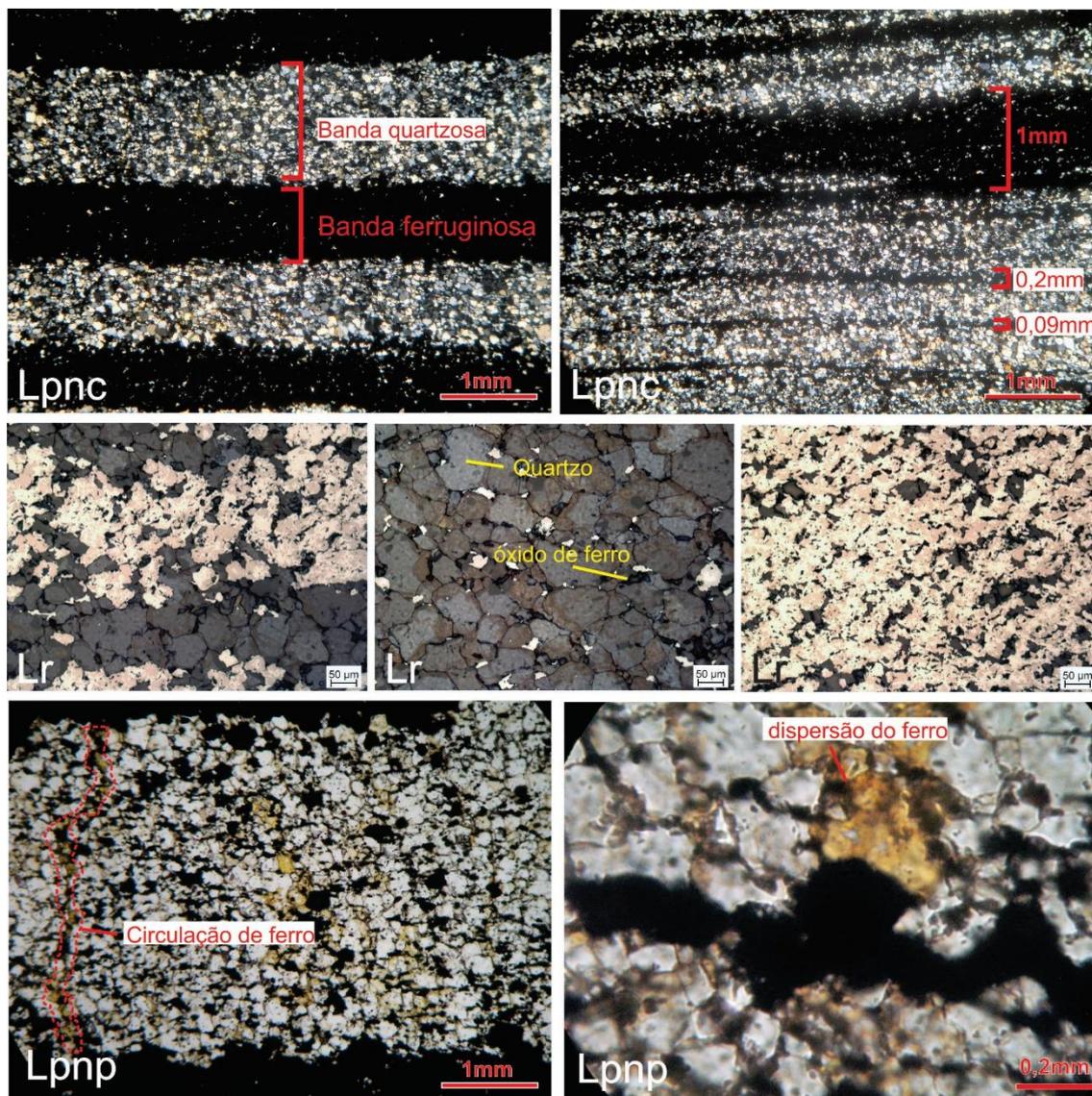
5.4.1 Variações macro e micromorfológicas nas amostras do *front*

5.4.1.1 – Itabirito (F1)

F1 corresponde a um itabirito fresco. Trata-se de uma rocha macro e microscopicamente bandada, com alternância de bandas claras e escuras (Figura 23 e Figura 24). As bandas escuras são compostas por minerais opacos, isto é, óxidos de ferro de natureza diversificada, com predomínio de hematita e martita, e as bandas claras são compostas por quartzo, principalmente. Essa organização e composição os

enquadra como quartzo-itabiritos, consideradas as rochas ferruginosas mais comuns do QF (Dorr, 1964).

Figura 24 - Fotomicrografias em luz polarizada com nicos cruzados (Lpnc) e luz refletida (Lr) da amostra F1 – itabirito fresco – Pedra Rachada, QF, MG.



É possível observar que no interior das bandas claras, existem óxidos de ferro intercalados com os grãos de quartzo, e vice-versa, demonstrando que a definição de banda se dá pelo predomínio de um determinado mineral, mas que sua composição inclui a presença de ambos. De maneira geral, as bandas escuras possuem 95 % de minerais opacos (óxidos) e 5 % de quartzo. Nas bandas claras, ocorre 85 % de quartzo e 15 % de óxidos. A espessura das bandas escuras pode variar de milímetros (2 mm) a centímetros (10 cm), o mesmo ocorrendo nas bandas claras (50 mm e 6 cm, respectivamente). Por vezes, as bandas se encontram horizontais, indicando laminação, porém é muito comum a presença de dobras e micro-falhamentos, representativos,

conforme Rosiere e Chemale Jr (2000), de rochas anquimetamórficas como produto de diagênese e compactação diferencial. Algumas das bandas formam sigmoides incipientes, indicadores de cisalhamento.

A textura da rocha é granoblástica. O quartzo é anédrico, apresentando contatos retos a ondulados e junção tríplice. Essas superfícies de contato são bem fechadas entre si. Contudo, nas bandas claras é possível observar a dispersão de ferro, marcada por um material de colocação vermelho-amarelada. Esse material sugere a alteração dos próprios óxidos de ferro, e sinaliza a circulação de fluidos de alteração intempérica no interior dessas bandas.

5.4.1.2 Couraça placoidal estruturada (F2)

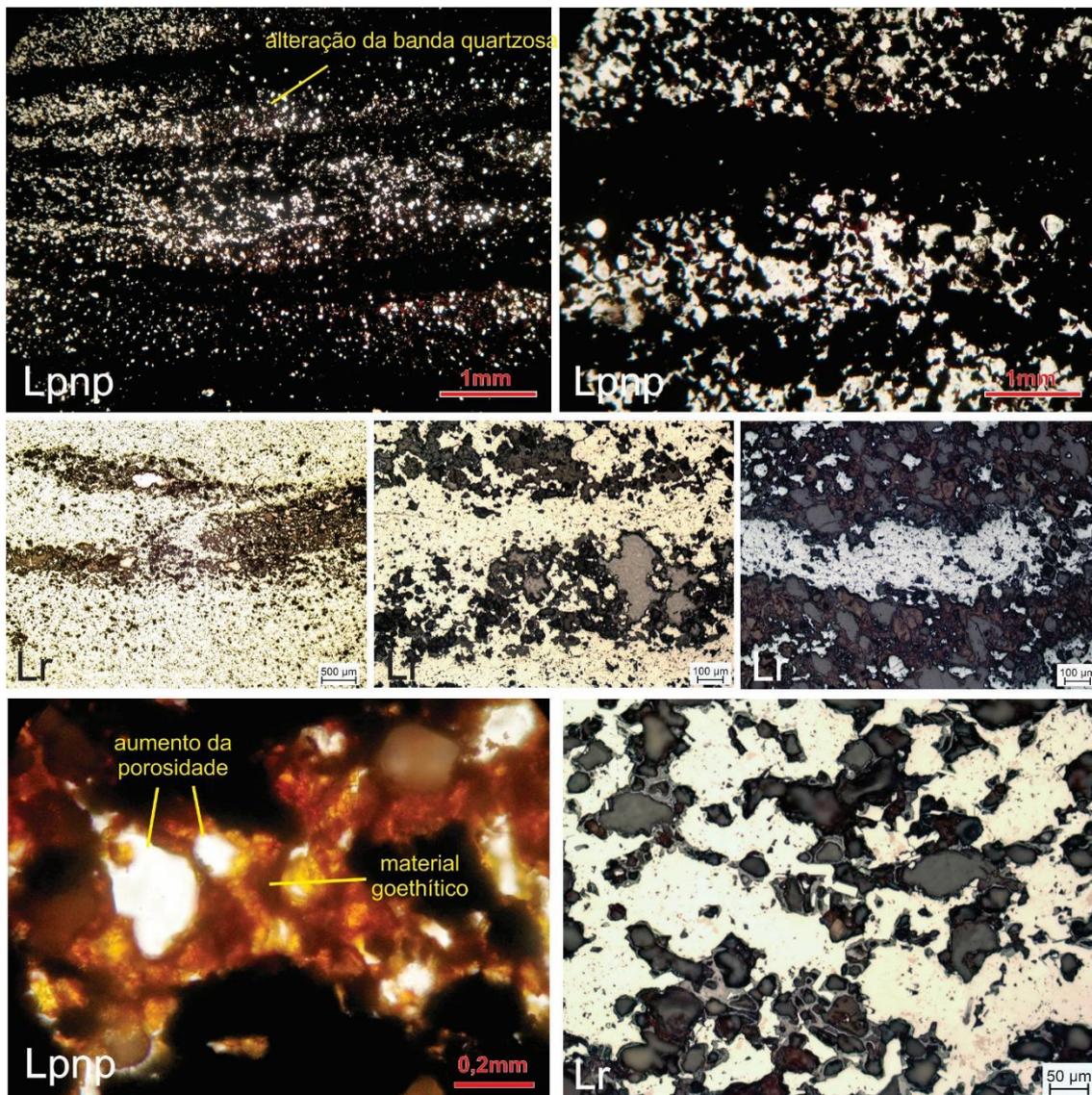
A amostra F2 ocorre em contato com o itabirito fresco. Trata-se de um material caracterizado por placas ferruginosas (Figuras 23 e 25), de coloração escura (preto a preto-avermelhadas), brilho metálico, espessura milimétrica a centimétrica, compostas por minerais opacos, representados por hematita e martita e, aparentemente, especularita, com muito pouco quartzo. Estes últimos encontram-se bastante fraturados, com aspecto ruiforme e fraturas preenchidas por óxidos de ferro. A porosidade é predominantemente cavitária, sendo que no interior de alguns poros é possível observar diminutos grãos de quartzo, sugerindo que a origem do poro pode estar relacionada a sua dissolução. No interior das placas, os poros estão desconectados, isolados em cavidades de tamanho milimétrico. Entre elas, os poros são maiores, e parecem resultar da coalescência das cavidades. Essa coalescência ocorre paralela às placas, isolando-as umas das outras.

No interior das placas e mesmo entre elas é possível observar um material de coloração vermelho-amarelada, cujos comportamento óptico em luz transmitida e refletida indica a presença da goethita. Esse material parece estar ligado à alteração das placas ferruginosas, evoluindo conjuntamente com o aumento da porosidade. Muitas vezes, este material é observado ligando algumas placas, ocupando o fundo matricial na forma de um cimento.

Os aspectos morfológicos apresentados em F2 sugerem a alteromorfização do bandamento original dos itabiritos. As placas de ferro identificadas correspondem às bandas ferruginosas compostas por minerais opacos, ao passo que as zonas mais porosas, entre elas, sugerem a alteração isovolumétrica das bandas claras compostas por quartzo. O pouco conteúdo de quartzo indica que sua alteração foi intensa, considerando que a presença de bandas claras no itabirito era comum. Materiais semelhantes foram descritos no QF sob a alcunha de “chapinha” (DORR, 1964; ROSIERE; CHEMALE JR. 2000), onde os autores consideraram que a preservação

parcial das bandas ocorre após a lixiviação e remoção mecânica dos minerais de ganga, principalmente do quartzo.

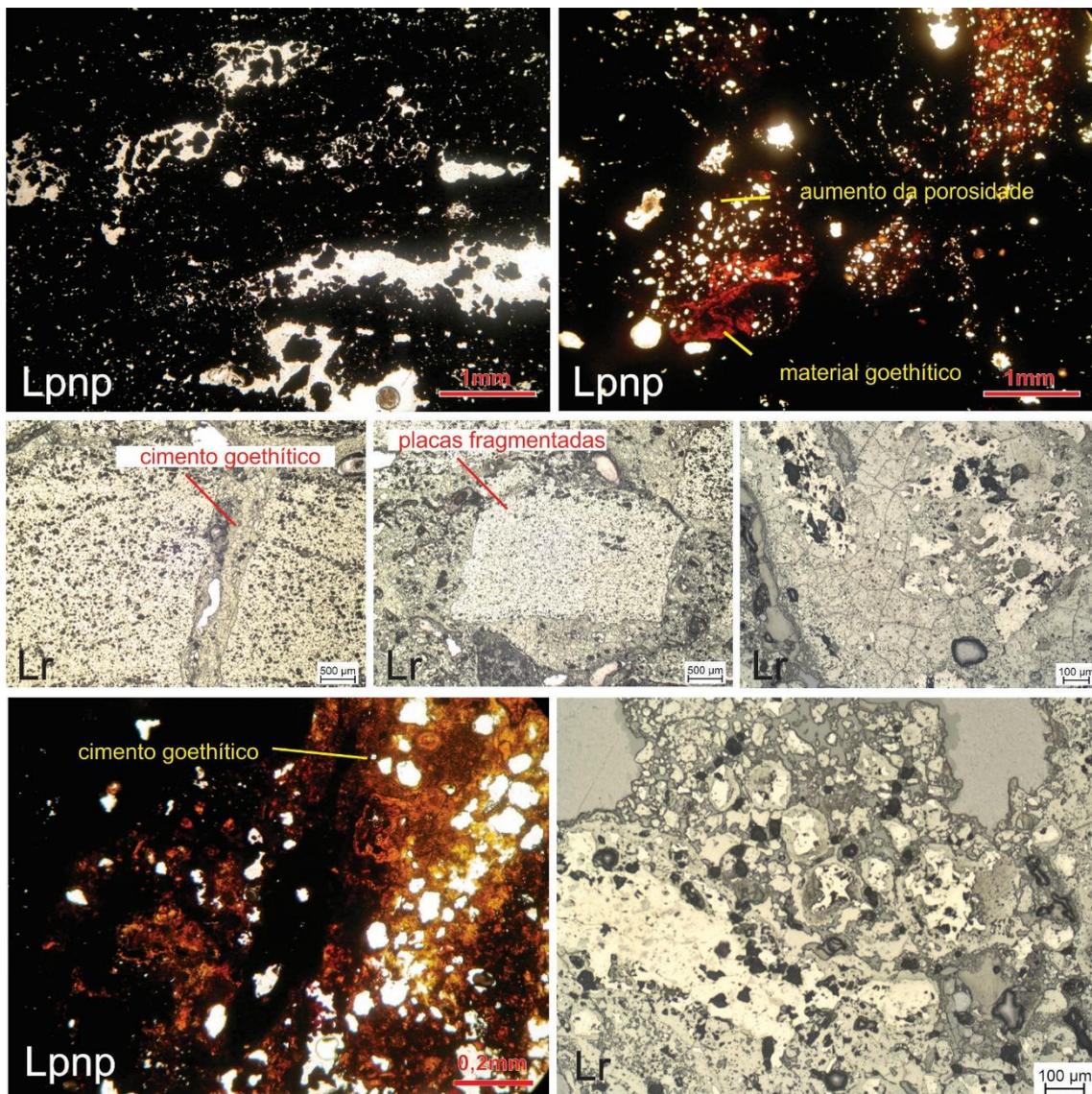
Figura 25 - Fotomicrografias em luz polarizada com nícois paralelos (Lpnc) e luz refletida (Lr) da amostra F2 – couraça placoidal estruturada – Pedra Rachada, QF, MG.



5.4.1.3 Couraça placoidal estruturada com zonas de placas em fragmentação (F3)

Em posição topográfica superior a F2, ocorrem materiais semelhantes, caracterizados pelas mesmas placas ferruginosas de cor escura. Contudo, em algumas porções as placas estão mais fragmentadas, desajustadas umas em relação às outras (Figuras 23 e 26), sugerindo sua fragmentação mecânica e rearranjo no próprio local. A composição das placas é a mesma, e o cimento de coloração vermelho-amarelada ocorre de duas maneiras: no interior das placas associado à expansão dos poros e entre elas.

Figura 26 - Fotomicrografias em luz polarizada com nicos paralelos (Lpnp) e luz refletida (Lr) da amostra F3 – couraça placoidal estruturada com zonas fragmentadas – Pedra Rachada, QF, MG.



Tal como em F2, é possível associar a formação deste cimento à alteração do material ferruginoso da rocha, já que ambos ocorrem em contatos descontínuos, com núcleos residuais da placa imersos no material vermelho-amarelado. A formação do material de composição goethítica é acompanhada pelo aumento da porosidade, ainda que essa permaneça sendo cavitária. Essas cavidades, neste caso, não representam apenas a porosidade associada ao espaço criado pela dissolução de minerais da rocha, mas também aos espaços criados entre os halos de goethita formados pela reprecipitação do ferro. Algumas porções das seções delgadas revelam, sob luz refletida, a presença de feições nodulares com fragmentos da placa ferruginosa, de composição hematítica, envolvido por um córtex de goethita. Esse arranjo tem sido

comumento observado em materiais ferruginosos submetidos às condições redox suficientes para a transformação dos óxidos em hidróxidos de ferro (NAHON, 1991).

5.4.1.4 Couraças fragmentadas com placas desorganizadas (F4 e F5)

As variações morfológicas F4 (Figuras 23 e 27) e F5 (Figuras 23 e 28) foram descritas como um estágio mais avançado do que F3, no qual a perda da orientação preferencial das placas ferruginosas ocorre por sua fragmentação progressiva e remobilização mecânica. Ambas as amostras apresentam a fragmentação física das placas, associada à expansão de sua degradação química. A porosidade interna cavitária, antes isolada, evolui para poros planares, ao mesmo tempo que o cimento goethítico torna-se mais abundante. Até mesmo no interior das placas residuais é possível perceber o aumento da porosidade, indicando que sua degradação ocorre da borda para o interior, mas também internamente a partir do aumento das cavidades. De maneira geral, o bandamento original dos itabiritos não pode ser mais percebido, restando apenas a orientação dos cristais opacos no interior de alguns fragmentos de placas.

Além da presença do material de composição goethítica nas bordas das placas hematíticas, as amostras F4 e F5 apresentam um aumento da presença de feições nodulares litorreliquiais envolvidas por um córtex laminado. Observa-se uma tendência geral ao arredondamento das placas, ou ainda de sua destruição total. Observa-se, também, um estágio mais avançado de martitização dos cristais de hematita, seguida por sua transformação em goethita nas bordas. No conjunto, as observações indicam que as alterações morfológicas são principalmente de natureza geoquímica, onde o arredondamento parece ser a tendência geral para materiais ferruginosos intemperizados, acompanhados pela alteração de óxidos em hidróxidos.

Duas feições nas amostras F4 e F5 sinalizam para a remobilização e reprecipitação dos óxidos de ferro. A primeira diz respeito ao preenchimento denso completo de cavidades porosas por um material de coloração alaranjada, com laminações concêntricas com trama birrefringente do tipo crescente. Essas feições são tipicamente iluviais (STOOPS, 2003) e sinalizam a remobilização do ferro, ainda que dentro do próprio perfil. A segunda feição, também reconhecida como um preenchimento, envolve a cimentação no interior dos poros de grãos de quartzo caoticamente organizado, igualmente apresentando microlaminações sin-deposicionais. Essas feições associadas aos aspectos morfológicos já descritos indicam que essas variações morfológicas experimentaram a perda total da estrutura da rocha através de uma reorganização física e química.

Figura 27 - Fotomicrografias em luz polarizada com nicos paralelos (Lpnp) e luz refletida (Lr) da amostra F4 – couraça placoidal fragmentada desorganizada – Pedra Rachada, QF, MG.

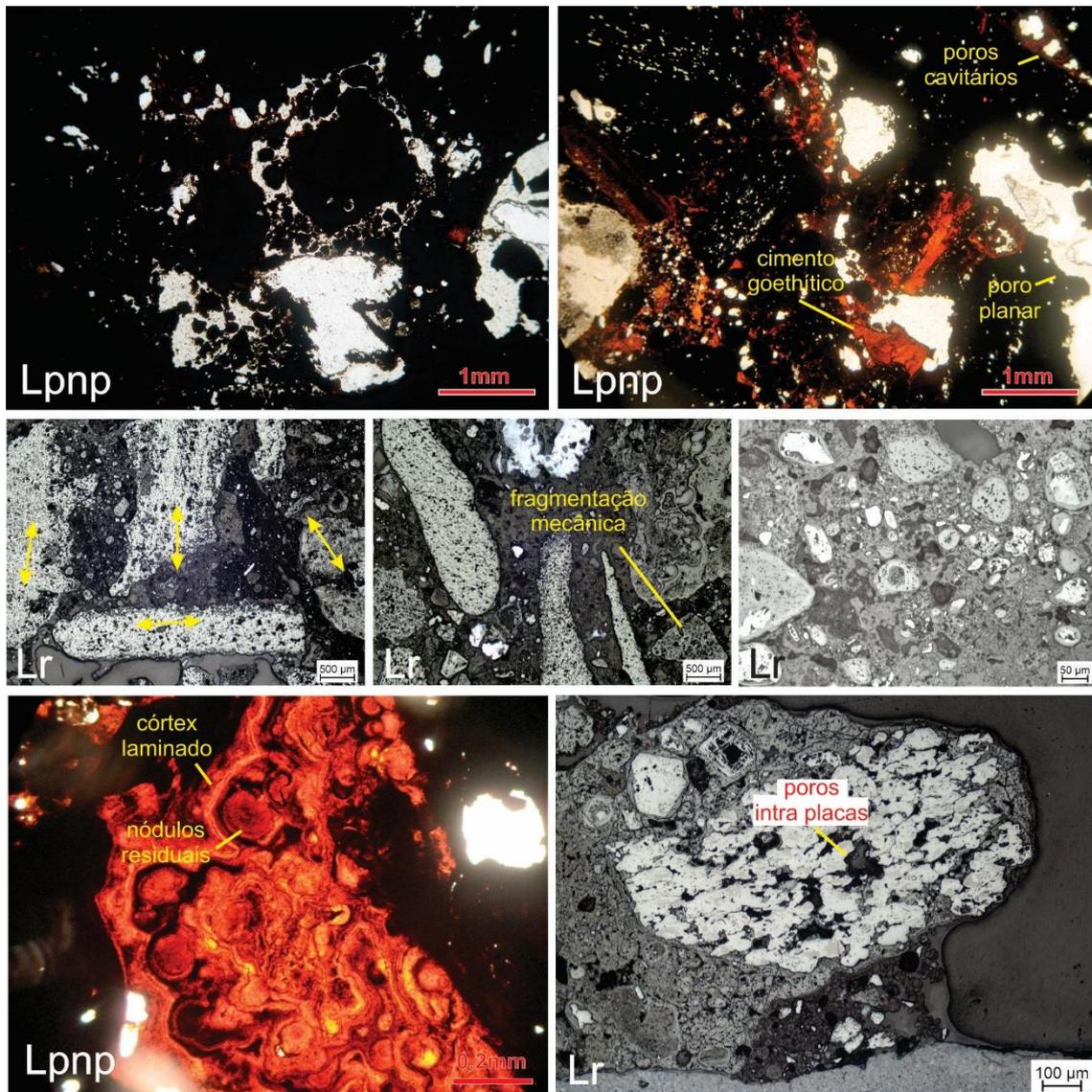
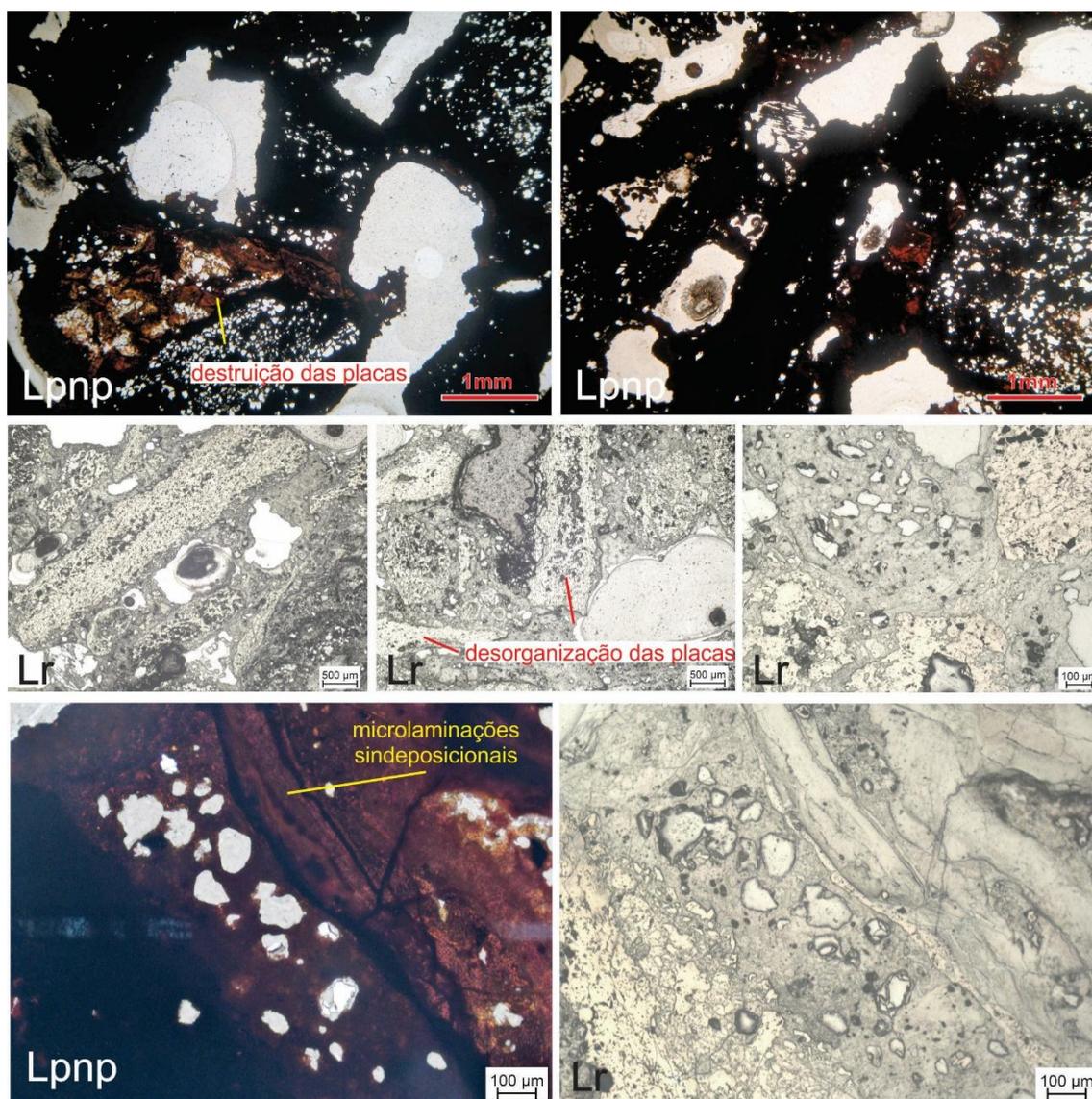


Figura 28 - Fotomicrografias em luz polarizada com nicos paralelos (Lpnp) e luz refletida (Lr) da amostra F5 – couraça placoidal fragmentada desorganizada – Pedra Rachada, QF, MG.

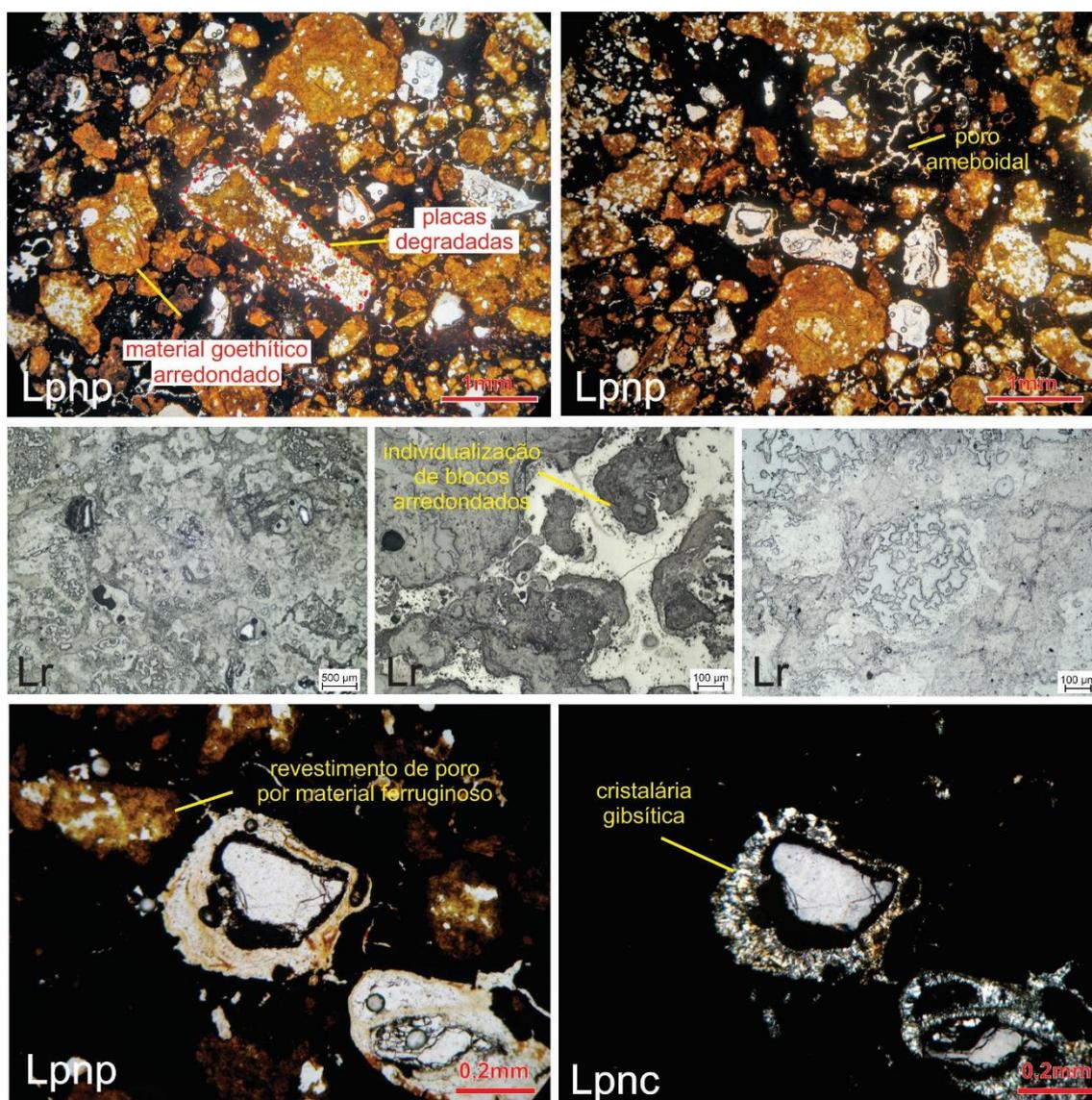


5.4.1.5 Canga (F6)

A amostra F6 é caracterizada pela perda completa da estrutura da rocha (Figuras 23 e 29), com fragmentos arredondados de material ferruginoso (goethita), alguns resíduos de placas ferruginosas bastante degradadas, poucos grãos de quartzo e fragmentos detriticos minerais de hematita e martira, unidos entre si por um cimento de natureza goethítica. A mudança na composição do material tem impactos diretos na sua coloração. Trata-se de uma couraça mais amarelada a avermelhada, com zonas e pontuações escurecidas. De maneira geral, apresenta aspecto globular, com porções arredondadas e circulares; semelhante ao material encontrado na posição superior dos perfis de alteração descritos em outras áreas do QF, motivo pelo qual foi considerada uma canga.

Os poros são abundantes e de formato ameboidal, ocorrendo principalmente no interior do cimento, o que sinaliza para sua origem pedogênica. Isso é, ao contrário das demais tipologias em que parte da porosidade estava no interior das placas ferruginosas, na amostra F6, os poros representam os espaços não ocupados pelo cimento ou ainda os espaços moldados por esse através da recimentação do ferro. Ocorrem também poros planares que individualizam blocos arredondados a subarredondados do material, não passíveis de serem incorporados na seção delgada por causa do seu tamanho.

Figura 29 - Fotomicrografias em luz polarizada com nícois paralelos (Lpnp), nícois cruzados (Lpnc) e luz refletida (Lr) da amostra F6 – canga – Pedra Rachada, QF, MG.



F6 apresenta feições de remobilização do Fe e sua reprecipitação, incluindo o revestimento e preenchimento de poros e revestimento de grãos e fragmentos. Também foram observadas feições de revestimento dos poros do tipo cristalárias, de composição

gibbsítica, representada por pequenos cristais dentilhados cujo crescimento é a parede do próprio poro. Essas feições indicam remobilização do alumínio, e normalmente, atestam a degradação das cangas (BEAUVAIS, 2009), onde a perda e lixiviação do ferro pode fazer com que o alumínio reprecipite na forma de caolinita, caso o processo envolva a ressilicificação do sistema (BOULANGÉ, 1984; VARAJÃO et al., 1990; OLIVEIRA et al., 2013), ou da própria gibbsita, quando a atividade da sílica for baixa.

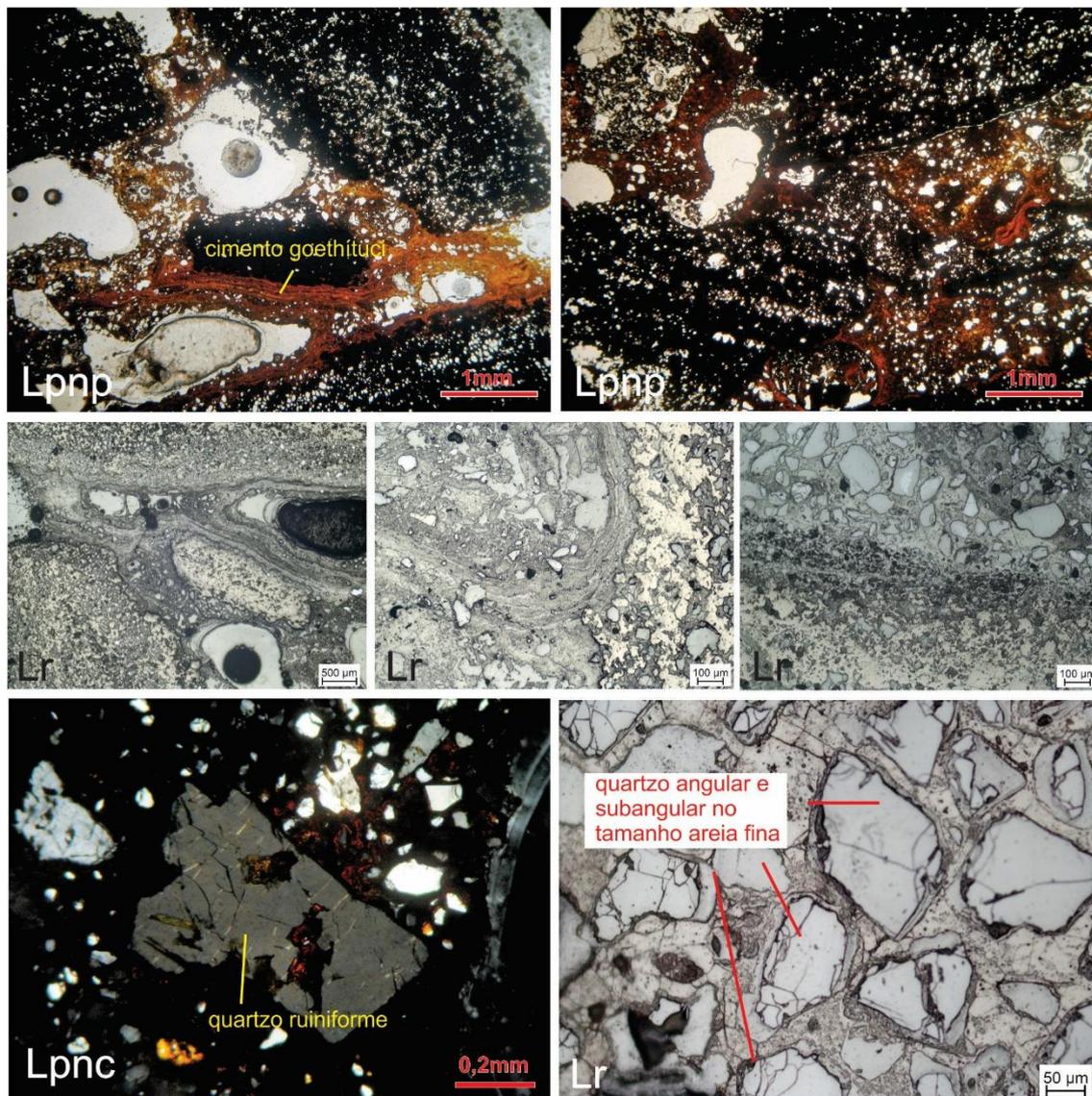
5.4.2 Variações macro e micromorfológicas no reverso

5.4.2.1 – Couraça placoidal com fragmentação incipiente (R1)

Os aspectos macro e micromorfológicos de R1 são, respectivamente, apresentados na Figuras 23 e 30.

Trata-se de uma couraça constituída pelas placas ferruginosas escurecidas, com brilho metálico, compostas por hematita, martita e specularita. As placas e os grãos de quartzo são cimentados pelo mesmo material observado no *front*, isto é, de coloração vermelho-amarelada e composição goethítica. Ocorre uma presença mais marcante do quartzo, com tamanho areia fina a média, formato angular a subangular, muito fraturado, ruiforme e com preenchimento por material ferruginoso. O quartzo e os demais constituintes grossos encontram-se bastante envolvidos pelo cimento. As placas encontram-se bastante degradadas, dando origem ao cimento que as envolve. Contudo, é possível perceber que a degradação, física e química, ocorre a partir do desmembramento in situ, isto é, correlata à evolução de uma couraça estruturada. De maneira geral, R1 possui muitas semelhantes com F5, e, considerando sua posição na parte superior do reverso, é provável que representem a exposição de um mesmo nível de couraça.

Figura 30 - Fotomicrografias em luz polarizada com nícois paralelos (Lpnp), cruzados (Lnpc) e luz refletida (Lr) da amostra R1 – couraça placoidal com fragmentos de quartzo – Pedra Rachada, QF, MG.



5.4.2.1 Couraças fragmentadas desorganizadas (R2, R3 e R4)

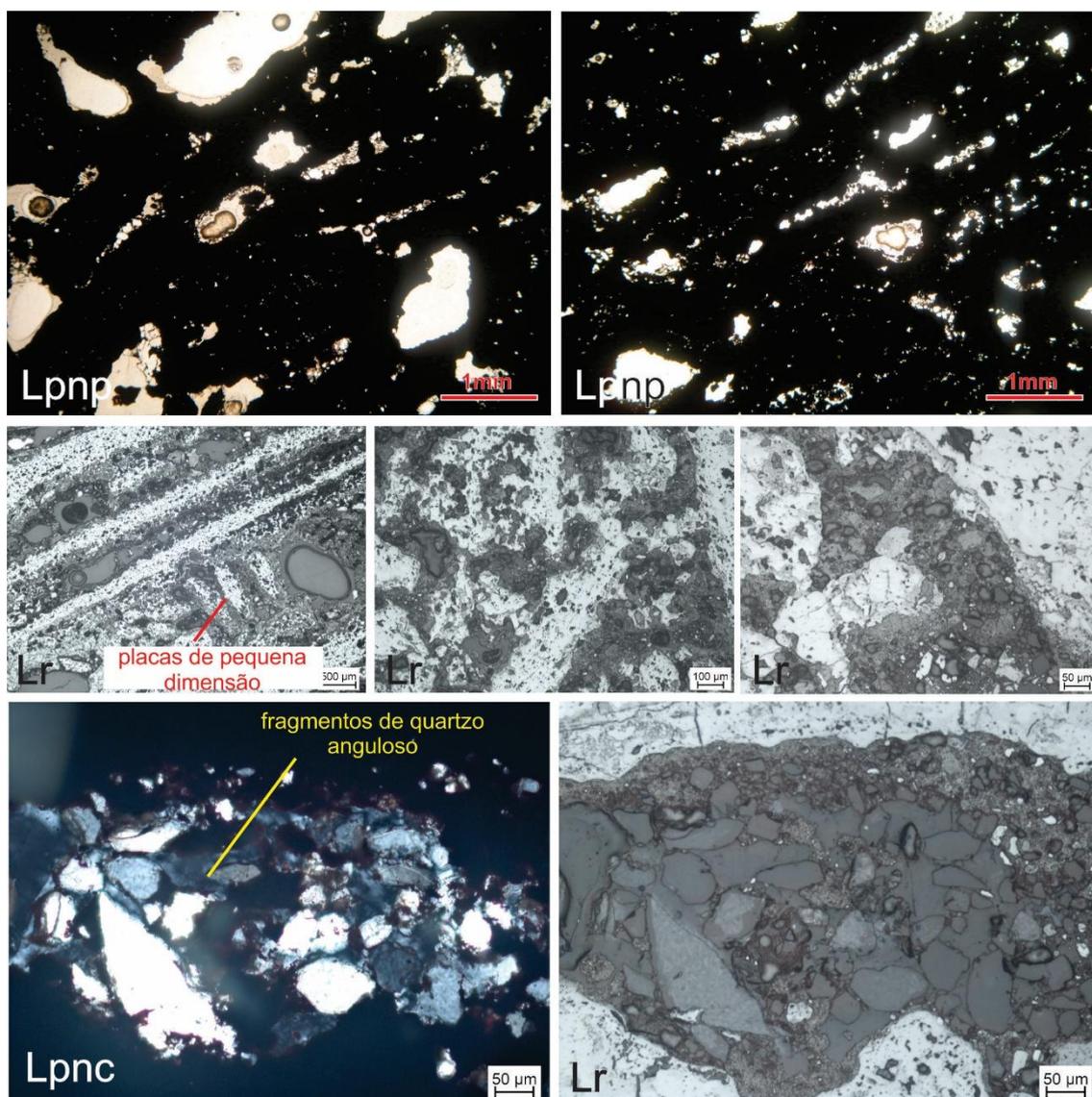
Um conjunto morfológico semelhante ocorre ao longo de todo o reverso, com distinções relacionadas à espessura, tamanho e arredondamento das placas ferruginosas que constituem o arcabouço das couraças. Esse conjunto inclui as amostras R2 (Figuras 23 e 31), R3 (Figuras 23 e 32) e R4 (Figuras 23 e 33), respectivamente posicionadas nas posições intermediária e base do reverso (Figura 22).

R2 se caracteriza como uma couraça constituída por placas mais finas, com presença de hematita e especularita. Essas placas estão arranjadas de um modo caótico, sem qualquer referência ao desmembramento de uma organização lito-herdada

prévia, diferenciando-se, portanto, de R1. Ao contrário, parece haver um selecionamento no tamanho das placas presentes, sempre finas e com bastante espaço entre elas. O cimento ferruginoso não é abundante, mas suficiente para interligar a placas. Em algumas porções entre as placas ocorrem grãos de quartzo de tamanho variado, angulosos a subangulosos, aglomerados nos espaços como se tivessem sido submetidos ao transporte mecânico. Esses grãos não se encontram imersos pelo cimento, como ocorre em R1.

R3 e R4 apresentam a mesma organização e composição de R2, exceto pelo fato de possuírem, respectivamente, placas medianas a grossas, milimétrica a centimétricas. Diferem-se também pela presença de placas e grãos de quartzo mais arredondados, bem como um arranjo caótico destes últimos, que sugere preenchimento sedimentar dos espaços inter-placas. O cimento é mais abundante em R3. Trata-se da variedade morfológica com os maiores grãos de quartzo em toda a sequência.

Figura 31 - Fotomicrografias em luz polarizada com nícois paralelos (Lpnp), cruzados (Lpnc) e luz refletida (Lr) da amostra R2 – couraça placoidal fragmentada – Pedra Rachada, QF, MG.



Adicionalmente, em algumas porções das lâminas de R3 e R4 é possível observar fragmentos de canga, ou seja, materiais grossos cuja constituição é o cimento goethítico que engessa os materiais, a montante. Esses fragmentos se assemelham às placas, mas podem ser facilmente distinguidos delas por não apresentar o mesmo padrão de porosidade interno, por serem mais arredondados e por ter comportamento distinto sob luz refletida, com uma coloração mais escura, tendendo para um tom mais acinzentado a amarelo pálido. Essa constatação reforça a ideia de que as fácies situadas nas posições intermediária e base do reverso possuem uma origem detrítico coluvial.

Figura 32 - 11 Fotomicrografias em luz polarizada com nicos paralelos (Lpnp), cruzados (Lnpc) e luz refletida (Lr) da amostra R3 – couraça placoidal fragmentada – Pedra Rachada, QF, MG.

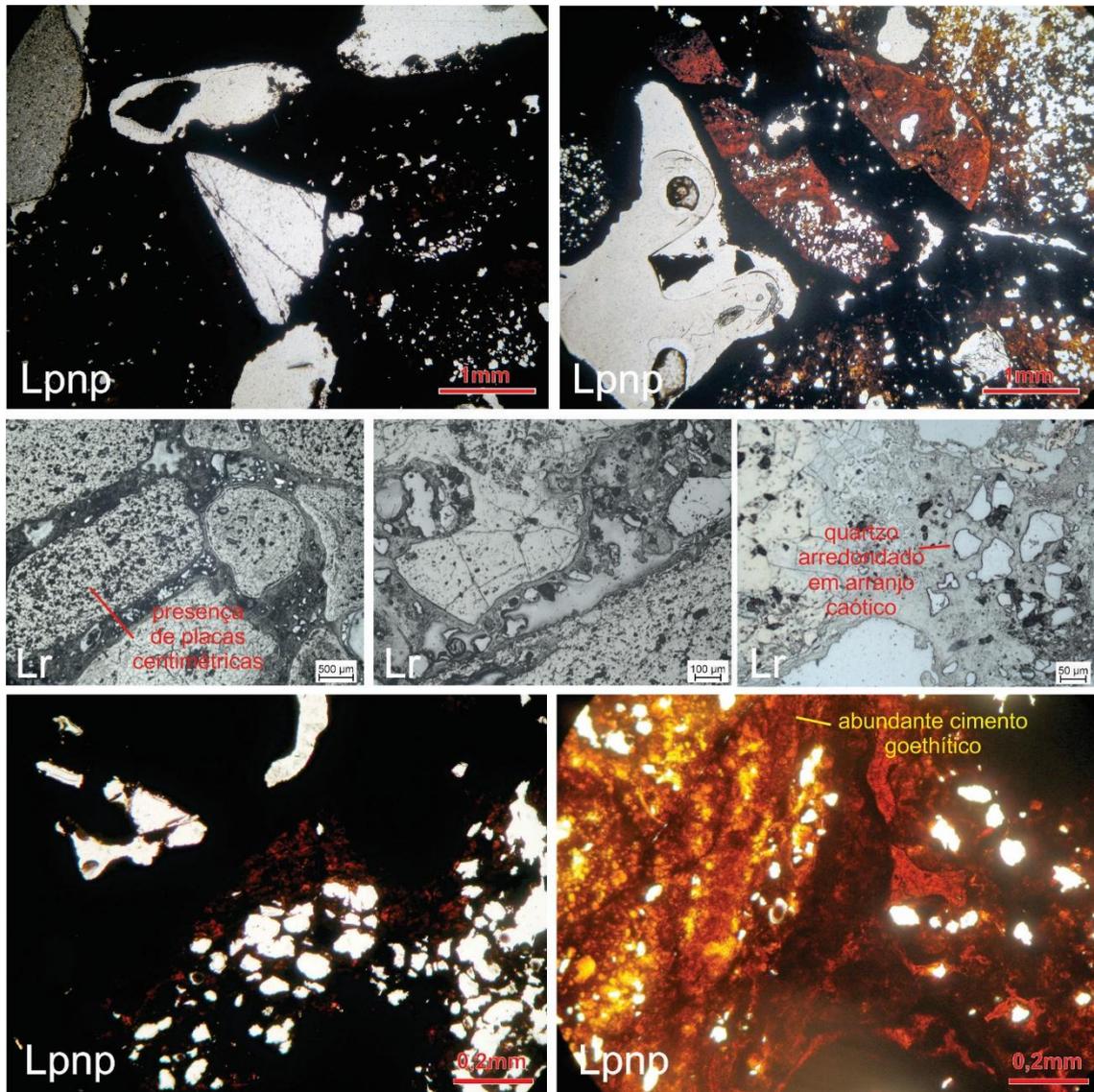
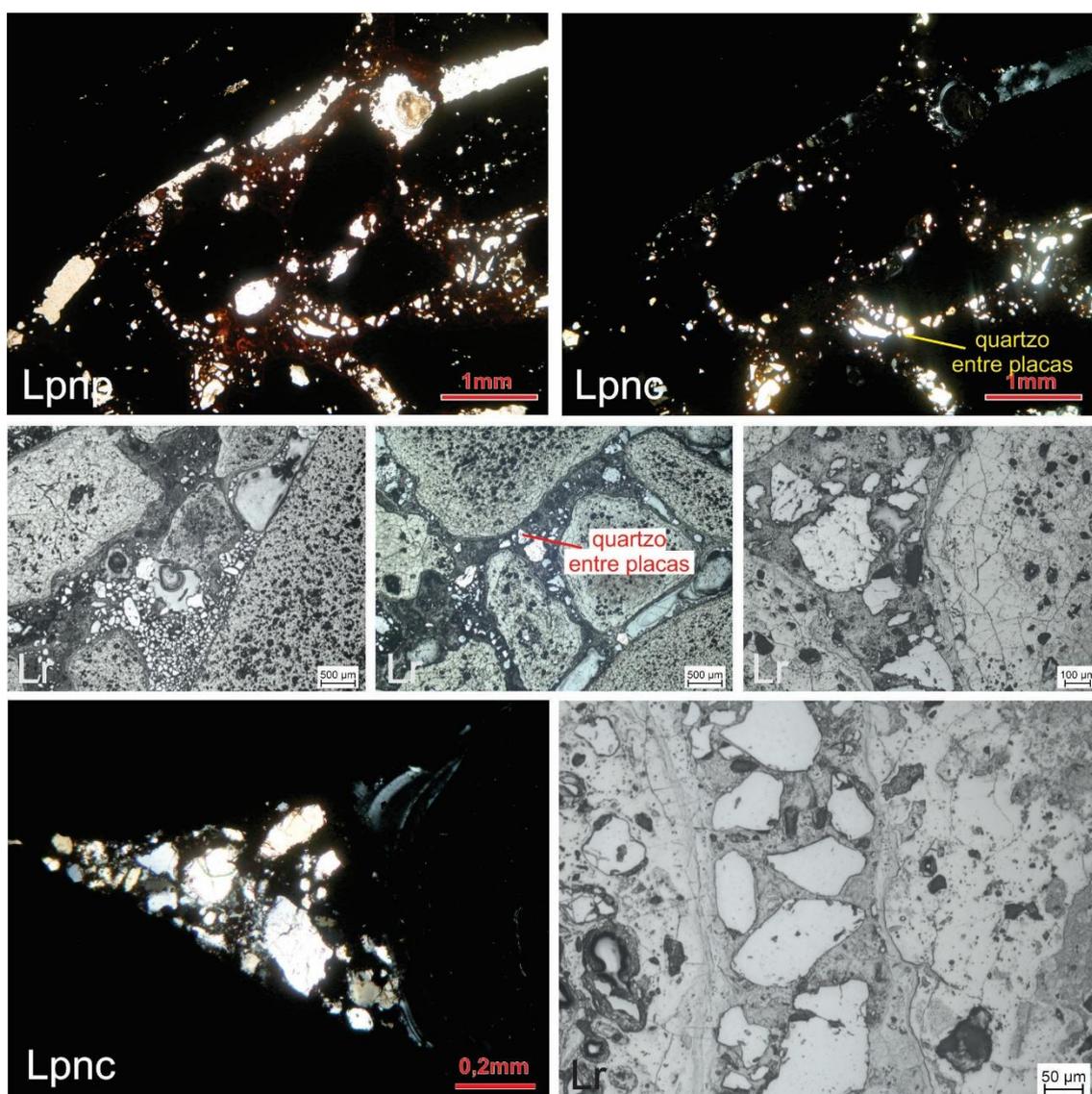


Figura 33 - Fotomicrografias em luz polarizada com nícois paralelos (Lpnp), cruzados (Lpnc) e luz refletida (Lr) da amostra R4 – couraça placoidal fragmentada – Pedra Rachada, QF, MG.



5.4.3 Composição química e mineralógica

Foram selecionadas para caracterização microquímica e mineralógica as amostras do *front*, considerando que essas apresentaram atributos morfológicos que indicam sua relação co-genética, tanto a partir do itabirito quanto entre si. As imagens de elétrons retroespalhados e os mapas microquímicos (Figura 34) confirmam a composição ferruginosa das bancas e placas, geneticamente associadas. Nos itabiritos, além das bandas ferruginosas, os mapas microquímicos mostram também as bandas silicosas; ausentes nas couraças. O P e Ti acompanham o Fe, concentrando-se nas bandas e placas. O Al ocorre principalmente no cimento e em alguns casos, como no itabirito, encontra-se disperso, não apresentando padrão definido a partir da detecção do sensor.

O Si nas couraças ocorre como feições discretas, quais sejam grãos de quartzo envoltos por cimento ferro-aluminoso ou isolados entre as placas.

Considerando a quantificação da composição química por Microsonda Eletrônica (WDS), são apresentados os resultados para as bandas ferruginosas dos itabiritos, amostra F1 (Figura 35), placas, córtex de alteração e cimento entre as placas para as amostras F3 (Figura 36) e F4 (Figura 37) e feições diversificadas para a amostra de canga, F6 (Figura 38). O objetivo da análise é verificar através dos atributos químicos, as relações genéticas aventadas morfologicamente.

No itabirito, o conteúdo de ferro nas bandas escuras é, em média, de 90,5%, com teores próximos de zero para todos os demais elementos (Figura 35). Essa composição reflete a presença da hematita, seja de origem metamórfica, ou aquela associada à alteração de magnetitas (martita, kenomagnetita). Quando analisado nas placas das amostras F3 e F4, o teor de ferro tem uma ligeira queda, respectivamente para 87,8% e 88%. Esse comportamento reitera a relação genética entre placas e bandas, onde as primeiras são interpretadas como produto da alteromorfização das segundas. Considerando os demais elementos químicos, as placas mantêm os teores próximos de zero, sem apresentar um aumento expressivo no conteúdo de Al e Ti, por exemplo.

O cimento está presente em todas as couraças, até mesmo nos níveis mais próximos da rocha e sua composição química se difere das bandas e placas ferruginosas. Ainda que ferruginoso, os teores são mais baixos que nas placas, com média de 64,3% em F3 e 59,3% em F4. Essa diminuição do ferro é acompanhada pelo aumento da participação do alumínio na composição. Em F3, o conteúdo médio de Al no cimento é de 6,6% e em F4 de 5,9%. Os valores de titânio também são maiores no cimento em comparação com placas.

Considerando as zonas de interseção entre as placas e o cimento, denominada de córtex de alteração das placas, o conteúdo médio de Fe foi de 76,11% em F3 e 73,09% em F4. O Al, por sua vez, ocorre em valores médios de 3,3% e 4,9%, respectivamente, nas mesmas amostras, F3 e F4. Isso confirma que as zonas de borda das placas marcam a fase intermediária da sua transformação no cimento; cujo processo envolve a perda de ferro e o enriquecimento relativo em alumínio. Assim, enquanto o termo “placas ferruginosas” é adequado para as feições lito-herdadas das bandas ferruginosas da rocha, o termo cimento ferro-aluminoso pode ser utilizado para tratar do produto da transformação das placas mediante avanço dos processos intempéricos.

Figura 34 - Mapas microquímicos obtidos com sonda EDS acoplada em MEV de feições selecionadas das variações morfológicas das amostras coletadas no front.

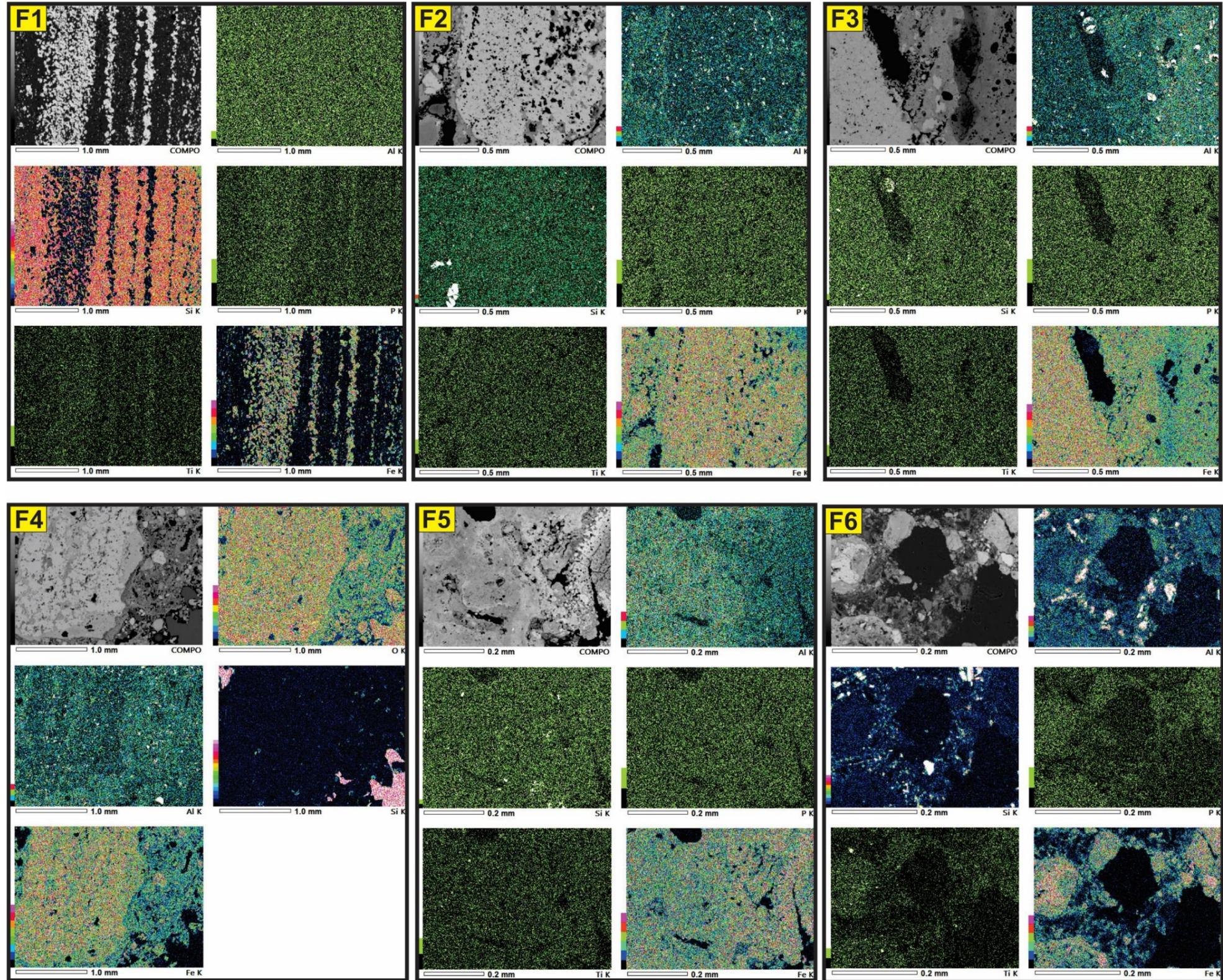
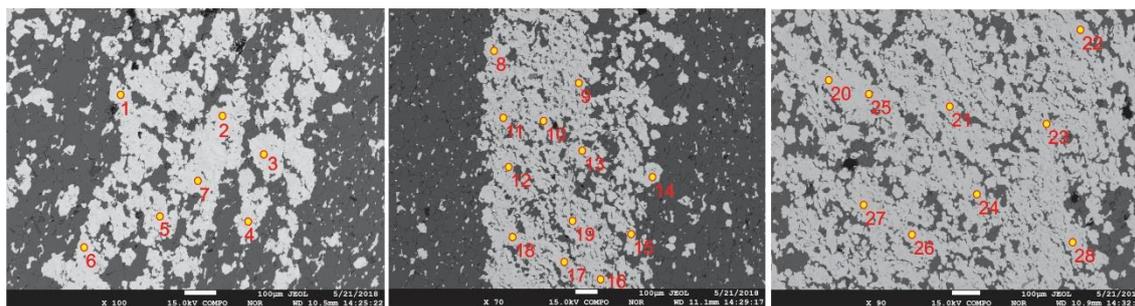
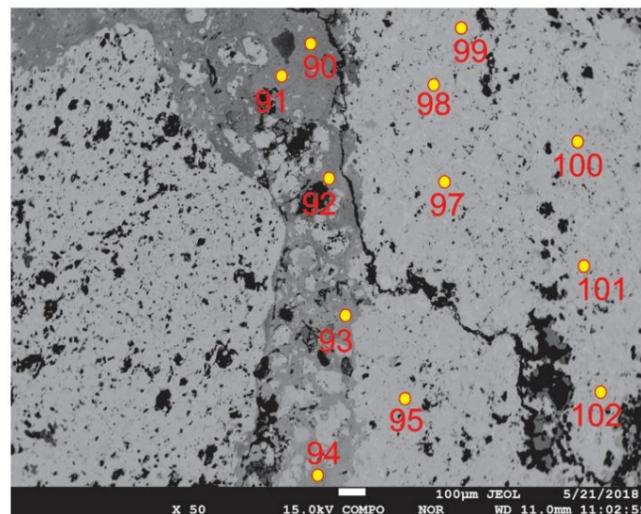
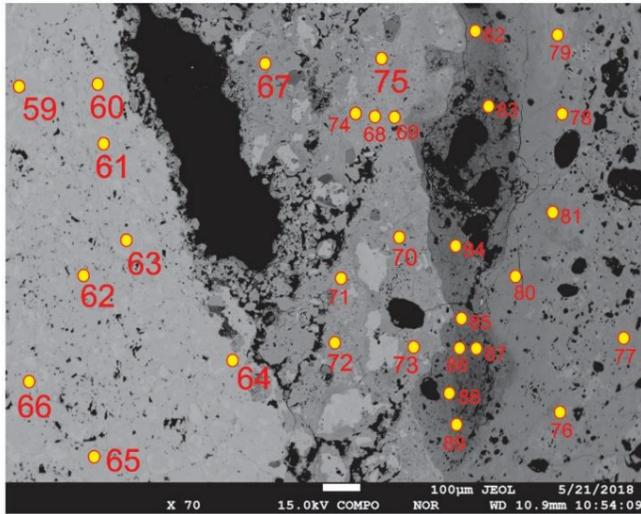
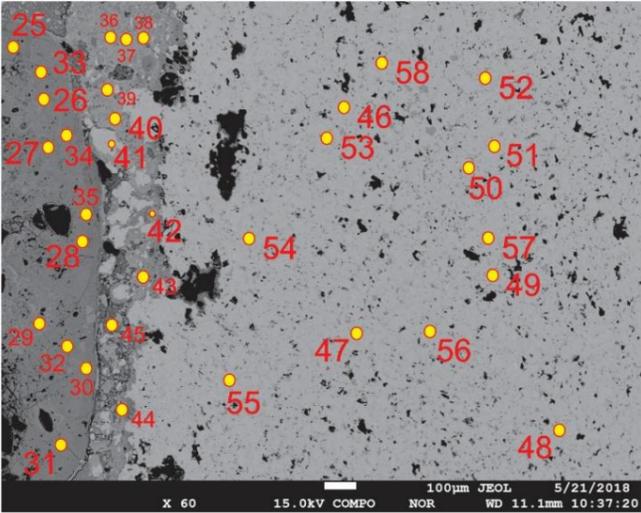
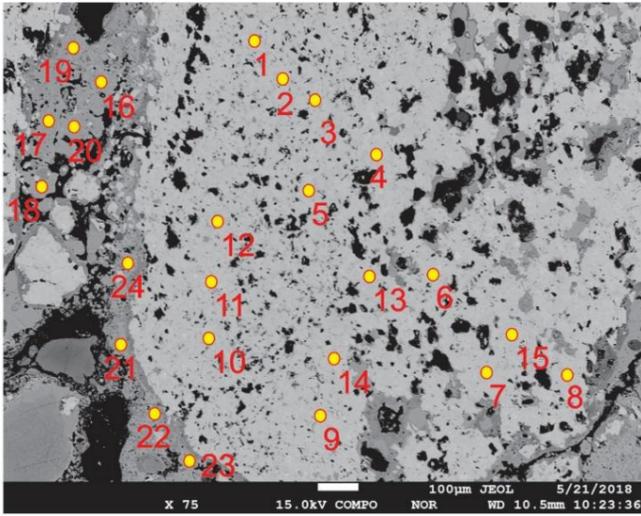


Figura 35 - Análises químicas pontuais obtidas com WDS em Microsonda Eletrônica de sítios representativos da amostra F1 – itabirito fresco – Pedra Rachada, QF, MG.



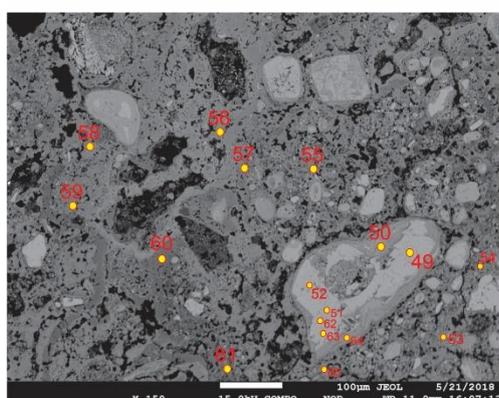
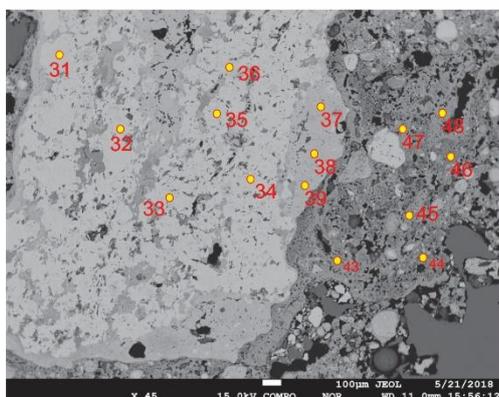
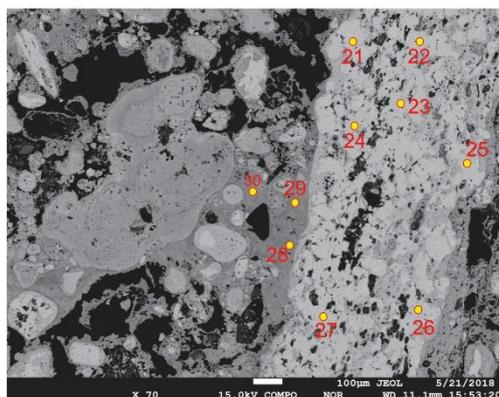
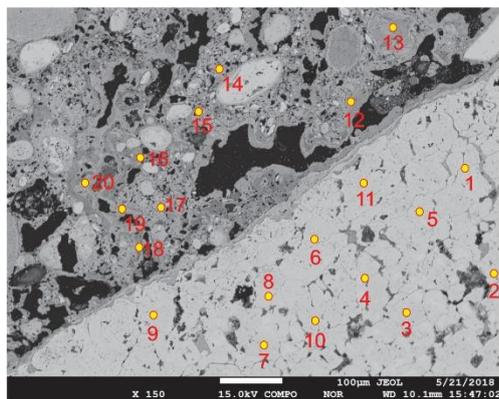
Point	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
1	0,021	0,219	0,043	0	89,946	0,004	0,007	0,01	0,017	90,267
2	0,036	0,082	0,065	0	89,207	0	0,033	0,002	0,01	89,435
3	0,027	0,18	0,233	0	89,704	0,004	0,018	0,006	0,008	90,18
4	0,026	0,271	0,035	0	90,277	0	0,003	0,013	0,026	90,651
5	0	0,245	0,056	0,033	88,441	0,025	0,024	0,006	0	88,83
6	0	0,438	0,093	0,047	90,483	0,003	0,022	0,008	0	91,094
7	0,032	0,058	0,027	0	89,151	0,003	0,028	0,001	0	89,3
8	0,076	0,42	0,145	0,027	91,496	0	0,052	0,003	0	92,219
9	0,033	0,13	0,035	0	90,928	0,012	0,001	0,006	0,032	91,177
10	0	0,375	0,071	0,017	90,688	0	0,006	0	0,016	91,173
11	0,019	0,043	0,14	0	89,293	0,07	0	0,006	0,021	89,592
12	0,035	0,012	0,017	0	93,128	0,006	0,022	0	0	93,22
13	0,053	0,109	0,247	0	92,578	0,01	0	0,003	0,001	93,001
14	0,016	0,119	0,043	0	92,867	0,006	0	0	0	93,051
15	0,028	0,039	0,047	0,008	91,312	0,091	0,018	0,004	0	91,547
16	0,041	0,178	0,025	0,014	90,794	0,009	0	0	0,027	91,088
17	0,043	0,272	0,026	0,009	88,903	0,038	0,002	0,003	0	89,296
18	0,049	0,666	0,209	0	88,948	0,013	0,023	0,025	0	89,933
19	0,019	0,061	0,012	0,014	91,41	0,065	0,034	0	0	91,615
20	0	0,426	0,097	0	91,348	0,015	0,016	0	0,002	91,904
21	0	0,135	0	0	90,453	0,034	0,023	0,011	0,022	90,678
22	0	0,183	0,052	0	91,63	0,004	0,023	0,004	0	91,896
23	0,011	0,48	0,317	0,121	90,079	0,063	0,01	0	0	91,081
24	0	0,176	0,058	0,029	89,946	0,049	0,007	0	0,023	90,288
25	0,061	0,604	0,26	0,001	91,482	0,022	0,012	0,002	0	92,444
26	0,055	1,289	0,884	0,483	88,374	0	0,018	0,017	0	91,12
27	0,041	0,196	0,032	0	88,721	0,012	0,005	0	0	89,007
28	0,037	0,318	0	0	91,213	0	0	0	0	91,568
Minimum	0	0,012	0	0	88,374	0	0	0	0	88,83
Maximum	0,08	1,29	0,88	0,48	93,13	0,09	0,05	0,03	0,03	93,22
Average	0,03	0,28	0,12	0,03	90,46	0,02	0,02	0,01	0,01	90,95
DP	0,02	0,26	0,17	0,09	1,31	0,03	0,01	0,01	0,01	1,24

Figura 36 - Análises químicas pontuais obtidas com WDS em Microsonda Eletrônica de sítios representativos da amostra F3 – couraça placoidal estruturada com zonas fragmentadas – Pedra Rachada, QF, MG.



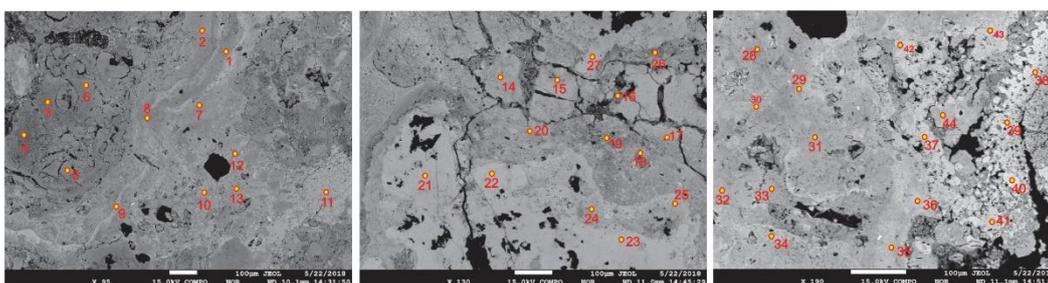
Point	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃ Placa	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
1	0,042	0,501	0,295	0,029	86,938	0,021	0	0,004	0	87,83
2	0,046	0,022	0,056	0	88,431	0	0	0	0,02	88,575
3	0,033	0,254	0,146	0,008	86,757	0	0	0	0	87,198
4	0,001	0,034	0,028	0,004	88,88	0,015	0,019	0,005	0,036	89,022
5	0,047	0,42	0,099	0	87,574	0,045	0	0,016	0	88,201
6	0,014	0,038	0,049	0,018	88,091	0,027	0,016	0,009	0,015	88,277
7	0,032	0,058	0,022	0	88,555	0	0	0	0,043	88,71
8	0	0,067	0,064	0	87,794	0,002	0,034	0,009	0,025	87,995
9	0,005	0,028	0,012	0	88,227	0	0,017	0	0,021	88,31
10	0,023	0,483	0,936	0,042	84,637	0,046	0,006	0,007	0	86,18
11	0	0,264	0,202	0,009	86,575	0	0	0	0	87,05
12	0,031	0,024	0,075	0	88,407	0,021	0,005	0,008	0,024	88,595
13	0	0,078	0,03	0	88,214	0,036	0,014	0,017	0,014	88,403
14	0,01	0,063	0,053	0,05	87,479	0,025	0	0,006	0	87,686
15	0	0,084	0,039	0	88,15	0,026	0	0	0,032	88,331
46	0,047	0,674	0,096	0,004	86,86	0	0,017	0,003	0	87,701
47	0	0,212	0,032	0,011	88,012	0,023	0,002	0,002	0,001	88,295
48	0,019	0,394	0,255	0,014	87,283	0,018	0,012	0,009	0,018	88,022
49	0,006	0,029	0,08	0	88,725	0,008	0	0	0,047	88,895
50	0,039	0	0,031	0,013	88,701	0,036	0,01	0	0,019	88,849
51	0,011	0,081	0,034	0,052	88,252	0	0,019	0,007	0,002	88,458
52	0	0,103	0,015	0	88,784	0	0	0,01	0,044	88,956
53	0,06	0,595	0,069	0,026	87,124	0	0,032	0	0	87,906
54	0	0,271	0,051	0	89,167	0,012	0,01	0,006	0,02	89,537
55	0	0,261	0,095	0,053	87,902	0,033	0	0,012	0,001	88,357
56	0	0,263	0,084	0,047	87,723	0,023	0	0,01	0	88,15
57	0,019	0,908	0,095	0,014	87,539	0,007	0	0	0,021	88,603
58	0,034	0,093	0,009	0	87,418	0	0,017	0	0,011	87,582
59	0,025	0,528	0,027	0,016	88,05	0,072	0,035	0	0,03	88,783
60	0,001	1,246	0,036	0,072	88,22	0,063	0,022	0,002	0	89,662
61	0,017	1,84	0,043	0,041	87,011	0,04	0	0,002	0,012	89,006
62	0,032	0,37	0,177	0	87,477	0,57	0	0,006	0,015	88,647
63	0,015	0,384	0,066	0,04	89,104	0,021	0	0	0,013	89,643
64	0	1,385	0,022	0,047	87,55	0,028	0,016	0	0	89,048
65	0,011	0,449	0,048	0,078	87,526	0,02	0,017	0,007	0	88,156
66	0	3,118	0,056	0,037	86,519	0,067	0,003	0	0,033	89,833
95	0,028	1,805	0,052	0,002	87,142	0,048	0,03	0,001	0	89,108
96	0,026	1,079	0,006	0,024	88,208	0,016	0,014	0,013	0,001	89,387
97	0,051	0	0,014	0	88,944	0,02	0,021	0,01	0,015	89,075
98	0,02	0,878	0,062	0,026	88,418	0	0	0	0,04	89,444
99	0	0,008	0,074	0	88,351	0,043	0	0,004	0	88,48
100	0,031	0	0,007	0	88,709	0,062	0,003	0,008	0,009	88,829
101	0,046	0,131	0,056	0,022	88,173	0,045	0	0,004	0	88,477
102	0	0,12	0,021	0,013	88,508	0,009	0,016	0,011	0	88,698
Minimum	0,00	0,00	0,01	0,00	84,64	0,00	0,00	0,00	0,00	86,18
Maximum	0,06	3,12	0,94	0,08	89,17	0,57	0,04	0,02	0,05	89,83
Average	0,02	0,45	0,09	0,02	87,87	0,04	0,01	0,00	0,01	88,50
DP	0,02	0,62	0,14	0,02	0,86	0,08	0,01	0,00	0,01	0,73
Cortex de alteração da placa										
16	0,073	0,165	3,015	0,04	77,344	0,79	0,024	0,005	0	81,456
17	0,068	0,127	3,141	0,042	74,471	0,895	0,021	0,004	0,023	78,792
18	0,028	0,109	2,784	0,029	76,359	0,513	0,007	0,005	0,025	79,859
19	0,058	0,121	3,007	0,031	75,395	0,427	0,021	0	0	79,06
20	0,066	0,078	2,529	0	76,61	0,655	0,008	0	0	79,946
21	0,052	0,116	1,205	0	79,555	1,291	0,038	0	0,025	82,282
22	0,093	0,113	3,401	0,009	77,125	0,628	0	0,009	0	81,378
23	0,113	0,125	1,326	0,053	79,773	0,44	0,047	0,014	0,01	81,901
24	0,077	0,151	2,077	0	80,981	0,339	0,058	0,008	0,011	83,702
36	0,032	0,081	2,933	0,03	76,273	0,599	0,05	0	0,016	80,014
37	0,06	0,18	2,883	0,006	75,519	0,684	0,026	0,001	0	79,359
38	0,042	0,138	2,801	0	76,827	1,006	0,023	0,01	0,03	80,877
39	0,084	0,062	4,348	0,017	74,894	0,9	0,016	0	0,028	80,349
40	0,041	0,136	2,636	0	77,121	0,561	0,046	0	0,014	80,555
41	0	0,298	2,011	0	76,349	0,073	0,009	0	0	78,51
42	0,033	0,174	5,422	0	70,978	0,987	0,02	0,005	0	77,619
43	0	0,134	5,39	0,037	73,88	1,033	0,039	0,009	0	80,522
44	0,053	0,144	4,303	0	75,812	0,524	0,011	0	0,008	80,855
45	0,026	0,155	1,307	0,029	69,205	0,318	0,058	0,002	0	71,1
67	0,088	0,177	5,841	0,027	73,288	0,779	0,048	0	0	80,248
68	0,094	0,094	1,058	0	81,377	0,342	0,018	0	0	82,983
69	0,047	0,121	1,882	0,012	80,057	0,829	0,032	0	0,007	82,987
70	0,045	0,152	4,622	0	76,129	0,647	0,019	0,004	0,014	81,632
71	0,1	0,132	2,629	0,01	79,432	0,62	0,031	0,011	0	82,965
72	0,059	0,171	2,95	0,018	77,699	0,565	0,055	0	0,006	81,523
73	0,09	0,169	5,67	0	73,325	0,403	0,041	0	0,052	79,75
74	0,083	0,228	1,24	0	80,582	0,429	0,054	0,006	0	82,622
75	0,062	0,103	2,467	0,022	79,978	0,55	0,046	0,011	0,01	83,249
90	0	0,225	4,399	0	73,516	0,532	0,027	0	0,002	78,701
91	0	0,219	4,734	0	71,598	0,574	0,024	0,009	0,033	77,191
92	0,017	0,204	4,731	0,025	71,059	0,658	0,031	0	0	76,725
93	0,064	0,259	5,53	0,002	74,663	0,705	0	0,008	0,032	81,263
94	0,066	0,174	4,682	0,003	74,595	1,223	0,018	0	0,009	80,77
Minimum	0	0,062	1,058	0	69,205	0,073	0	0	0	71,1
Maximum	0,113	0,298	5,841	0,053	81,377	1,291	0,058	0,014	0,052	83,702
Average	0,05	0,15	3,30	0,01	76,11	0,65	0,03	0,00	0,01	80,33
DP	0,03	0,05	1,45	0,02	3,07	0,26	0,02	0,00	0,01	2,42
Cimento entre placas										
25	0,02	0,35	4,921	0,018	65,78	0,629	0,017	0,002	0,025	71,762
26	0,039	0,206	7,142	0	64,177	1,192	0,039	0	0,03	72,825
27	0,003	0,166	7,783	0,011	62,959	0	0,029	0,006	0,009	70,966
28	0,042	0,066	6,551	0,004	63,857	0,318	0,035	0,009	0	70,882
29	0,044	0,117	5,203	0,01	65,754	0,057	0,017	0,006	0	71,208
30	0,04	0,123	6,345	0	64,96	0,118	0	0	0,023	71,609
31	0,074	0,1	7,265	0,029	65,093	0,234	0,012	0,002	0,023	72,832
32	0,065	0,105	8,062	0,003	64,781	0,23	0,043	0,009	0	73,298
33	0,053	0,138	6,235	0,005	64,676	1,389	0,007	0,013	0	72,516
34	0,028	0,127	7,482	0,007	63,861	1,201	0,024	0,01	0,006	72,746
35	0,059	0,134	6,441	0,02	64,235	0,736	0,037	0,008	0	71,67
76	0,043	0,333	6,336	0,042	66,59	0,342	0,022	0	0	73,708
77	0,088	0,195	5,749	0	67,73	0,328	0,006	0	0,018	74,114
78	0,064	0,248	5,706	0,009	67,447	0,273	0	0,011	0	73,758
79	0,006	0,291	5,638	0,013	69,697	0,322	0,024	0,01	0,004	76,005
80	0,036	0,213	6,62	0,017	67,409	0,325	0	0	0	74,62
81	0,034	0,235	7,969	0,035	64,011	0,757	0,022	0	0	73,063
82	0,003	0,184	6,907	0,002	62,074	0,389	0,025	0	0,001	69,585
83	0,027	0,231	6,867	0,019	58,413	0,658	0,037	0,01	0	66,262
84	0,051	0,247	6,861	0,025	62,062	0,581	0,031	0	0,02	69,878
85	0,021	0,137	6,762	0,043	60,677	0,288	0,05	0	0	67,978
86	0,004	0,136	6,36	0	61,651	0,374	0,042	0	0,021	68,588
87	0,031	0,136	6,62	0,008	61,284	0,378	0,01	0,003	0,022	68,492
88	0,022	0,087	6,735	0,019						

Figura 37 - Análises químicas pontuais obtidas com WDS em Microsonda Eletrônica de sítios representativos da amostra F4 – couraça placoidal fragmentada – Pedra Rachada, QF, MG.



Point	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
Placa										
1	0,009	0,241	0,061	0,022	87,437	0,012	0,003	0,001	0,031	87,817
2	0,018	0,825	0,49	0	85,025	0,186	0,065	0,009	0	86,618
3	0	0,941	0,295	0	86,963	0	0,029	0,002	0,01	88,24
4	0	0,409	0,203	0	88,665	0,008	0,001	0,009	0	89,295
5	0	0,363	0,208	0,045	87,382	0,024	0,001	0	0	88,023
6	0,013	0,233	0,224	0	89,153	0,037	0	0	0,028	89,688
7	0,031	0,616	0,161	0,015	86,579	0,013	0,049	0,011	0	87,475
8	0	0,606	0,555	0	87,148	0,214	0,021	0	0	88,544
9	0	0,23	0,145	0	88,569	0	0,017	0,01	0	88,971
10	0,071	0,75	0,333	0,03	86,366	0,062	0,014	0,001	0	87,627
11	0,042	0,298	0,159	0,009	88,524	0,071	0	0,004	0,021	89,128
21	0	0,047	0	0	91,358	0,027	0,036	0	0,028	91,496
22	0	0,164	0,106	0	88,483	0,007	0,002	0	0	88,762
23	0	0,36	0,902	0,021	88,32	0,029	0,022	0,004	0	89,658
24	0	0,073	0,097	0,023	88,764	0,392	0,185	0	0,001	89,535
25	0	0,144	0,173	0,001	87,998	0,053	0	0	0	88,369
26	0,029	0,152	0,112	0,026	89,324	0,044	0,003	0,015	0,015	89,72
27	0	0,192	0,151	0,003	88,047	0,032	0,043	0,004	0	88,472
31	0	0,191	0,017	0,017	89,818	0	0,011	0,007	0	90,061
32	0,042	0,144	0,182	0,006	87,846	0,009	0	0,01	0	88,239
33	0,025	0,029	0,312	0	88,434	0	0,018	0,001	0,015	88,834
34	0,039	0,705	0,773	0,099	88,073	0,074	0,033	0,018	0	89,814
35	0,008	0,032	0,07	0,023	88,64	0,056	0,001	0,007	0	88,837
36	0,001	0,049	0,151	0,013	88,625	0,026	0,009	0	0	88,874
49	0	0,155	0,051	0,008	89,857	0,044	0	0,005	0	90,12
51	0	0,161	0,294	0,007	87,298	0,064	0,015	0,009	0,07	87,918
52	0,006	0,216	0,287	0	88,138	0,07	0,012	0,003	0,014	88,746
62	0	0,136	0,606	0,011	88,684	0,051	0,018	0	0	89,506
63	0,048	0,106	0,06	0,006	88,403	0,069	0,01	0,009	0,019	88,73
Minimum	0	0,029	0	0	85,025	0	0	0	0	86,618
Maximum	0,071	0,941	0,902	0,099	91,358	0,392	0,185	0,018	0,07	91,496
Average	0,01	0,30	0,25	0,01	88,20	0,06	0,02	0,00	0,01	88,87
DP	0,02	0,26	0,22	0,02	1,20	0,08	0,04	0,01	0,02	0,97
Cortex de alteração da placa										
20	0,021	0,238	2,971	0	70,226	0,468	0,03	0,006	0,011	73,971
37	0,032	0,185	3,575	0	77,893	0,391	0,027	0,013	0,014	82,13
38	0,046	0,199	3,959	0	76,619	0,511	0,039	0,009	0	81,382
39	0,077	0,213	3,967	0,015	76,99	0,495	0,018	0	0	81,775
40	0,028	0,208	3,882	0,035	77,297	0,545	0,02	0,003	0,058	82,076
41	0,029	0,266	3,68	0	77,52	0,736	0,009	0,01	0,021	82,271
42	0,01	0,271	6,44	0,022	68,632	0,489	0,011	0,003	0,006	75,884
50	0,018	0,3	7,909	0,017	66,511	0,363	0,035	0,007	0	75,16
64	0	0,333	7,791	0,015	66,103	0,182	0,016	0	0,076	74,516
Minimum	0	0,185	2,971	0	66,103	0,182	0,009	0	0	73,971
Maximum	0,077	0,333	7,909	0,035	77,893	0,736	0,039	0,013	0,076	82,271
Average	0,03	0,25	4,91	0,01	73,09	0,46	0,02	0,01	0,02	78,80
DP	0,02	0,05	1,92	0,01	5,10	0,15	0,01	0,00	0,03	3,76
Cimento entre placas										
12	0,009	0,221	5,572	0,033	61,319	0,789	0,027	0	0	67,97
13	0,027	0,217	9,746	0,057	61,282	0,467	0,061	0	0,037	71,894
14	0,023	0,232	4,442	0,037	70,955	0,453	0,085	0,002	0,01	76,239
15	0,024	0,209	4,504	0,005	57,472	0,275	0,026	0,005	0,01	62,53
16	0,012	0,25	6,021	0,014	63,572	0,165	0,018	0	0	70,052
17	0,016	0,275	3,896	0	69,867	0,518	0,028	0,007	0	74,607
18	0,1	0,317	4,572	0	67,925	0,455	0,027	0,008	0,044	73,448
19	0,004	0,256	5,48	0,011	62,891	0,526	0,043	0,012	0	69,223
28	0	0,2	5,802	0	55,945	0,091	0,008	0	0	62,046
29	0,008	0,155	5,697	0,034	59,023	0,036	0,005	0,002	0,007	64,967
30	0,055	0,139	5,622	0,011	61,376	0,067	0,016	0	0,03	67,316
43	0,03	0,24	4,861	0,024	60,186	1,039	0,02	0	0	66,4
44	0	0,224	6,649	0,039	50,96	1,854	0	0,004	0	59,73
45	0	0,229	6,065	0,004	47,724	0,933	0,032	0,003	0,037	55,027
46	0	0,13	6,808	0,019	56,347	6,798	0,005	0,013	0,019	70,139
47	0	0,199	5,482	0,019	60,064	0,464	0,032	0,001	0	66,261
48	0	0,235	4,594	0	70,821	0,667	0,037	0	0	76,354
53	0	0,276	4,916	0,05	64,051	0,997	0,019	0,008	0,004	70,321
54	0,029	0,203	2,647	0,026	38,8	0,354	0	0,005	0	42,064
55	0	0,207	6,825	0,037	61,934	0,513	0,055	0,007	0,025	69,603
56	0,03	0,288	3,874	0,01	52,994	0,336	0	0,007	0,037	57,576
57	0	0,326	7,899	0,042	63,248	0,655	0,051	0	0,027	72,248
58	0	0,143	7,229	0,051	53,119	1,333	0,016	0	0,021	61,912
59	0,045	0,201	5,144	0,003	53,982	0,804	0,019	0,005	0	60,203
60	0,019	0,095	6,656	0,026	48,897	0,17	0,001	0,004	0,02	55,888
61	0,014	0,207	5,183	0,003	58,951	0,554	0,028	0,004	0	64,944
65	0	0,256	4,583	0	67,352	0,564	0,021	0,012	0	72,788
66	0,034	0,339	5,667	0,007	65,413	1,252	0,007	0	0,004	72,723
Minimum	0	0,095	2,647	0	38,8	0,036	0	0	0	42,064
Maximum	0,1	0,339	9,746	0,057	70,955	6,798	0,085	0,013	0,044	76,354
Average	0,02	0,22	5,59	0,02	59,52	0,83	0,02	0,00	0,01	66,23
DP	0,02	0,06	1,39	0,02	7,47	1,24	0,02	0,00	0,01	7,63

Figura 38 - Análises químicas pontuais obtidas com WDS em Microsonda Eletrônica de sítios representativos da amostra F6 – canga – Pedra Rachada, QF, MG.

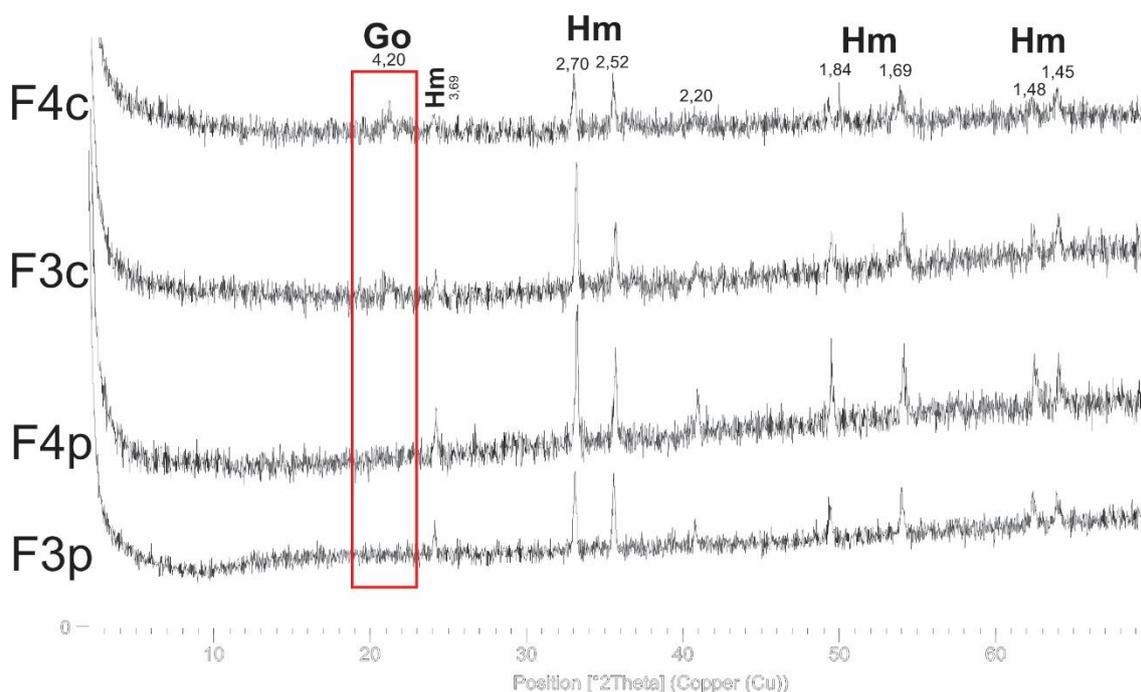


Point	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
1	0,044	0,533	8,399	0,034	53,901	0,132	0,035	0,004	0	63,082
2	0,003	0,471	4,904	0,018	57,899	0,302	0,04	0,007	0	63,644
3	0	0,483	4,774	0	45,057	1,732	0,088	0,009	0,045	52,188
4	0,045	0,347	4,426	0,027	37,356	1,79	0,105	0,008	0,004	44,108
5	0,017	0,587	6,784	0,003	54,156	1,075	0,082	0,002	0,019	62,725
6	0,028	0,599	5,508	0,01	55,84	1,079	0,07	0,005	0,036	63,175
7	0,041	0,494	3,941	0	61,558	0,388	0,041	0	0	66,463
8	0,008	0,434	4,921	0	60,467	0,354	0,024	0,003	0	66,211
9	0	0,448	3,784	0	64,602	0,367	0,039	0	0	69,24
10	0	0,458	5,536	0,039	60,209	0,303	0,11	0,004	0,009	66,668
11	0,017	0,496	2,946	0,014	72,598	0,626	0,029	0	0	76,726
12	0,046	0,506	5,843	0	60,629	0,319	0,023	0,004	0,032	67,402
13	0,009	0,477	4,224	0	69,661	0,317	0,057	0,006	0	74,751
14	0,022	0,532	4,247	0,001	58,512	0,976	0,089	0,01	0,003	64,392
15	0,017	0,483	3,057	0	54,322	0,933	0,096	0	0,013	58,921
16	0,017	0,422	1,522	0,047	20,872	0,424	0,069	0,012	0	23,385
17	0,019	0,633	2,778	0	61,682	0,839	0,059	0,016	0,035	66,061
18	0,025	0,527	4,238	0	52,235	0,359	0,064	0,007	0,018	57,473
19	0,03	0,496	4,395	0	44,662	0,701	0,067	0	0	50,351
20	0	0,513	4,192	0,002	48,738	0,318	0,076	0,001	0	53,84
21	0	0,434	8,424	0,006	60,4	0,115	0,067	0,008	0	69,454
22	0	0,384	8,49	0	61,652	0,172	0,047	0,001	0,037	70,783
23	0	0,414	8,032	0,021	60,488	0,175	0,051	0,009	0,005	69,195
24	0,005	0,42	11,43	0,001	57,409	0,237	0,058	0	0	69,56
25	0,018	0,467	11,231	0,005	56,944	0,232	0,072	0,002	0	68,971
26	0,04	0,387	5,032	0,01	35,875	0,19	0,077	0	0,001	41,612
27	0,124	0,475	8,834	0	58,727	0,534	0,064	0,002	0,023	68,783
28	0	0,447	10,546	0	46,859	0,257	0,056	0,001	0,044	58,21
29	0,037	0,449	9,685	0,005	53,789	0,263	0,056	0	0	64,284
30	0,013	0,397	10,837	0,01	56,552	0,286	0,056	0,007	0,029	68,187
31	0	0,412	10,315	0	52,277	0,234	0,07	0	0,018	63,326
32	0,066	0,428	10,206	0,013	51,273	0,171	0,091	0	0,01	62,258
33	0,005	0,521	10,959	0,021	56,509	0,25	0,073	0,002	0,008	68,348
34	0,021	6,362	12,025	0,043	54,832	0,168	0,046	0,02	0,007	73,524
35	0,013	0,463	9,149	0,045	59,971	0,139	0,057	0,001	0,016	69,854
36	0,005	0,557	6,68	0,028	65,952	2,004	0,029	0,006	0,033	75,294
37	0	0,584	5,269	0,017	68,851	0,355	0,051	0,005	0,005	75,137
38	0	0,599	2,625	0	70,495	0,361	0,07	0,005	0,005	74,16
39	0,044	0,691	2,427	0,026	71,481	0,369	0,028	0,004	0,024	75,094
40	0,013	0,776	3,131	0,026	72,701	2,007	0,058	0,013	0	78,725
41	0,041	0,543	5,83	0	66,577	0,303	0,076	0,004	0	73,374
42	0,031	0,509	5,89	0,009	69,142	0,242	0,045	0,007	0,03	75,905
43	0,019	0,579	4,441	0,043	70,202	0,304	0,056	0,002	0,016	75,662
44	0,009	0,579	3,05	0	60,082	0,548	0,063	0,004	0,001	64,336
Minimum	0	0,347	1,522	0	20,872	0,115	0,023	0	0	23,385
Maximum	0,124	6,362	12,025	0,047	72,701	2,007	0,11	0,02	0,045	78,725
Average	0,02	0,632	6,249	0,012	57,591	0,528	0,061	0,005	0,012	65,11
DP	0,02	0,89	2,95	0,01	10,33	0,50	0,02	0,00	0,01	10,53

A canga, como expressão máxima do intemperismo, possui um conteúdo de ferro ainda menor que as couraças predecessoras. O conteúdo é, em média, de 57,6% considerando a análise de 44 pontos distintos. Em conformidade com o que foi observado, há na canga um aumento do conteúdo de alumínio, 6,3%, teor semelhante ao que foi encontrado nas amostras de couraça.

Samana (1986) encontrou teores de ferro na comparação entre itabiritos e seus produtos de alteração que sinalizam o enriquecimento relativo nas primeiras fases (de 30-40% em peso no itabirito para 40-45% no minério, ou saprolito, associado), e enriquecimento relativo e absoluto nas fases posteriores, formando um minério mais enriquecido, da ordem de 60-65% de Fe. A canga, por sua vez, teria uma redução do ferro para 57%, fato interpretado pelo autor como uma consequência da remobilização do ferro para posições inferiores, responsável por enriquecer os materiais subjacentes. Monteiro (2011), entretanto, alertou para o fato do conteúdo de ferro na canga ser o reflexo da dinâmica de dissolução e reprecipitação de goethita ao longo do tempo, não representando, necessariamente, uma perda para os níveis inferiores. De fato, por se tratar de uma análise pontual, inspirada em feições com variações composicionais sinalizadas pelas imagens de elétrons retroespalhados, os resultados apresentados não podem ser utilizados para inferir sobre ganhos e perdas no processo de formação dos materiais estudados. Contudo, como se tratam de cristal químicas, eles têm muito a dizer sobre as transformações minerais envolvidas. Isso porque na sequência F1 – F3 – F4 – F6, o que se observa é uma redução do ferro com aumento de alumínio, acompanhada por um fechamento cada vez menor das análises; reflexo provável da presença de mais água na estrutura do mineral analisado. Em outros termos, os resultados demonstram uma transição óxidos de ferro – hidróxidos de ferro muito bem marcada no processo evolutivo das couraças analisadas. Essa transformação é corroborada pelas análises mineralógicas, onde a hematita foi o principal mineral identificado nas placas e no cimento entre placas, além da hematita, foi identificada também a goethita (Figura 39).

Figura 39 - Difratogramas de raios-x representativos de placas e cimento entre placas das amostras F3 e F4 - Pedra Rachada, QF, MG.



No difratograma, p = placa e c = córtex de alteração da placa. Go = goethita; Hm = hematita

5.4.4 Os solos sobre a canga

A classificação dos solos sobre a canga e os resultados das análises físicas e químicas são apresentados, respectivamente, nas Tabelas 7 e 8.

Tabela 7 - Atributos físicos dos solos sob canga na Pedra Rachada, QF, MG

HORIZONTES	PROFUNDIDADE DE (vide figura 40)	GRANULOMETRIA (%)				CLASSE TEXTURAL	RELAÇÃO SILTE/ARGILA	RELAÇÃO AG/AF
		ARGILA	SILTE	AREIA GROSSA	AREIA FINA			
S1 – CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplântico								
A1	0-5	14	19	36	31	Franco-arenosa	1,35	1,16
A2 _{topo}	6-25	16	11	34	39	Franco-arenosa	0,68	0,87
A2 _{base}	85	19	21	29	31	Franco-arenosa	1,10	0,93
Bi	55	19	16	33	32	Franco-arenosa	0,84	1,03
S2 – NEOSSOLO LITÓLICO Húmico petroplântico								
A	0-15	8	9	36	37	Areia franca	1,12	0,97

Tabela 8 - Atributos químicos dos solos sob canga na Pedra Rachada, QF, MG

Hor.	Prof.	pH H ₂ O	P	K	Ca	Mg	Al	H+Al	SB	CTct	CTCT	V	m	COT
			mg.dm ³		cmol _c /dm ³							%		dag/kg
S1 – CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplíntico														
A1	0-5	4,8	6,8	59	1,1	0,3	0,7	12,05	1,55	2,25	13,60	11	31	2,71
A2 _{topo}	6-25	4,8	3,6	42	0,3	0,1	0,7	11,39	0,51	1,21	11,90	4	58	2,23
A2 _{base}	85	5,1	3,6	23	0,4	0,1	0,4	11,88	0,56	0,96	12,44	5	42	2,0
Bi	55	5,0	23,6	23	0,1	0,0	0,3	9,24	0,16	0,46	9,40	2	65	1,52
S2 – NEOSSOLO LITÓLICO Húmico petroplíntico														
A	0-15	3,5	10,7	72	1,6	0,4	3,5	31,02	2,18	5,68	33,20	7	62	10,62

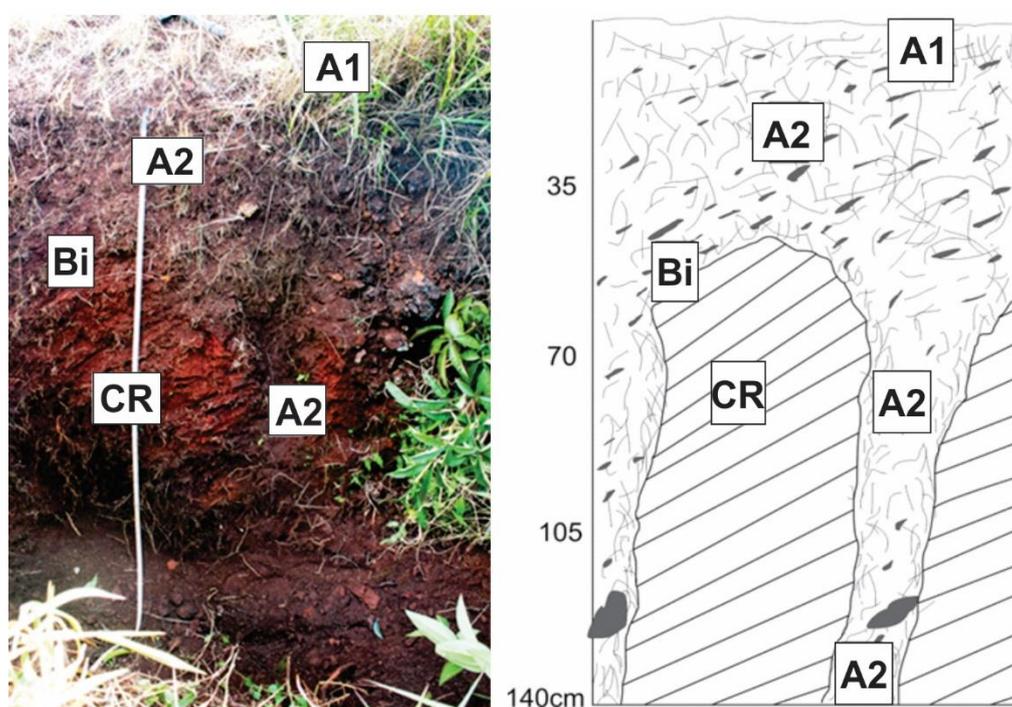
Ambos os perfis descritos são solos jovens, de forma que apenas no S1 apresenta a formação de um horizonte B incipiente, e ainda assim sem que o mesmo represente um nível contínuo, apresentando uma morfologia atípica com zonas de penetração da pedogênese em “reentrâncias”, e não coordenada pela topografia da superfície. Por esse motivo, S1 foi classificado como Cambissolo Háplico Tb Distrófico petroplíntico e S2 como Neossolo Litólico Húmico petroplíntico.

A textura variou de franco arenosa, em S1, a areia franca, em S2 (Tabela 5.1). Esse fato evidencia o quanto esses solos são jovens, mas também pode estar mascarando a existência de granulometrias inferiores a areias no sistema pedológico. Parte das amostras classificadas como areias possivelmente são agregados de argilas e siltes que não foram desagregados no processo de dispersão (pseudo-partículas), sobretudo por serem cimentados por ferro. Esse problema já foi enunciado por diversos estudos (CARVALHO FILHO et al., 2010; ALVES, 2015), e constitui um dos desafios no estudo e classificação de solos originados de materiais ferruginosos.

Um forte indício de que existem partículas inferiores às areias na área de estudo é comprovado pela presença de cupinzeiros em muitos locais, constituídos de material fino selecionado pela fauna endopedônica. Isso mostra que as granulometrias mais finas estão sendo remobilizadas pelos agentes bioturbadores, e esta, muitas vezes, se vê complexada por matéria orgânica, adquirindo uma cor mais escura. Outro ponto interessante é que todos os solos são pedregosos, com muitos fragmentos de rocha com tamanhos e formatos variados. Estão presentes fragmentos placoidais, em concordância com a influência do bandamento, mas também fragmentos subarredondados, principalmente próximo à superfície.

A morfologia de S1 não é caracterizada por uma justaposição vertical de camadas (Figura 40), tal como observado habitualmente, mas sim por línguas de penetração ao longo de fraturas (que podem ser do material ou provocada pelo crescimento de raízes), indicando uma transição irregular e descontínua entre os horizontes. A existência de dois blocos residuais de canga na porção basal do perfil confirma que a frente de alteração se faz de maneira irregular.

Figura 40 - Aspecto morfológico geral do Cambissolo Háplico, evidenciando a presença de horizontes com contatos irregulares - Pedra Rachada, QF, MG.



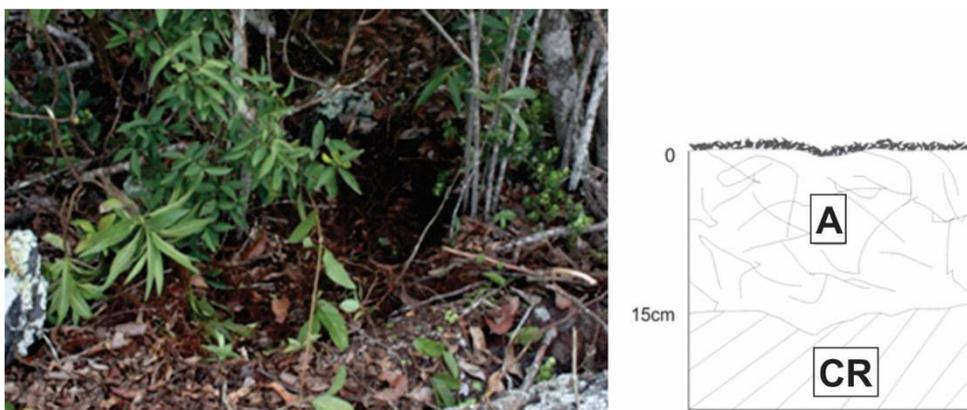
O horizonte A1 representa a camada mais superficial coletada entre 0-5cm de profundidade, marcada pela presença abundante de raízes finas (>3mm) e também pela influência da matéria orgânica. Abaixo deste se encontra o A2, com camada friável, constituída por um material fino de coloração brunada e também com influência da matéria orgânica. A presença de raízes finas também é observada, porém em menor quantidade e começam a parecer pequenos fragmentos em forma de placas ou lâminas. A2 também ocorre em maior profundidade, caracterizando as línguas de penetração e separando os blocos residuais de canga. O comportamento desste horizonte marca uma descontinuidade no perfil e sugere a penetração de raízes na couraça, promovendo sua degradação e posterior alteração química.

O horizonte Bi ocorre na porção superior do perfil, abaixo do A2, e marca a borda de contato entre a canga e o material mais friável. Devido ao considerável volume de placas desconectadas juntamente com a presença de raízes finas circundando todo o boulder, pode-se inferir que essa é uma zona de alteração ativa. Este horizonte é formado por material fino entremeado nas placas, mas já com sinais de estruturação pedológica, constituindo estrutura forte pequena granular. As placas estão alteradas e desorganizadas, diferente do que acontece com as placas residuais no interior da canga.

No solo S2 (Figura 41) também está localizado no topo, constituindo pequenos bolsões de solos em contato direto com o pavimento de canga. Este perfil possui

abundante presença de raízes com vegetação predominantemente arbustiva associada aos campos rupestres ferruginosos. Morfológicamente, é pouco espesso, com apenas quinze centímetros de profundidade, com contato lítico fragmentário, serapilheira abundante granulometria constituída basicamente por grãos de areia (quartzosa e ferruginosa na forma de pequenos nódulos hematíticos) e material fino quase exclusivamente orgânico. Por isso, a densidade (inferida) é baixa.

Figura 41 - Aspecto morfológico geral do perfil S2, evidenciando a presença de um horizonte organo-mineral sobre a canga - Pedra Rachada, QF, MG.



Quimicamente, ambos os solos são pobres em bases, com CTC efetiva e potencial baixas e valores de saturação $V < 50$, atribuindo-lhes um caráter distrófico. Essa pobreza química está diretamente relacionada ao material de origem, que concentra elementos como Fe e Al, alguma sílica, mas praticamente nenhuma base. Praticamente todos os horizontes possuem alta saturação por alumínio, sendo inferior a 50% apenas no horizonte A1 do S1.

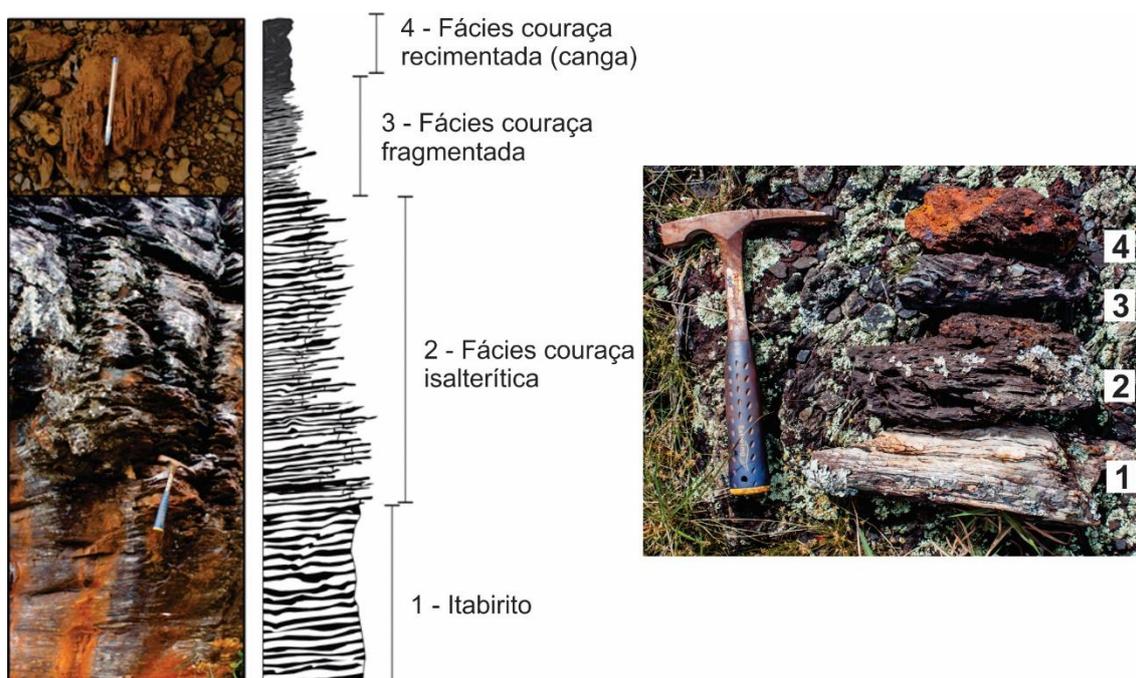
O solo S2 apresentou valores altos de carbono orgânico, 10,62 dag/kg, conferindo-lhe também a maior CTC potencial e efetiva dentre os perfis coletados, devido as cargas eletronegativas da matéria orgânica. Os perfis também apresentaram valores altos para P e K, sugerindo importante papel da ciclagem biogeoquímica de nutrientes pela matéria orgânica e, no caso do fósforo, enriquecimento residual na canga.

5.5 Discussão

A variação morfológica observada nas couraças ferruginosas da Pedra Rachada revela aspectos importantes sobre sua gênese. Em primeiro lugar, considerando os tipos encontrados, sua caracterização e associações, é possível reconhecer a presença de três fácies de alteração, todas sendo enquadradas como couraças. São elas: i) uma

fácies de couraça isalterítica; ii) uma fácies de couraça fragmentada e iii) uma fácies de couraça (re)cimentada, ou canga. A primeira fácies ocorre em contato com o itabirito e inclui as amostras F2 e F3, sendo a última interpretada já como uma fase transitória. A segunda fácies inclui as amostras F4, F5 e R1. A última, por sua vez, inclui as amostras F6, no contexto eluvial, e R2, R3 e R4 no contexto detrito-coluvial. Nestes termos, é possível reconhecer a existência de um perfil laterítico no front do *hog back*, que é discutido a seguir (Figura 42).

Figura 42 - Representação esquemática das fácies que compõem o perfil laterítico na Pedra Rachada, QF, MG.



O esvaziamento geoquímico ao qual o Itabirito foi submetido está, possivelmente, associado a climas mais úmidos que os atuais e ao forte controle estrutural existente na área, com mergulhos superiores a 40°. Esse esvaziamento está registrado na base do *front* da Pedra Rachada, preservando no sopé os afloramentos da rocha menos alterada. Muito provavelmente ela foi exposta quando da retração da escarpa pela erosão, o que levou também à queda de blocos e à formação de um campo de matacões (BRASILIENSE, 2016). Os blocos e afloramentos presentes apresentam uma distribuição equilibrada entre os bandamentos de sílica e ferro, com registros de muitas dobras e cisalhamentos que remetem a um contexto geológico mais antigo.

Conforme o aumento da altitude, as bandas silicosas vão desaparecendo; o que evidencia a dissolução preferencial da sílica e enriquecimento supergênico de ferro (EICHLER, 1967 apud ALKIMIM, 2014). Deste modo, o itabirito apresenta um aspecto

cavernoso, resultado da retirada das bandas ricas em sílica e preservação relictual das bandas ferruginosas. Esse nível representa uma alteração isovolumétrica e, por isso, foi considerado uma fácies isalterítica. Até mesmo onde o itabitiro encontra-se dobrado, as estruturas são mantidas, motivo pelo qual a alteromorfização parece coordenar a alteração supergênica.

Muitas questões relacionadas à dissolução preferencial da sílica podem ser colocadas. Em primeiro lugar, o quartzo é um mineral resistente e tido como um dos menos vulneráveis à alteração intempérica (GOLDISH, 1934). Nos itabiritos, contudo, ele representa o primeiro mineral a ser alterado. Isso porque, mesmo sendo resistente, sua dissolução não é impossível e está relacionada a um conjunto de condições particulares. Dentre elas está a passagem de soluções de alteração extremamente alcalinas ou extremamente ácidas, capazes de desestabilizar a sílica.

Outro fator advogado na literatura para explicar a dissolução da sílica e sua lixiviação é a permanência de condições de drenagem eficiente. Nesta visão, a sílica seria constantemente removida, desde que mantidas as condições de percolação continua. Esse parece ser um fator importante para explicar como as bandas quartzosas são pioneiramente alteradas nos itabiritos. Isto é, dado o controle estrutural e os mergulhos profundos apresentados, é de se esperar que a passagem de soluções de alteração seja continua nestas rochas, removendo constantemente a sílica, ao passo que a permanência de oxigênio livre garante que as condições oxidantes mantenham o ferro. Além disso, a abertura da porosidade nas bandas quartzosas deve ser mais fácil que nas bandas ferruginosas, garantindo que essas sejam inicialmente as zonas preferenciais de circulação da água. Isso porque, conforme observado, as bandas quartzosas também apresentam minerais ferruginosos que, ao serem alterados, liberam prótons capazes de promover a ferrolise. Tida como um processo pedogenético, a ferrolise se caracteriza por criar condições físico-químicas mais ácidas, capazes de desestabilizar argilas silicatadas, por exemplo. Uma vez atuando sobre o quartzo, ela pode contribuir para a dissolução das bordas dos grãos, abrindo o espaço de contato entre os mesmos e permitindo a passagem das soluções de alteração. Essa circulação das soluções vai se ampliando na medida em que ocorre a dissolução da sílica, até que a circulação ocorra em velocidade suficiente para também provocar sua remoção física. A presença de quartzo ruiforme nos itabiritos e fácies isalterítica e a presença de aglomerados de grãos de quartzo entre as placas, como se estivessem sendo fisicamente movimentados, corroboram com este fato.

A partir do terço médio da vertente, próximo do topo, as bandas ferruginosas passam a ser fragmentadas, desorganizadas, degradadas quimicamente e recimentadas. A matriz cimentante, também ferruginosa, porém mais goethítica, ocupa

os vazios deixados pela saída da sílica. A estrutura do bandamento não é mais percebida, ainda que as placas evidenciem claramente relação genética com elas. Esse conjunto morfológico compõe a fácies couraça fragmentada, já reconhecida por Dorr (1964) como canga estruturada. A fácies fragmentada é característica de diversos perfis lateríticos (NAHON, 1991; TARDY & ROQUIN, 1992).

O aspecto globular da matriz cimentante rompe com a forma placoidal das bandas itabiríticas, fazendo com que, no final deste processo, as bandas de ferro originais do itabirito sejam transformadas em uma matriz endurecida de ferro com formas arredondas e suaves. Alguma placa ainda persiste, mas sempre de menor tamanho e mais degradada. Essa fácies é enriquecida em poros arredondados ameboidais, bem como feições de preenchimento e revestimento, demonstrando que os processos de dissolução e reprecipitação dos óxidos e hidróxidos de ferro é dinâmico e vem se processando *in situ* a partir da fácies subjacente. Por assim dizer, o arredondamento é mais geoquímico que físico, e o material encontrado no topo da Pedra Rachada pode ser considerado uma canga ferruginosa.

Diferentemente do perfil laterítico ideal discutido pela literatura (NAHON, 1991; TARDY, 1997), a couraça formada na Pedra Rachada não possui as facies friável do horizonte mosqueado. O perfil identificado também se diferencia daquele encontrado em outras áreas do QF, em que sobre o itabirito ocorrem em níveis muito espessos (às vezes, com mais de 400 m) de um saprolito friável, enriquecido relativamente (SAMANA, 1989; SPIER et al., 2006; MONTEIRO et al., 2014). No primeiro caso, tal fato pode ser entendido pela própria natureza geoquímica do Itabirito, que gera como produto de sua degradação um material já empobrecido em sílica e alumínio e ao mesmo tempo muito rico em ferro. Deste modo, não há a existência de uma matriz caulínica coexistindo com uma matriz oxídica no mesmo perfil. A translocação e concentração do ferro para a formação de pequenos nódulos ou concreções é rapidamente favorecida pela grande disponibilidade deste elemento em todo o perfil de alteração. No caso estudado, ao invés de nódulos, a influencia do bandamento formou placas.

No segundo caso, a passagem do itabirito diretamente para um material já endurecido e sem sílica pode estar estreitamente relacionada às condições estruturais, em que o mergulho das rochas, mais intenso em áreas como a Pedra Rachada, pode ter gerado condições de dessilicificação mais fortes e mais rápidas que em outros setores. Tais condições favorecem a ocorrência do processo de ultraferralização (PEDRO, 1964). Além disso, o pacote de itabirito na área parece ser menos espesso que outras áreas do QF, o que pode ter uma relação direta com a maneira como esse responde à alteração.

Ainda que distinto na maneira como se inicia, o processo de transformação das couraças caminha igualmente para a formação das cangas, que, da mesma maneira que em outras áreas do QF, exerce forte controle estrutural da topografia e se comporta como um material resistente à erosão. O topo da Pedra Rachada é plano, e não evidencia o controle do mergulho das rochas. Esse ocorre quando da exposição das couraças subjacentes, desenhando a morfologia do tipo *hog back*.

Essa canga, entretanto, não é inerte e responde à intervenção do ambiente. Os solos observados, ainda que incipientes, refletem a influência da atividade biológica na sua degradação, sobretudo da vegetação. Zonas de penetração de raízes, morfologia irregular marcada pela pedogênese preferencial ao longo de zonas de fraqueza e acúmulo de matéria orgânica marcam os solos formados a partir da canga. O caráter petroplíntico destes solos é uma herança litológica, diferenciando-se geneticamente do caráter petroplíntico das couraças formadas em ambientes com acumulação absoluta e oscilação do lençol freático. O perfil de solo complementa o perfil laterítico da Pedra Rachada.

Por fim, há que ser ressaltado a influência geomorfológica na gênese das couraças na Pedra Rachada. O perfil laterítico foi reconhecido apenas no front, concordando com os condicionantes estruturais. Por seu turno, o reverso apresentou um conjunto de variações morfológicas que caracterizam a presença de uma fácies: couraças fragmentadas com origem detrito-coluvial, também passíveis de serem reportadas como cangas. Os resultados demonstraram que o controle do relevo tem respondido pela movimentação do material de montante, acumulado-se ao longo da vertente na forma de depósitos de talus e sendo recimentado.

5.6 Conclusões

Foram reconhecidas diferentes variações morfológicas de couraças ferruginosas no *front* e reverso que formam o *hog back* da Pedra Rachada. No *front* essas couraças estão associadas diretamente à atuação dos itabiritos e possuem uma relação genética entre si. São elas: couraça placoidal estruturada; couraça placoidal estruturada com zonas de placas em fragmentação; couraça fragmentada com placas desorganizadas e canga. Sobre a canga, formam-se solos descontínuos a partir da sua degradação física e química, motivada pela atuação da vegetação. Os solos são rasos e pouco evoluídos, mas bastante pobres quimicamente devido a natureza do material de origem.

A associação das distintas morfologias identificadas no *front* permite reconhecer um perfil laterítico formado pelas fácies: couraça isalterítica, couraça fragmentada e canga. Esse perfil é distinto de alguns perfis de alteração descritos no QF, mas apresenta o mesmo conjunto de processos, como dessilicificação intensa, pseudomorfozes iniciais,

dissolução e recimentação do ferro e perda das estruturas e formação de um material fortemente resistente à erosão na porção superior.

No reverso da Pedra Rachada, por sua vez, estão presentes apenas couraças fragmentadas com placas desorganizadas, revelando o papel da erosão, deposição e recimentação nesta unidade da paisagem. No conjunto, tanto a organização lito-estrutural atuou na formação das couraças, influenciando na maneira como a água circula no sistema, quando na disposição do relevo, também condicionada estruturalmente, facilitando a erosão e deposição em determinados setores e geração de novas tipologias de cangas.

CAPÍTULO 6 – INDICADORES MICROMORFOLÓGICOS E MICROQUÍMICOS DA GÊNESE DE AGREGADOS GRANULARES EM SOLOS PERFÉRICOS

RESUMO

O ferro, exerce a função de agente cimentador de partículas sólidas de solos anteriormente dispersas, conferindo aos agregados maior estabilidade e resistência frente aos processos de dispersão. As hipóteses para a gênese dos microagregados, isto é, agregados granulares com diâmetro entre 100–1000 μm , são discutidas em duas frentes, uma relacionada ao processo pedoevolutivo em climas tropicais e outra alistada ao papel de micro-organismos na agregação a partir de seus processos metabólicos. O objetivo deste estudo foi analisar, a partir da micromorfologia e ultramicroscopia de Solos, como se dá a formação e evolução de microagregados em solos com caráter perférico. O estudo foi realizado em amostras indeformadas coletadas em perfis de solos perféricos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 > 360 \text{ g kg}^{-1}$) ordenados segundo uma topossequência na Serra da Moeda, dentro da região do Quadrilátero Ferrífero no estado de Minas Gerais. Os resultados demonstraram que a couraça ferruginosa aparece como constituinte grosso do fundo marcial, sendo abordadas como fragmentos litorreliquiais. A análise química pontual revelou um comportamento decrescente nos teores de ferro do centro do nódulo em direção a seu córtex, já o alumínio apresentou um comportamento contrário. Tais resultados permitem compor um quadro microquímico em que morfologicamente as couraças apresentam um núcleo interior ferruginoso e um córtex de alteração ferro-aluminoso. A partir das descrições morfológicas, os nódulos observados nos Cambissolos e Latossolo, pôde-se notar que a maneira como estão dispostos, a presença de córtex de alteração, o alto grau de fragmentação e a relação com a matriz do entorno indicam que tais feições são litorreliquiais e, por isso, devem ser interpretadas como residuais de fragmentos maiores. Os resultados analíticos demonstraram que a alteração dos micronódulos gera uma matriz argilosa de composição ferro-aluminosa. Mineralogicamente, essa composição reflete a presença da goethita, com forte substituição do Al na estrutura octaedral, motivo pelo qual é classificada como goethita aluminosa. A gênese de microagregados em solos perféricos parece testemunhar uma trajetória mais complexa que em outros solos com essa estrutura. Isso fica evidenciado pela existência de distintas organizações passíveis de serem incorporadas nesta categoria e pelo fato de que estes solos se diferenciam dos demais pela composição eminentemente ferruginosa.

Palavras-chave. Microagregados; Solos perféricos; Micromorfologia; Ultramicroscopia.

6.1 Introdução

O arranjo dos constituintes minerais e orgânicos do solo em agregados fornece importantes informações sobre sua evolução, ao mesmo tempo em que influencia em diversos outros atributos, como maior eficiência na drenagem (SOLLINS; RADULOVICH, 1987; ABID; LAL, 2008), proteção da matéria orgânica frente à oxidação e iluviação (HENDRICKS, et al, 1993; BLANCO-CANQUI; LAL, 2004), facilitação de cultivos agrícolas (TISDALL; OADES, 1982; KONG, et al, 2004; ALMEIDA, et al, 2014) e ganho de resistência aos processos erosivos (YODER, 1936; BISSONNAIS, 1996; BARTHÈS; ROOSE, 2002).

O ferro, conjuntamente com a matéria orgânica, exerce um papel de agente agregador destes constituintes (SALEH; JONES, 1984; HARRIS, et al, 1996; FERREIRA, et al, 1999; LAL; SHUKLA, 2004). Os óxidos de ferro exercem uma interação muito dependente do pH do solo, mas com o revestimento dos minerais argilosos, a associação se torna estável mesmo em pH mais elevados, atenuando efeitos relacionados, por exemplo, à hidratação dos argilominerais e sua consequente expansão (GOLDBERG, 1989).

A eficiência dos óxidos de ferro na microagregação dos solos, isto é, formação de agregados granulares com diâmetro entre 100–1000 μm (SCHAEFER, 2001; COOPER et al., 2005), é coordenada pelo modo como ocorre a formação dos minerais e seu respectivo grau de cristalinidade (MUGGLER et al,1998). A hematita e goethita possuem a capacidade de formar microagregados estáveis com um grande leque de minerais a partir de suas cargas de superfície (PINHEIRO-DICK; SCHWERTMANN, 1996).

A gênese destes microagregados é discutida por duas hipóteses principais. A primeira propõe um ambiente de intensa lixiviação geoquímica, comum a ambientes tropicais, onde as bases solúveis são removidas e a formação de caulinita e óxidos de ferro é privilegiada. Essa assembleia mineral reuniria as condições físico-químicas necessárias para promover a agregação (BEAUDOU, 1972; PÉDRO et al., 1976; CHAUVEL et al., 1978; CHAUVEL; PÉDRO, 1978; BUOL; ESWARAN, 1978; ESWARAN; CHAUVEL et al., 1983; SANTOS et al., 1989; BITOM; VOLKOFF, 1991; BALBINO, et al, 2002). A segunda hipótese se relaciona com o papel da fauna do solo, sobretudo a ação das térmitas na cimentação de partículas granulometricamente selecionadas e também na organização microestrutural dos constituintes uniformemente arranjados (VERHEYE; STOOPS, 1975; GARNIER-SILLAN et al., 1985; ESCHENBRENNER, 1986; TRAPNELL; WEBSTER, 1986; KOOYMAN; ONK, 1987; STOOPS, 1991; JUNGIERIUS et al., 1999; SCHAEFER, 2001).

Nos solos brasileiros a combinação destas hipóteses constrói uma arquitetura bastante estável às condições de intensa lixiviação e favorece a constituição de profundos horizontes homogêneos e microagregados (NUNES et al., 2000; SCHAEFER et al., 2004; REATTO et al., 2009). Em ambientes com abundância de ferro necessária à caracterização do caráter perférrico a presença dos microagregados sempre foi destacada, especialmente nos Latossolos Perférricos (SCHAEFER et al., 2001; 2004). Até o momento, entretanto, nenhum estudo exclusivo sobre os microagregados nestes solos havia sido conduzido, especialmente em se tratando do uso de ferramentas microscópicas. Assim, o objetivo deste estudo foi analisar, a partir da micromorfologia e ultramicroscopia de Solos, como se dá a formação e evolução de microagregados em

solos com caráter perférrico, ampliando o estado da arte do conhecimento sobre essas microestruturas e contribuindo para o avanço da Pedologia em ambientes tropicais.

6.2 Procedimentos metodológicos

6.2.1 Área de estudo

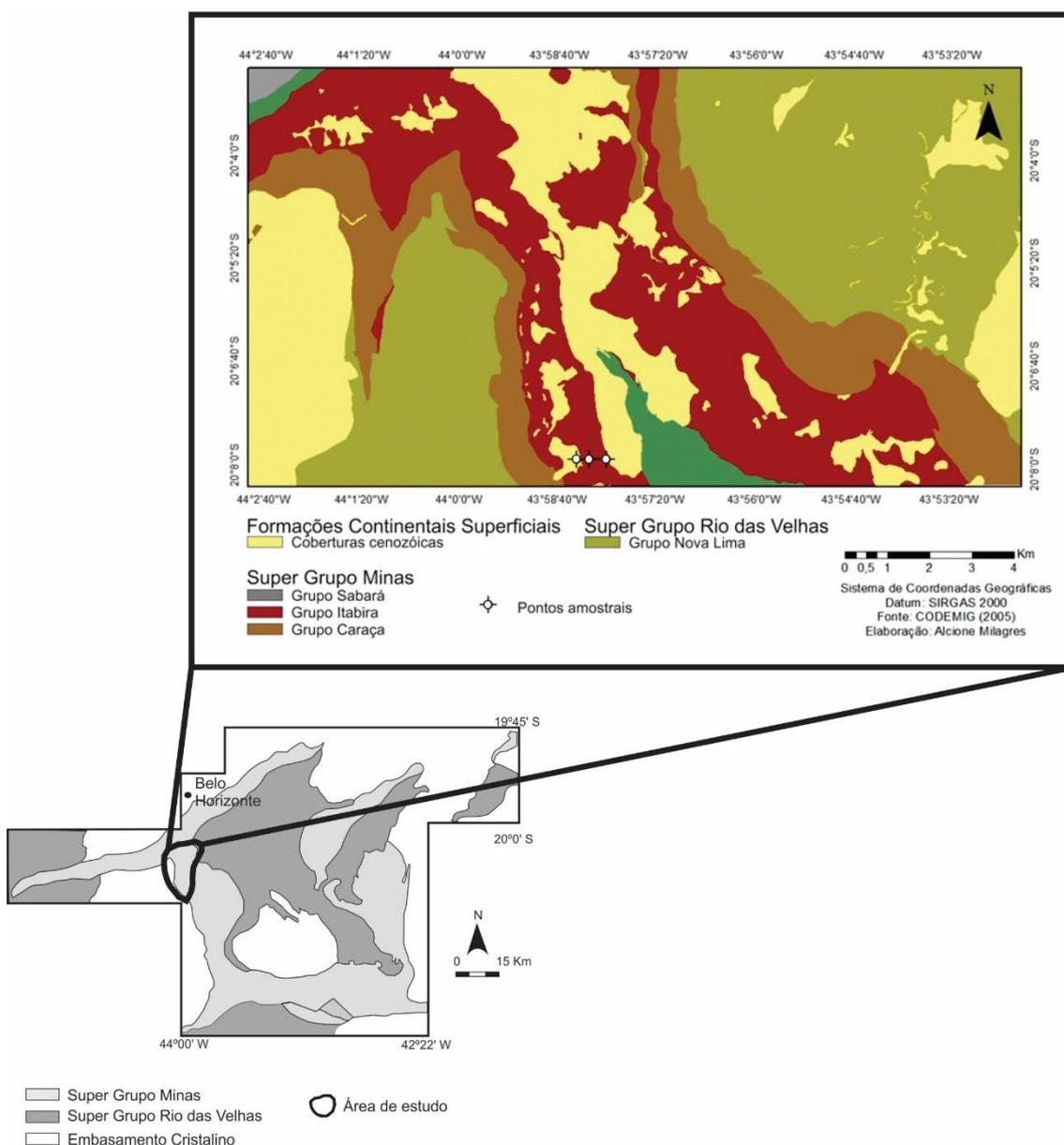
Para este estudo foram selecionados solos com caráter perférrico ao longo de uma topossequência localizada na Serra da Moeda, Quadrilátero Ferrífero (QF), MG, uma área no Brasil reconhecida pela presença dos solos perférricos mais típicos e que foi, inclusive, responsável pela proposição deste caráter no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013).

A Serra da Moeda está localizada na porção oeste do QF (Figura 43) e representa um dos flancos de uma sinclinal regional que envolve todas as unidades metassedimentares do Super Grupo Minas (DORR, 1964). Os topos são sustentados pelos itabiritos da Formação Cauê ou pelos quartzitos da Formação Moeda, atingindo altitudes entre 1500 a 1600 m. É comum a presença de cangas associadas a estes itabiritos, constituindo um material de origem poligenética resistente à erosão e, por isso, responsável pela inversão do relevo local, considerando que a sinclinal encontra-se alçada (KING, 1956; TRICARD, 1961; BARBOSA; RODRIGUES, 1965; DORR, 1969).

As vertentes da Serra voltadas para oeste apresentam, em geral, um mergulho moderado, de 35° a 50°, enquanto as vertentes voltadas para leste e nordeste são marcadas por mergulhos maiores (OLIVEIRA, 2013). Nestas vertentes é comum encontrar cangas detrítico-coluviais recobrimdo alguns níveis da topografia, o que resulta em uma morfologia mais aplainada, e sobre as quais ocorrem a maior parte dos solos perférricos.

Os solos que se desenvolvem nas vertentes voltadas para o interior da sinclinal, apresentam grande pedregosidade, e uma coloração vermelho escura muito intensa, herança direta da degradação dos itabiritos e couraças ferruginosas. Já os solos que ocorrem nas vertentes voltadas para o exterior da sinclinal, por influência dos quartzitos, apresentam coloração mais clara e uma profundidade menor que seus correspondentes do interior (CARVALHO FILHO, 2011).

Figura 43 - Localização da área de estudo, Serra da Moeda, QF, MG, suas unidades geológicas e pontos amostrais

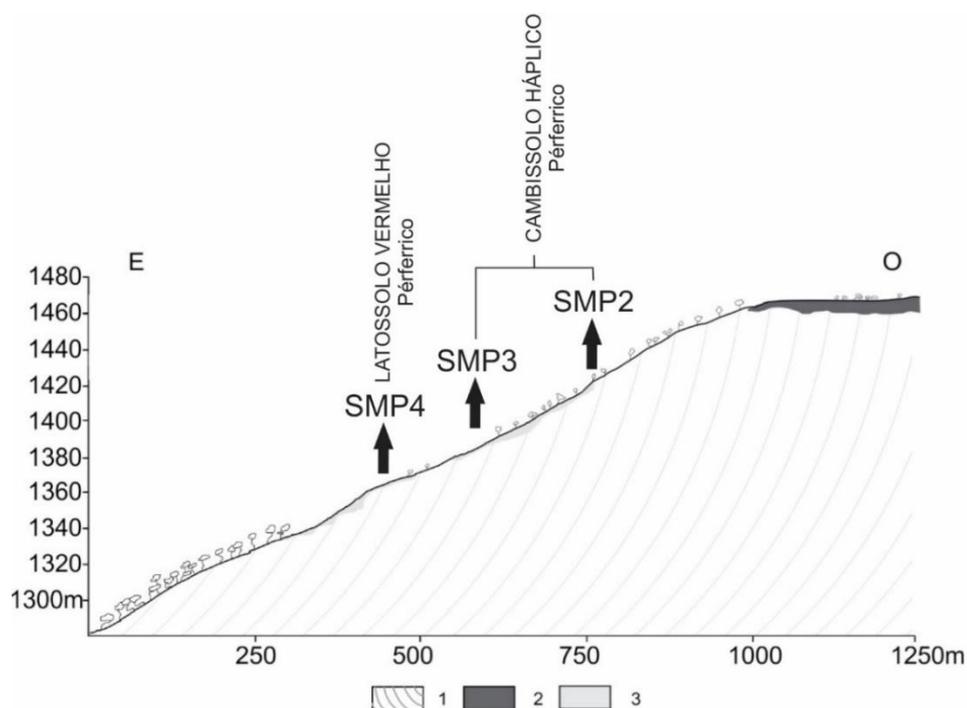


Sobre a vegetação na Serra, nos topos sobre as cangas ou quartzitos ocorrem formações herbácea-arbustivas dos campos rupestres ferruginosos ou *stricto sensu*, altamente adaptados aos solos oligotróficos e com grande número de espécies endêmicas (VIANA; LOMBARDI, 2007). Sobre os solos derivados de outros materiais, predomina o cerrado (campo sujo), com variações na densidade de vegetação de acordo com o micro relevo e os fluxos super e subperficiais de água (JACOBI, CARMO, 2012). No sopé das vertentes, onde há maior influência das rochas do Grupo Nova Lima, os perfis de solo possuem, em geral, maiores condições de sustentarem vegetações de grande porte, propiciando assim a colonização desta parte da paisagem por uma vegetação arbórea (Figura 4.9) (LAMOUNIER, et al, 2010).

6.2.2 Amostragem e análises

Foram utilizados neste estudo os horizontes B de três perfis dispostos ao longo de uma topossequência, da meia-alta-vertente para a base, conforme a Figura 44. Nos perfis SMP2 e SMP3 os estudos foram realizados no horizonte Bi (incipiente), respectivamente com 22 e 12 cm de espessura, cor avermelhada escura entre 2,5YR 3/3 e 10 R 3/3. No perfil SMP4 foi estudado o horizonte Bw, com 100 cm de espessura e cor 10R 4/8 a 4/6. A escolha pelo horizonte B se deve ao fato de ser ele o horizonte de máxima expressão da pedogênese e que norteia, inclusive, a definição da maioria das classes de solos. Adicionalmente, o horizonte A de SMP4 também foi descrito, objetivando compreender a relação da matéria orgânica com os microagregados.

Figura 44 – Topossequência representativa com os respectivos perfis de solos com caráter perférrico estudados



1- Itabirito; 2- Canga formada a partir da alteração da rocha sotoposta; 3 – Canga formada a partir de material detrito-coluvial recimentado

O estudo foi realizado em amostras indeformadas coletadas com caixa de Kubiena. As amostras foram impregnadas a vácuo com resina de poliéster (FILIZOLA e GOMES, 2004), a partir dos quais foram confeccionadas lâminas delgadas e polidas na dimensão de 1,8 x 30 x 40 mm. A caracterização micromorfológica foi realizada em microscópio trinocular da marca Zeiss, Axiophot com luz transmitida e refletida. Foi utilizada a terminologia de Stoops (2003) e Stoops et al. (2010) para a caracterização das microestruturas.

A microquímica foi realizada em seções previamente descritas em microscópio petrográfico. Foi utilizada a Microsonda Eletrônica com sensor WDS. Lâminas metalizadas com carbono foram observadas num equipamento JEOL, JXA8230 – Superprobe, do Laboratório de Microanálises do Departamento de Geologia da UFOP. As leituras foram com aceleração de 15 Kv e corrente de 20 nA. Foram produzidos mapas microquímicos e análises pontuais. Foram utilizados os padrões Ian Steele e considerados os elementos Fe, Al, Si, Na, K, Ca, Ti e Mg. Os teores foram reportados em óxidos (%).

Para a análise morfométrica foi utilizado o software livre Jmicrovision© 1.2.7 para mensurar e quantificar determinadas propriedades que descrevem a geometria das partículas: área, perímetro, comprimento e largura. A partir dessas medidas, utilizou-se o índice de Cox (1927) para avaliar o grau de arredondamento de 100 agregados em SMP2 e 150 em SMP3 e 4. Os resultados foram tabulados e a estatística descritiva e o gráfico boxplot foram gerados pelo software Minitab® 18.1. A porosidade foi estimada a partir da mensuração da porcentagem da área ocupada por poros visíveis (macroporosidade) de uma dada seção. A porcentagem foi alcançada a partir da extração de objetos, utilizando a ferramenta Magic Wand do software Jmicrovision.

6.3 Resultados

6.3.1 Micromorfologia

A síntese da caracterização micromorfológica é apresentada na Tabela 9.

O horizonte Bi é semelhante nos Cambissolos (Figura 45), com microestrutura granular arredondada predominante. A distinção entre se faz pela presença de blocos subangulares apenas em SMP2. Tais blocos, quando observados em luz refletida e em imagens de elétrons retroespalhados, evidenciam a presença de poros planares entre si e internamente, conectados ou não, indicando sua fragmentação. O fundo matricial é constituído pela mesma micromassa e minerais grossos, tanto nos blocos quanto agregados granulares, quais sejam, respectivamente, uma matriz de cor vermelho muito escura em luz transmitida (nicóis paralelos) de composição ferruginosa, e grãos de quartzo subarredondados, minerais opacos e fragmentos de couraça ferruginosa. Nos grânulos a micromassa é mais abundante que os constituintes grossos (relação cf2 μ 1/3).

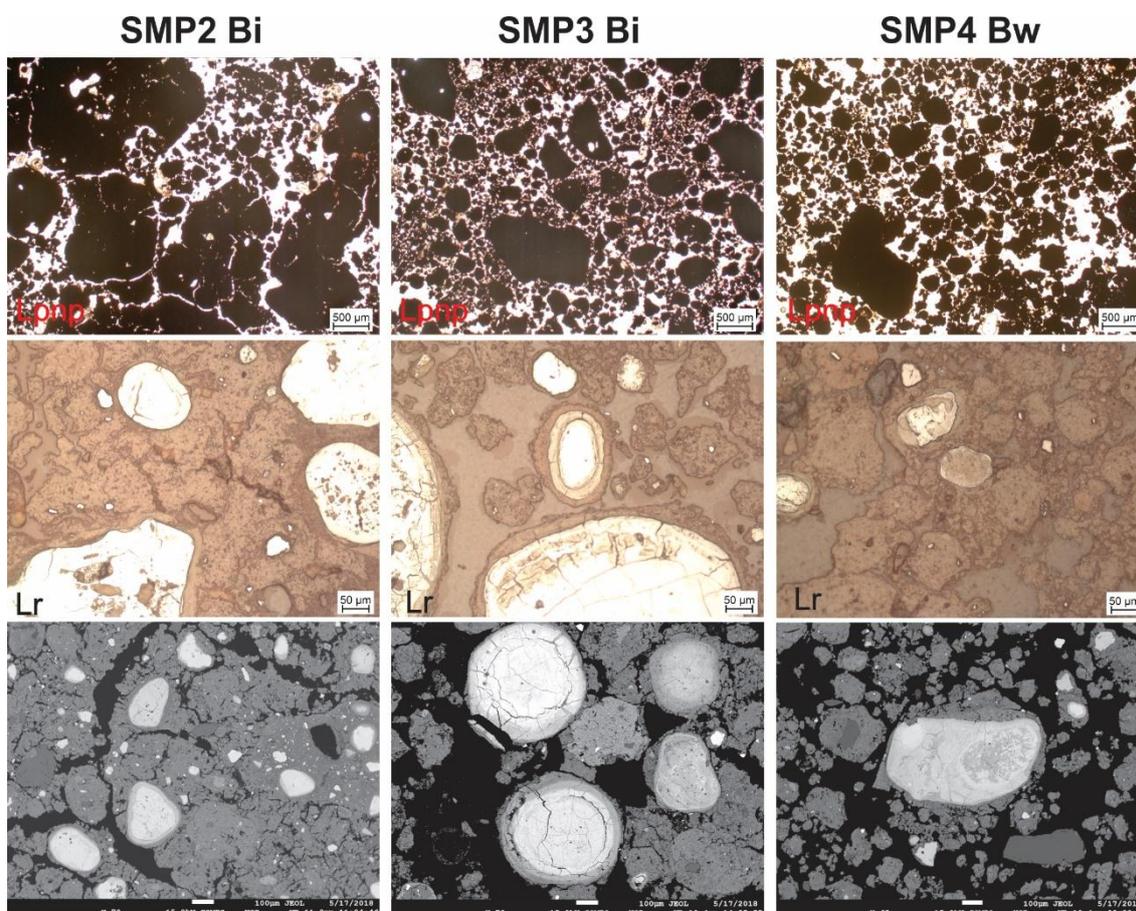
A couraça ferruginosa aparece como constituinte grosso do fundo matricial. Por estar relacionada ao material de origem dos solos, pode ser bordada como fragmentos litorreliquiais. Sob luz refletida, ela apresenta forte brilho (Figura 45 – segunda linha),

indicando a presença da hematita na sua composição, ao passo que a micromassa nas suas bordas e também no interior dos agregados granulares apresenta uma cor mais amarelo-acinzentada, típica do comportamento da goethita em luz refletida.

Tabela 9 - Constituintes e arranjos micromorfológicos dos horizontes B dos perfis estudados (SMP2, 3 e 4) e horizonte A de SMP4

Solo	Horizonte	Microestrutura, pedalidade e porosidade	Fundo Matricial			Constituintes Orgânicos	Feições Pedológicas
			Material Grosso	Micromassa	c/f _{2μm} distribuição relativa		
SMP2	Bi	Bloco subangular pequena moderadamente separada e granular pequena a média bem a moderadamente separada. Poros de empacotamento composto e planares	Quartzo subangular a angular, areia fina, fragmentos de couraça ferruginosa, arredondados a subangulares, areia fina a grossa e minerais opacos	Vermelho escuro a vermelho-muito escuro, trama indiferenciada.	Enaulica no plano da lâmina e porfirica no interior dos agregados	Traços de raiz e pouca matéria orgânica humificada	Nódulos
SMP3	Bi	Granular pequena a média bem separada, arredondada. Poros de empacotamento composto	Quartzo subangular, areia fina, e fragmentos de couraça ferruginosa, arredondados, areia fina a média e minerais opacos	Vermelho escuro a vermelho-muito escuro, trama indiferenciada.	Enaulica no plano da lâmina e porfirica no interior dos agregados	Traços de raiz e pouca matéria orgânica humificada	Nódulos
SMP4	A	Bloco subangular moderadamente separada que se desfaz em granular pequena a média moderadamente separada. Poros de empacotamento composto, câmaras e canais	Quartzo subangular a angular, areia fina a média, fragmentos de couraça ferruginosa, arredondados, areia fina a grossa, minerais opacos e carvão	Preto a vermelho-muito escuro, trama indiferenciada.	Enaulica no plano da lâmina e porfirica no interior dos agregados	Raiz, fibras vegetais, nódulos orgânicos e matéria orgânica humificada	Preenchimento solto completo e excrementos na forma de pelotas fecais
	Bw	Granular pequena a média bem separada, arredondada. Poros de empacotamento composto.	Quartzo subangular, areia fina, e fragmentos de couraça ferruginosa, arredondados, areia fina a média e minerais opacos	Vermelho escuro a vermelho-muito escuro, trama indiferenciada.	Enaulica no plano da lâmina e porfirica no interior dos agregados	Traços de raiz e pouca matéria orgânica humificada	Nódulos

Figura 45 - Fotomicrografias em luz transmitida, nicóis paralelos (Lpnp), luz refletida (Lr) e imagens de elétrons retroespalhados dos horizontes B dos perfis estudados (SMP2, 3 e 4).

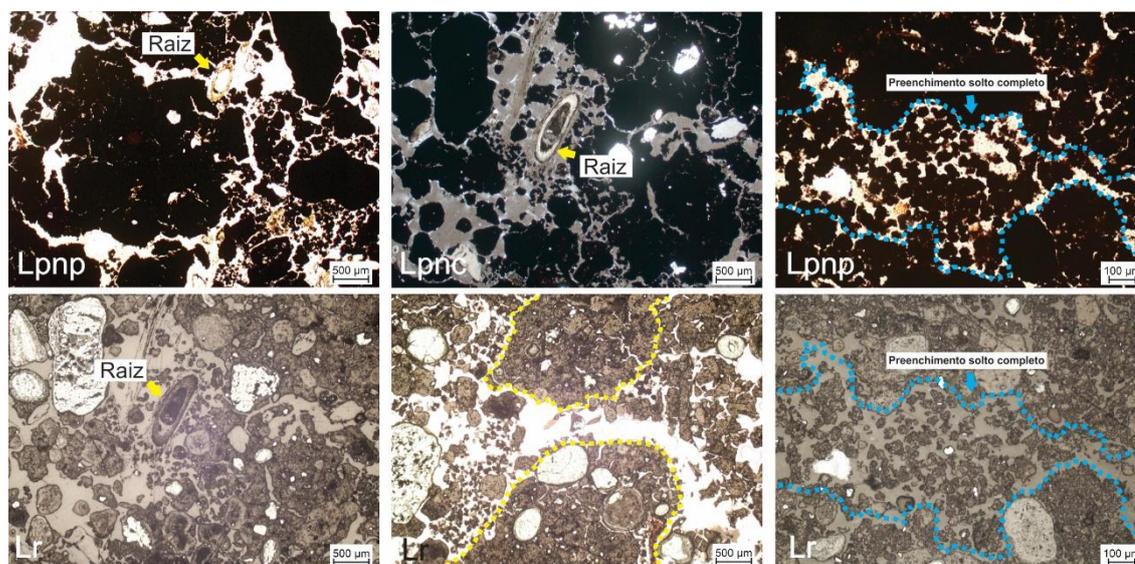


Comparativamente, os fragmentos de couraça são mais abundantes e maiores em SMP2 do que em SMP3. Eles ocorrem tanto imersos na micromassa (trama porfírica), como indissociados dela, compondo uma distribuição relativa enaulica no plano da lâmina. Essa trama é mais evidente em SMP3 que em SMP2. Nos dois casos, os fragmentos de couraça arredondados possuem um córtex de alteração, indicado pela cor cinza claro nas imagens de elétrons retroespalhados (Figura 45).

O horizonte Bw (perfil SMP4) apresenta microestrutura granular, com fundo matricial composto pelos mesmos constituintes dos horizontes Bi (Figura 45). Destaca-se pela presença menos comum de fragmentos de couraça entre os agregados granulares, bem como por um córtex de alteração mais espesso nestes. Esses fragmentos são mais comuns no interior dos agregados granulares, sendo, por consequência, de menor tamanho (areia fina principalmente) e formato mais irregular, com bordas digitadas e aspecto ruiforme. A microestrutura granular é mais aberta que nos horizontes dos perfis SMP2 e 3, motivo pelo qual uma trama enaulica bem desenvolvida pode ser observada no plano da lâmina. Em maiores aumentos, a presença dos constituintes grossos imersos na micromassa no interior dos grânulos caracterizam uma distribuição relativa interna do tipo porfírica.

Também no perfil SMP4, foi descrita a micromorfologia do horizonte A (Figura 46). A caracterização micromorfológica revela um horizonte de natureza organo-mineral, em que os constituintes minerais já descritos (Tabela 9) se misturam a materiais orgânicos vivos ou em decomposição. A microestrutura ocorre na forma de blocos subarredondados, constituídos internamente pelos agregados granulares descritos. Esses blocos estão presentes sempre na zona de atuação de raízes e podem, por esse motivo, serem interpretados como a coalescência de grânulos associada à pressão mecânica exercida pelo crescimento dessas. Diferente dos blocos descritos em SMP2, eles não apresentam poros planares em distintos estágios de evolução, que sugerem a fragmentação de um nível estrutura hierárquico anterior. Os fragmentos de couraça também estão presentes, arredondados e pequenos como no horizonte Bw. Como feições pedológicas, além dos nódulos orgânicos, ocorrem canais preenchidos por excrementos e agregados muito pequenos, associados à atividade bioturbadora da fauna endopedônica.

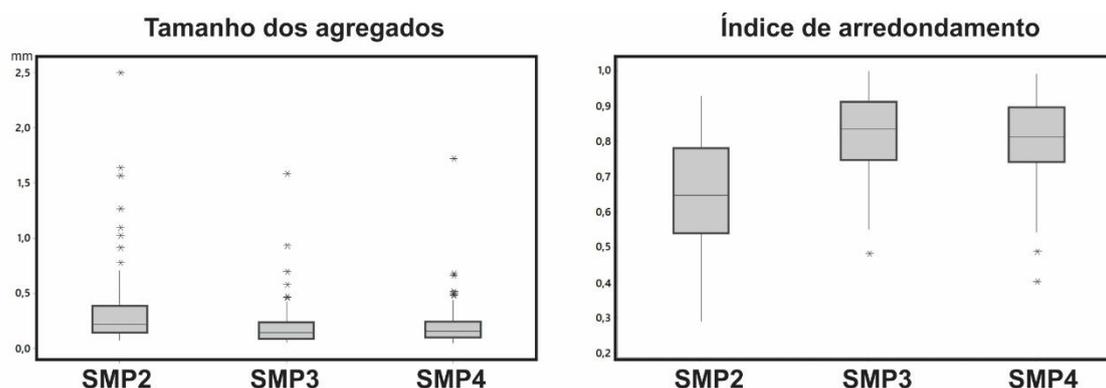
Figura 46 - Fotomicrografias em luz transmitida, nicóis paralelos (Lpnp), nicóis cruzados (Lpnc) e em luz refletida (Lr) do horizonte A do perfil SMP4.



Considerando a análise micromorfométrica da seção delgada, a relação de cobertura entre agregados e poros, em porcentagem, foi respectivamente de 83 e 17 % para SMP2, 80 e 20 % para SMP3 e 75 e 25 % para SMP4. Os resultados indicam aumento da porosidade no Latossolo em relação aos Cambissolos. O tamanho dos agregados decresce neste mesmo sentido, SMP2 > SMP3 > SMP4 (Figura 47), com pedos menores que 200 µm ocorrendo, principalmente, no Latossolo. Além disso, os *outliers* apresentados no *bloxplot* sugerem a presença dos fragmentos de couraça descritos no material grosso do fundo matricial. A variação de tamanho é maior nos

Cambissolos, principalmente no perfil SMP2. Os maiores tamanhos são acompanhados pelos menores valores do índice de arredondamento (Figura 47), considerando que o horizonte Bi de SMP3 e Bw de SMP4 foram os que apresentaram agregados mais arredondados.

Figura 47 - Boxplots da variação do tamanho dos agregados (mm) e do índice de arredondamento dos agregados considerando o universo amostral de 100 agregados para o perfil SMP2 e 150 agregados para os perfis SMP3 e SMP4.

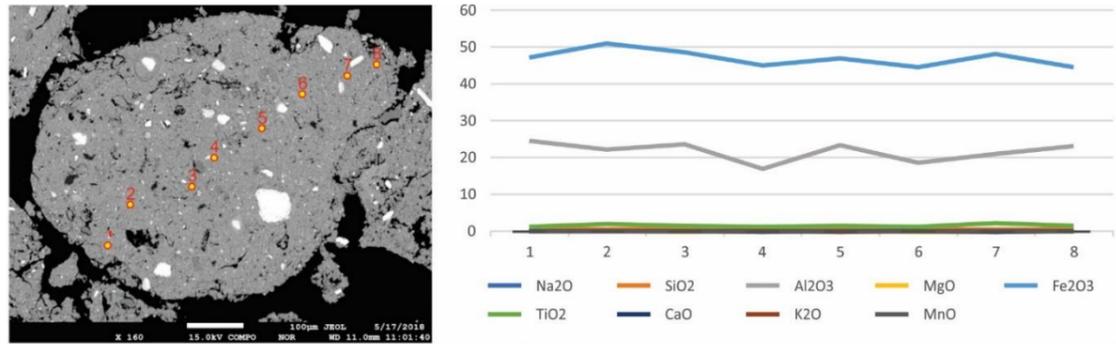


6.3.2 Microquímica

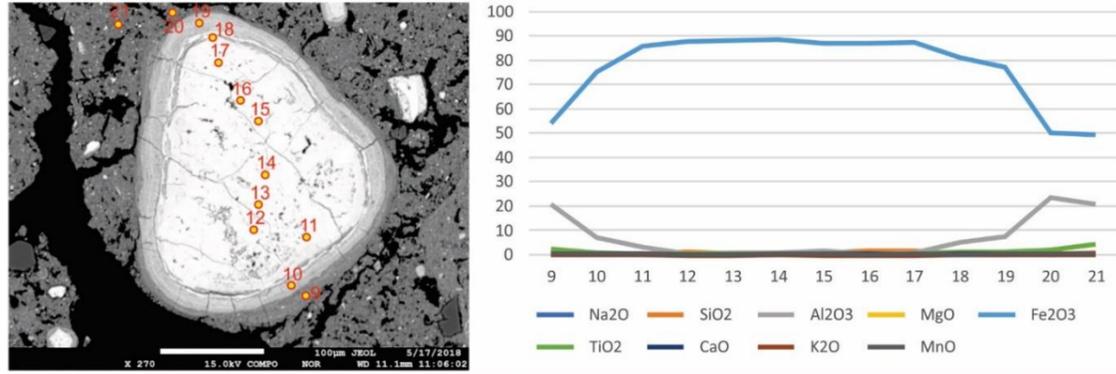
A composição química dos constituintes revela a natureza ferruginosa do material, corroborando com o caráter perférrico destes solos. Considerando as distintas feições descritas em microscópio petrográfico, são apresentados mapas microquímicos destacando a composição dos fragmentos arredondados de couraça e de agregados granulares (Figura 6.6). Esses mapas revelam que, independente do horizonte, os fragmentos são eminentemente ferruginosos, ao passo que os agregados granulares são ferro-aluminosos. O Si ocorre na forma de pontuações discretas, representativas de grãos de quartzo imersos na matriz (areia fina) ou isolados (areia média a grossa). O Ti também ocorre na forma discreta, em pontuações que podem representar Ti-minerais resistatos, ou secundários, como anatásio. Isso se dá principalmente nos agregados, pois nos fragmentos de couraça o titânio ocorre de forma dispersa, provavelmente associado ao ferro. Como a maior intensidade da cor indica melhor detecção do elemento, as imagens sugerem que o conteúdo de Ti é maior nos agregados. Outro elemento que apresentou comportamento semelhante (mapa microquímico não incluído na Figura 48) foi o P, que apresenta melhor detecção nos agregados, desenhando o contorno destes com maior definição do que os fragmentos de couraça.

A análise pontual por microsonda eletrônica permitiu detalhar a composição das distintas feições, favorecendo, inclusive, a interpretação da relação entre elas. São apresentadas as análises em fragmentos de couraça, seu córtex de alteração e agregados nos horizontes Bi e Bw (Figuras 49, 50 e 51).

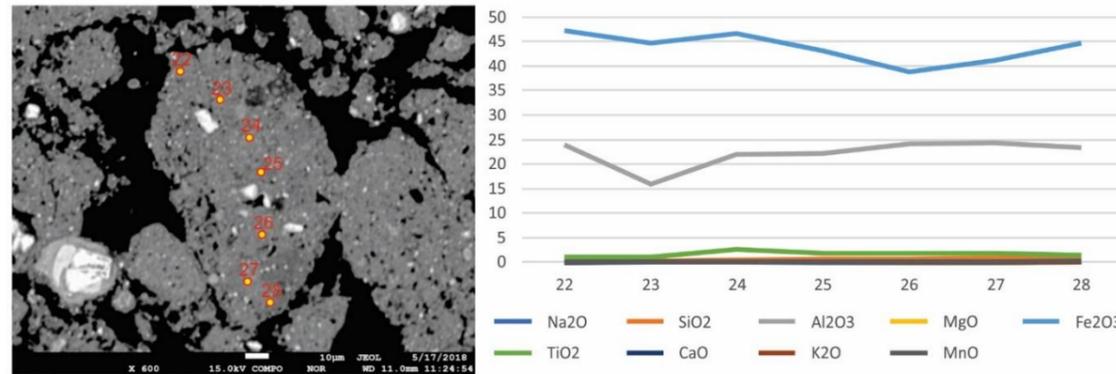
Figura 49 - Imagens de elétrons retroespalhados e respectivas análises químicas pontuais por Microsonda Eletrônica (sonda WDS) de agregados e fragmentos de couraça do horizonte Bi do perfil SMP2, Serra da Moeda, QF



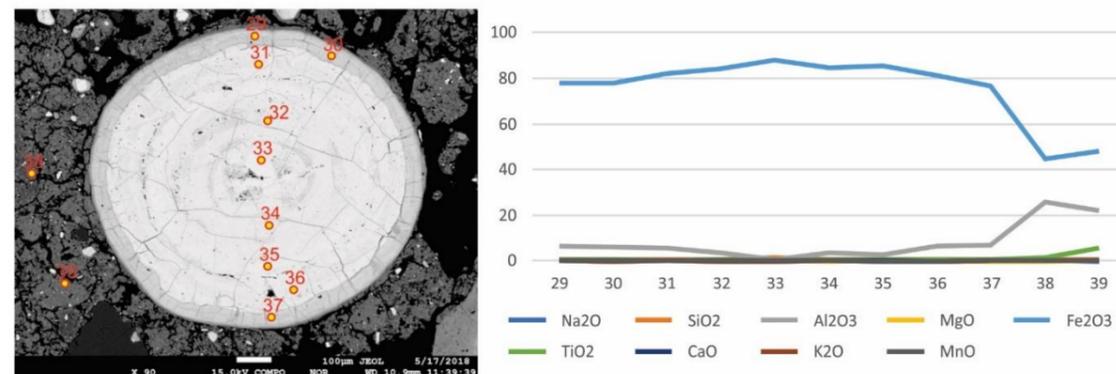
	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
Minimum	0,127	0,654	24,48	0,035	50,94	2,058	0,057	0,025	0,051	75,63
Maximum	0,033	0,327	16,89	0	44,34	1,108	0,015	0,002	0	63,58
Average	0,1	0,4	21,6	0,0	46,9	1,5	0,0	0,0	0,0	70,5
DP	0,03	0,12	2,66	0,01	2,28	0,35	0,01	0,01	0,02	4,42



	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
Minimum	0	0,205	0,278	0	49,06	0,036	0	0	0	74,47
Maximum	0,097	1,397	23,31	0,227	88,42	4,306	0,05	0,013	0,083	89,56
Average	0,03	0,54	6,92	0,07	76,61	0,90	0,03	0,00	0,03	85,14
DP	0,03	0,41	8,68	0,07	15,24	1,24	0,02	0,00	0,03	5,63

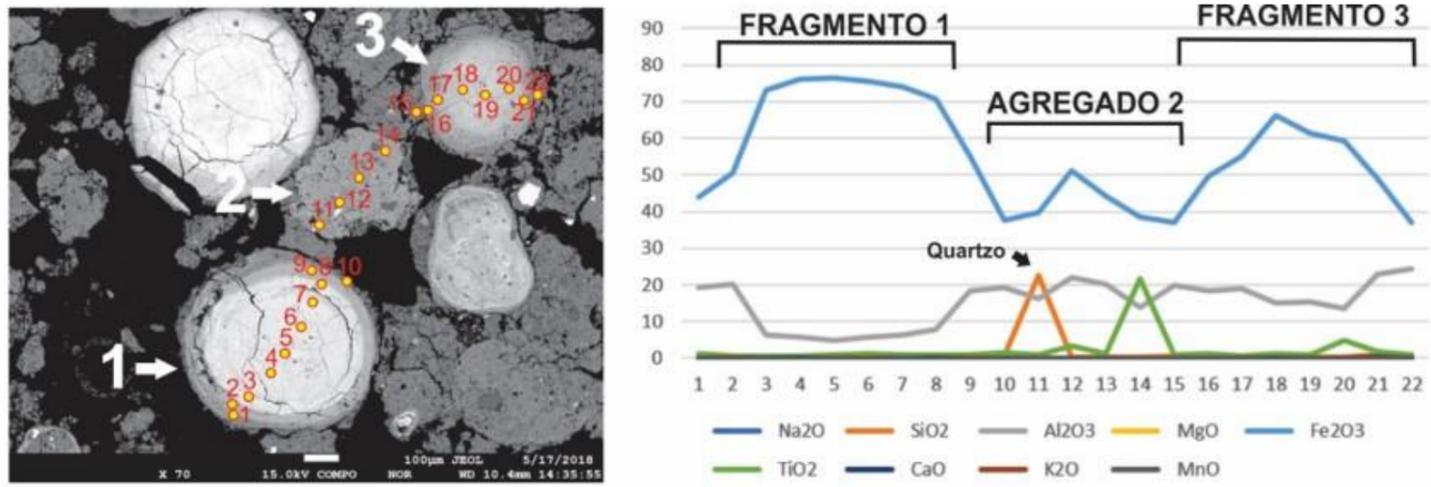


	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
Minimum	0	0,229	15,86	0	38,71	0,923	0,003	0	0	61,66
Maximum	0,049	0,815	24,13	0,035	47,08	2,552	0,034	0,011	0,087	72,20
Average	0,02	0,48	22,16	0,01	43,64	1,56	0,02	0,00	0,03	67,93
DP	0,02	0,18	2,91	0,01	2,98	0,56	0,01	0,00	0,03	3,72

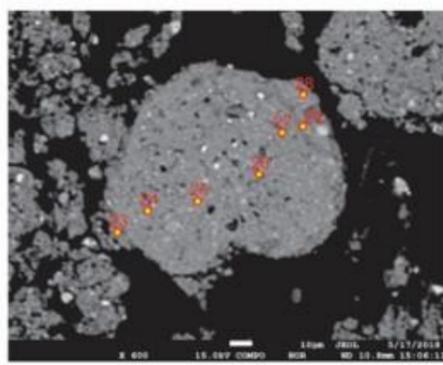


	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
Minimum	0	0,218	0,169	0	44,40	0,001	0	0	0	71,69
Maximum	0,092	1,275	25,61	0,167	87,56	5,32	0,046	0,017	0,066	89,20
Average	0,03	0,43	7,91	0,02	75,28	0,88	0,02	0,00	0,02	84,60
DP	0,03	0,30	8,12	0,05	14,82	1,51	0,01	0,01	0,02	5,77

Figura 50 - Imagens de elétrons retroespalhados e respectivas análises químicas pontuais por Microsonda Eletrônica (sonda WDS) de agregados e fragmentos de couraça do horizonte Bi do perfil SMP3, Serra da Moeda, QF



	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
FRAGMENTO 1										
Minimum	0,00	0,20	4,68	0,01	37,61	0,60	0,01	0,00	0,00	59,06
Maximum	0,18	0,60	20,02	0,04	76,39	1,42	0,10	0,01	0,12	82,94
Average	0,05	0,37	11,34	0,03	63,29	0,90	0,04	0,00	0,02	76,04
DP	0,05	0,12	6,83	0,01	15,00	0,26	0,03	0,00	0,04	8,38
AGREGADO 2										
Minimum	0,01	0,25	13,75	0,03	38,55	0,96	0,05	0,00	0,03	65,98
Maximum	0,10	22,47	22,11	0,04	51,14	21,75	0,08	0,02	0,03	79,69
Average	0,05	5,85	18,07	0,04	43,38	6,79	0,06	0,01	0,03	74,28
DP	0,04	11,08	3,74	0,01	5,71	10,02	0,02	0,01	0,00	5,91
FRAGMENTO 3										
Minimum	0,00	0,29	13,61	0,00	37,11	0,49	0,02	0,00	0,00	58,73
Maximum	0,12	0,79	24,24	0,06	66,29	4,85	0,16	0,01	0,04	82,99
Average	0,07	0,45	18,59	0,02	51,80	1,54	0,08	0,01	0,02	72,58
DP	0,04	0,16	3,78	0,02	10,75	1,40	0,04	0,00	0,02	8,19



	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Minimum	0,45	12,46	30,92	1,04
Maximum	1,85	22,39	50,81	2,46
Average	0,73	18,74	45,57	1,53
DP	0,50	3,46	6,73	0,46

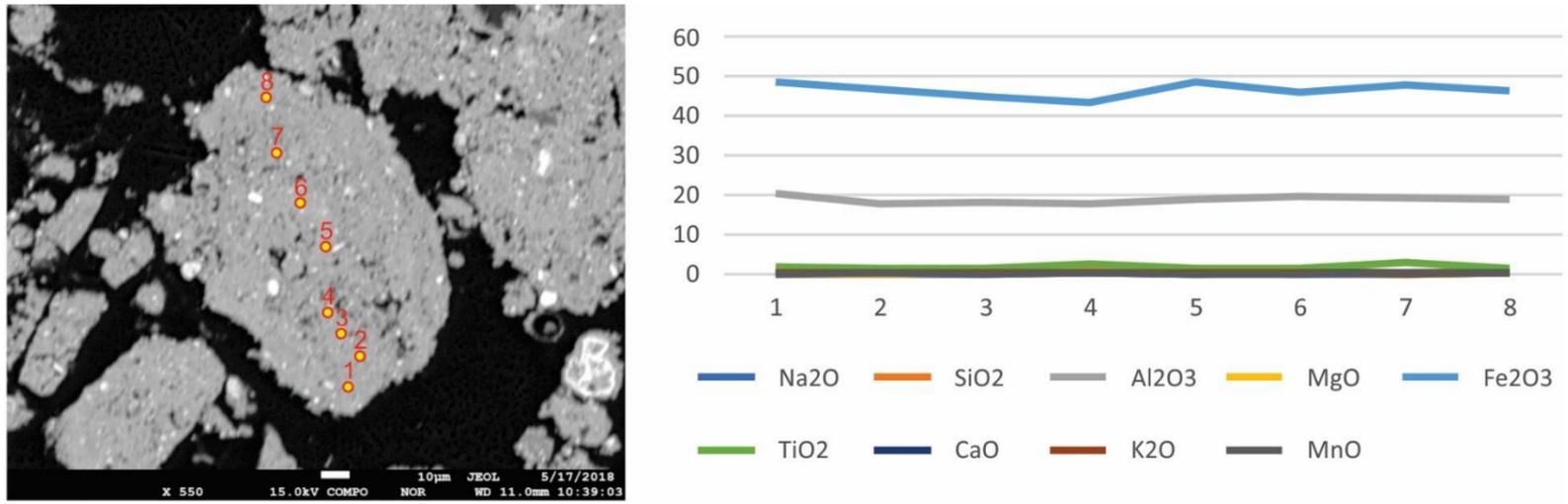
	Na ₂ O	MgO	CaO	K ₂ O
Minimum	0,04	0,01	0,07	0,01
Maximum	0,20	0,03	0,12	0,55
Average	0,11	0,02	0,09	0,10
DP	0,07	0,01	0,02	0,20



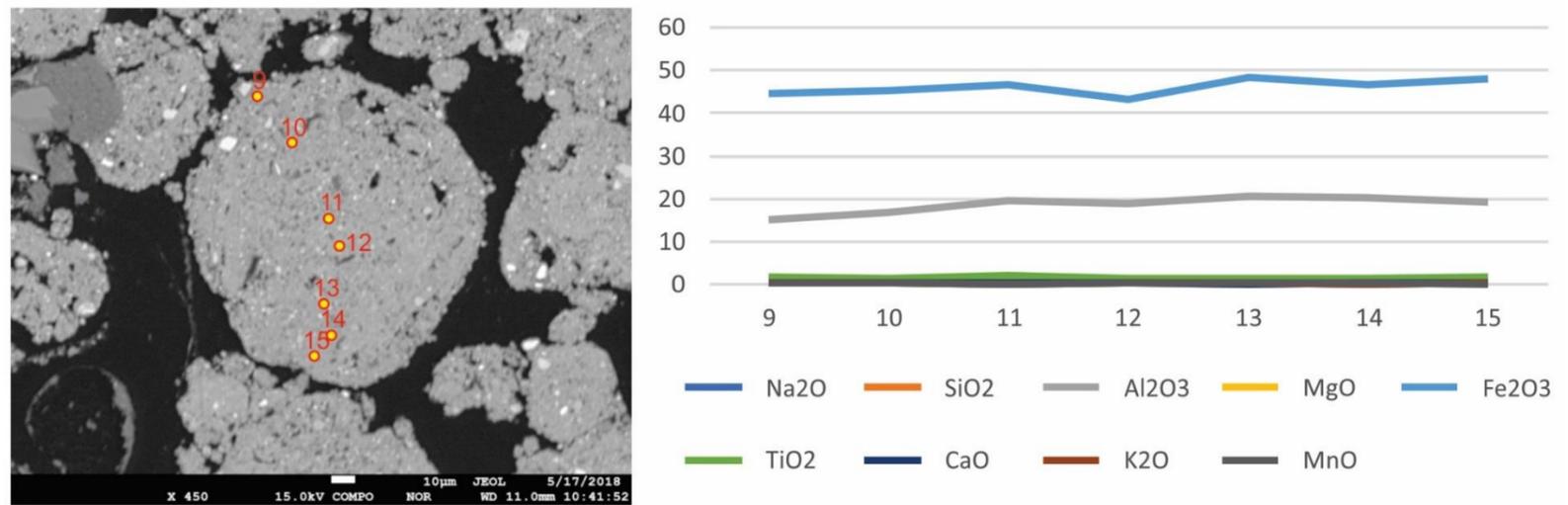
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Minimum	0,20	0,25	55,53	0,09
Maximum	0,68	15,67	86,80	1,05
Average	0,50	7,47	72,43	0,31
DP	0,17	4,90	9,99	0,37

	Na ₂ O	MgO	CaO	K ₂ O
Minimum	0,00	0,00	0,01	0,00
Maximum	0,04	0,02	0,03	0,01
Average	0,02	0,01	0,02	0,00
DP	0,02	0,01	0,01	0,01

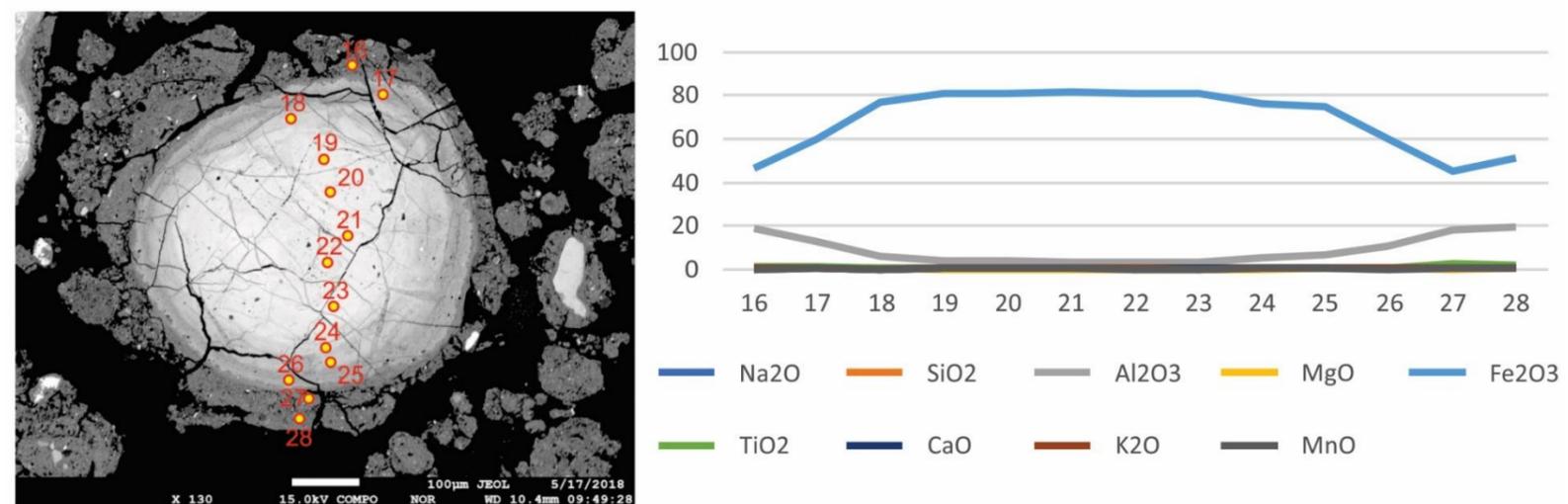
Figura 51 - Imagens de elétrons retroespalhados e respectivas análises químicas pontuais por Microsonda Eletrônica (sonda WDS) de agregados e fragmentos de couraça do horizonte Bw do perfil SMP4, Serra da Moeda, QF



	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
Minimum	0,00	0,29	17,76	0,00	43,39	1,19	0,00	0,00	0,00	64,17
Maximum	0,04	0,61	20,18	0,08	48,62	2,66	0,05	0,02	0,04	70,78
Average	0,01	0,40	18,76	0,03	46,50	1,68	0,02	0,01	0,01	67,42
DP	0,01	0,10	0,85	0,03	1,82	0,53	0,01	0,01	0,01	2,37



	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
Minimum	0,01	0,31	14,98	0,00	43,21	1,08	0,00	0,00	0,00	61,59
Maximum	0,14	0,82	20,55	0,04	48,34	1,79	0,03	0,07	0,04	70,76
Average	0,09	0,44	18,48	0,02	46,07	1,40	0,01	0,02	0,02	66,55
DP	0,04	0,18	1,97	0,01	1,85	0,27	0,01	0,02	0,02	3,47



	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MnO	Total
Minimum	0,00	0,23	2,91	0,00	44,66	0,20	0,00	0,00	0,00	65,80
Maximum	0,18	0,70	19,03	0,05	80,89	2,57	0,05	0,02	0,07	84,47
Average	0,04	0,34	8,48	0,01	68,44	0,70	0,02	0,01	0,02	78,05
DP	0,05	0,13	6,35	0,02	14,26	0,67	0,02	0,01	0,02	7,41

A análise química pontual revelou um comportamento semelhante nas feições fragmentos de couraça e agregados dos três horizontes investigados. De maneira geral, a composição química da couraça envolve um conteúdo médio de aproximadamente 75 % de Fe_2O_3 , incluindo seu córtex de alteração. Se considerada apenas a porção interior destes fragmentos, estes valores são maiores, entre 80 e 90 %. Essa distinção entre centro e borda das couraças fica bem assinalada nos gráficos, em que o aumento do conteúdo do ferro ocorre na porção interior do fragmento e a diminuição na borda. O alumínio apresenta comportamento contrário, com aumento nas bordas dos fragmentos em comparação com a porção central. No total, os teores de Al_2O_3 nas couraças perfazem 8% da sua composição.

Tais resultados permitem compor um quadro microquímico em que morfologicamente os nódulos de couraças apresentam um núcleo interior ferruginoso e um córtex de alteração ferro-aluminoso. Considerando a composição química mineral, os valores encontrados indicam a presença de hematita e goethita como minerais principais destes núcleos internos e goethita aluminosa no córtex. Os demais elementos (Ca, Na, Mg, K, Ti e Si) ocorrem em valores próximos de zero em todas as feições investigadas. No caso do Si e do Ti, contudo, a presença de picos isolados de maior concentração corrobora com a presença de minerais enriquecidos nos mesmos, respectivamente quartzo e titanita.

Quando analisados os agregados, não se observa a mesma variação composicional e zoneamento das couraças. Nos gráficos, as linhas de tendência baseadas na interpolação das análises pontuais não mostram variações no sentido borda – centro – borda. Considerando principalmente a micromassa, o teor de Fe_2O_3 perfaz aproximadamente 46 % da sua composição, ao passo que o Al_2O_3 ocorre em aproximadamente 20 %. Essa composição química permite considerar que a matriz mineral formadora dos agregados é, em termos dos constituintes finos, ferro-aluminosa, perfazendo valores típicos da fórmula estrutural de goethitas aluminosas. Observa-se um ligeiro aumento do titânio acompanhando o aumento do alumínio, o que reitera a afinidade geoquímica destes elementos (NAHON, 1991).

6.4 Discussão

Os resultados obtidos através das análises micromorfológicas e microquímicas suscitam discussões importantes sobre a origem da estrutura granular em solos perférricos derivados de couraças ferruginosas. Em primeiro lugar, é preciso considerar se essas estruturas se enquadram como microagregados e, a partir disso, relacionar as feições e atributos aqui observados com o atual conhecimento sobre a gênese delas.

Os agregados granulares definidos como microagregados foram objeto de investigação de diversos autores. Para a definição de sua existência nos solos, dois aspectos são normalmente considerados: o aspecto morfológico e o aspecto genético.

Sobre o aspecto morfológico, os estudos buscaram estabelecer limites baseados no diâmetro dos pedos para delimitar se os mesmos poderiam ou não serem enquadrados como microagregados, sempre partindo de um consenso da necessidade da forma arredondada a subarredondada. Dentre as propostas mais conhecidas, estão os intervalos de 50–400 μm (BENAYAS; PINTO RICARDO, 1973), 100–500 μm (CHAUVEL; PÉDRO, 1978), 50–1000 μm (ESCHENBRENNER, 1986), 10–100 μm (SANTOS, et al., 1989) e 100–1000 μm (SCHAEFER, 2001; COOPER ET AL., 2005).

Em relação ao aspecto genético, existem três grupos principais de propostas que buscam compreender como agregados tão pequenos e estáveis poderiam ser formados em solos. O primeiro deles advoga uma origem física justificada pela formação de agregados granulares por fraturamento mecânico de material de solo compacto por alternância de umedecimento e secagem (MULLER, 1977; MULLER, 1983; BITOM ; VOLKOFF, 1991). Uma segunda proposta defende uma origem por interações físico-químicas entre caulinita e óxidos de ferro em condições de lixiviação intensa (BEAUDOU, 1972 ; PEDRO et al., 1976 ; CHAUVEL et al., 1978 ; CHAUVEL ; PEDRO, 1978; BUOL; ESWARAN, 1978; ESWARAN; DAUD, 1980; CHAUVEL et al., 1983; PEDRO, 1987; SANTOS et al., 1989). Uma terceira posição, por fim, advoga origem por atividade biológica, especificamente pela atividade a longo prazo de térmitas (BENAYAS; PINTO RICARDO, 1973; VERHEYE; STOOPS, 1975; ESCHENBRENNER, 1986; TRAPNELL; WEBSTER, 1986; STOOPS, 1991; JUNGRIUS et al., 1999; NUNES et al., 2000; SCHAEFER, 2001).

Considerado o diâmetro mínimo (10 μm) e máximo (1000 μm) definidos pelos estudos citados, os agregados observados em todos os horizontes descritos, incluindo o horizonte Bi, poderiam ser enquadrados como microagregados, com grande maioria entre 100 e 500 μm . Entretanto, com base apenas neste critério, muitos fragmentos de couraça ferruginosa descritos também poderiam ser interpretados como microagregados, haja vista seu diminuto tamanho e formato arredondado.

A presença de pequenos fragmentos arredondados de couraça já foi reportada em diversos estudos. Normalmente essas feições podem ter dois significados distintos. Em alguns casos, refletem processos de nodulação *in situ* associados à concentração de ferro em ambientes com oscilação redox (NAHON, 1991), ou à própria dissolução e reprecipitação do ferro em resposta às mudanças das condições físico-químicas locais, tal como observado nas cangas de perfis lateríticos (MONTEIRO et al., 2014). Normalmente esse tipo de nódulo apresenta alguma organização concêntrica e é

descrito como nódulo órtico típico por incorporar pequenos grãos minerais do entorno, caso eles existam. Em termos pedológicos, são conhecidos como petroplintitas, principalmente quando associados aos ambientes de oscilação do freático. Num segundo caso estes nódulos são litorreliquiais, representando produtos residuais de um processo de degradação da couraça maciça preexistente. Conforme destaca Carvalho (1989), uma vez expostas ao ar, as couraças podem ser degradadas tal como qualquer outra rocha. Essa degradação é um processo complexo e pode envolver a produção de muitas feições. Boulangé (1984) adotou o termo pisólito para essas feições arredondadas associadas a degradação da couraça. Esse termo, entretanto, tem sido empregado em diversos outros contextos, sempre se referindo as feições nodulares arredondadas, mas nem sempre em contexto de degradação.

Tendo a descrição micromorfológica como referência, os nódulos observados nos Cambissolos e Latossolo perférricos contam mais uma história de degradação da couraça do que da formação de uma. A maneira como estão dispostos, a presença de córtex de alteração, o alto grau de fragmentação e a relação com a matriz do entorno indicam que tais feições são litorreliquiais e, por isso, devem ser interpretadas como residuais de fragmentos maiores. A maneira como ocorrem nas distintas classes reforça esse fato. No Cambissolo menos desenvolvido, SMP2, eles são mais preservados, ocorrem em maior quantidade e muitos possuem tamanho superior a 1mm, impossibilitando sua incorporação como microagregados. No Latossolo, por sua vez, eles são pequenos, arredondados, com córtex mais aparente e reúnem as condições morfológicas para serem incorporados como microagregados. Contudo, parece coerente não confundir, a partir dos aspectos genéticos relatados na literatura, a presença destas feições com microagregados clássicos, sendo, por isso, mais prudente o uso do termo empregado por Schaefer et al. (2004) para estes materiais, qual seja, micronodulações.

Além dos micronódulos, os solos descritos apresentaram outras feições arredondadas igualmente identificadas como agregados granulares. Neste caso, a presença de uma micromassa ferro-aluminosa envolvendo diminutos fragmentos de couraça, minerais opacos e grãos de quartzo faz com que tais feições sejam mais próximas dos microagregados clássicos. A relação genética entre os micronódulos e os microagregados é evidente, sobretudo através da gênese da micromassa que os compõe.

Os resultados analíticos demonstraram que a alteração dos micronódulos gera uma matriz argilosa de composição ferro-aluminosa. Mineralogicamente, essa composição reflete a presença da goethita, mas com forte substituição do Al na estrutura octaedral, motivo pelo qual é classificada como goethita aluminosa. Esse

enriquecimento em Al se dá de forma relativa, acompanhando a perda de Fe. Mapas microquímicos obtidos com a sonda WDS (Figura 52) mostram claramente essa relação. O córtex de alteração dos micronódulos já demonstra a mesma composição dos microagregados do entorno. Quanto menor o microagregado, mais aluminosa é a goethita; o que pode ser utilizado como um indicador de desenvolvimento da estrutura neste caso.

As relações genéticas acima descritas permitem compreender que a degradação da couraça gera o material que constitui os microagregados, tendo uma fase micronodular como intermediária. Essas relações não respondem, contudo, por que o material formado pela degradação se organiza também de forma arredondada e pequena, constituindo os microagregados. Esse fato sugere um caminho que, supostamente, pode estar relacionado a uma tendência incidente do arredondamento de materiais constituídos e/ou influenciados por ferro.

Na descrição dos perfis lateríticos ferruginosos clássicos (MELFI et al, 1976; NAHON, 1991; TARDY, 1997; LARIZZATI & OLIVEIRA, 2005) duas fases marcam a formação de feições nodulares. A primeira delas está relacionada à concentração do ferro a partir de horizontes mosqueados, indicando sua segregação. A evolução desse processo dá origem a nódulos, cuja coalescência constitui um horizonte maciço. Traços dessa nodulação prévia podem ser vistos nestes horizontes maciços. A partir disso, sob condições de degradação, estes horizontes podem ser fragmentados. Os fragmentos formados são submetidos às alterações geoquímicas do meio e novamente nódulos podem ser formados, desta vez com uma natureza relictual. Assim, seja por formação ou por destruição, o ferro tende a constituir feições arredondadas. Algumas das propostas existentes para explicar a formação de microagregados reconhecem, inclusive, esse papel do Fe, advogando que os óxidos de ferro contribuem para desorganizar os empacotamentos compostos por argilominerais filossilicatados, introduzindo uma desorganização que leva à microagregação.

Fato é que a partir dos resultados obtidos neste estudo, o que se observou foi a formação de microagregados imediatamente à formação da matriz que os constitui. As imagens de elétrons retroespalhados e os mapas microquímicos mostram que há uma relação direta entre o desprendimento da matriz a partir do córtex de alteração dos nódulos e seu arredondamento. Os próprios agregados granulares formados são fragmentados em fases posteriores formando microagregados arredondados ainda menores. Uma organização de gerações sucessivas de materiais com tendência ao arredondamento, ou seja, à nodulação, parece estar ocorrendo nos solos perféricos na medida em que estes evoluem (Cambissolos para Latossolos), ainda que as transformações envolvam modificações na composição do tipo de óxido presente.

Considerando a participação da atividade biológica na gênese destas estruturas, o que se observou foi que no interior dos canais biológicos, ocorre a presença de microagregados ainda menores, mais selecionados e aparentemente mais estáveis que aqueles formados pela nodulação progressiva do material ferruginoso. Nestes setores das seções delgadas, os microagregados possuem um tamanho mais homogêneo (100 μm) e o comportamento em luz polarizada (nicóis cruzados) sugere a presença de uma trama granossépica, não identificada nos micronódulos.

6.5 Conclusões

A presença de microagregados granulares, menores que 1000 μm , ocorre tanto no horizonte Bi dos Cambissolos perférricos quanto no horizonte Bw do Latossolo perférrico. Entretanto, estes microagregados são distintos entre si, conforme descrito a seguir.

Ocorrem microagregados constituídos por pequenos fragmentos de couraça ferruginosa envoltos por um córtex de alteração, para o qual o nome mais apropriado seria micronódulo. Esses são mais ferruginosos na sua porção central, com hematita predominante, e tornam-se mais aluminosos na borda (transformação da hematita em goethita aluminosa). No sentido Cambissolos – Latossolo, os micronódulos são menores e mais arredondados.

Ocorrem microagregados constituídos por uma micromassa ferro-aluminosa (goethita aluminosa) envolvendo diminutos grãos de quartzo, minerais opacos e couraça. A composição destes microagregados tem relação direta com a degradação dos micronódulos. Sua formação se dá a partir da tendência à micronodulação associada aos materiais de composição ferruginosa. Observam-se fases sucessivas de micronodulação, a partir das quais micronódulos se fragmentam e dão origem a microagregados ainda menores.

Ocorrem microagregados associados à atividade da fauna pedobioturbadora, com forte concentração nos horizontes superiores (A) e porção superior do horizonte Bw. Esses se diferem pela maior homogeneidade no tamanho, menores grãos internos e por apresentar sinais de orientação das bordas através de uma trama granossépica.

A gênese de microagregados em solos perférricos parece testemunhar uma trajetória mais complexa que em outros solos com essa estrutura. Isso fica evidenciado pela existência de distintas organizações passíveis de serem incorporadas nesta categoria e pelo fato de que estes solos se diferenciam dos demais pela composição eminentemente ferruginosa.

CAPÍTULO 7 - DISPERSÃO DE PARTÍCULAS DE UM LATOSSOLO PERFÉRRICO EM RESPOSTA A ONZE TRATAMENTOS

RESUMO

Em solos com elevados teores de óxidos e óxi-hidróxidos de ferro, a dispersão total de suas partículas é um desafio analítico. Neste contexto, destacam-se os solos do Quadrilátero Ferrífero – MG que se desenvolvem a partir do produto do interemperismo dos itabiritos e couraças ferruginosas, que em geral, possuem teores de Fe_2O_3 pelo ataque sulfúrico superiores a 360 g kg^{-1} . A fim de construir um método mais eficiente para análise granulométrica de solos com elevados teores de ferro, evitando a superestimação de silte e areia a partir da não desagregação da argila, foram testados 11 tratamentos diferentes, envolvendo diferentes dispersantes químicos e métodos de dispersão mecânica. Os resultados demonstraram que o $\text{NaOH } 1 \text{ mol L}^{-1}$, utilizado como método de referência da EMBRAPA, obteve melhor desempenho na dispersão quando comparado com o $\text{LiOH } 1 \text{ mol L}^{-1}$. A remoção de óxidos de ferro mal cristalizados pela adição de $\text{HCl } 0,25 \text{ mol L}^{-1}$ gerou resultados duvidosos, uma vez que devido à grande presença de fragmentos de couraças ferruginosas, este método pode liberar frações que anteriormente compunham estes fragmentos. Entre os métodos mecânicos de dispersão, a adição de material abrasivo arenoso obteve bons resultados, diminuindo os valores das frações maiores (areia + silte) em detrimento de um ganho no valor de argila. A adição de cascalho não apresentou resultados que justifique sua utilização em análises granulométricas. A utilização do ultrassom se mostrou viável, diminuindo especificamente os valores de silte e aumentando os valores de argila. A partir de análises em sondas eletrônicas de varredura, ficou evidente que a o efeito abrasivo da areia pode destruir nódulos de couraça ferruginosa, reduzindo forçadamente os teores de areia e silte.

Palavras-chave. Dispersão total; pseudo silte; LiOH ; ultrassom; solo perférrico.

7.1 Introdução

A granulometria de um solo é um dado que oferece base para discussões sobre a gênese, manejo, conservação, planejamento de obras, discussões geomorfológicas além de uma série de outras possibilidades. A análise granulométrica é considerada eficiente quando todas as partículas menores que 2mm de um solo são encontradas dispersas em uma solução estável (KIRKHAM; POWERS, 1972; FERREIRA, et al, 1999; LAL; SHUKLA, 2004).

A estabilidade dos agregados frente a esta dispersão pode ser influenciada por uma série de fatores. Entre os mais conhecidos estão o papel dos compostos húmicos na cimentação de partículas sólidas do solo (TISDALL; OADES, 1982; CHANEY; SWIFT, 1986; PICCOLO, et al, 1997), a influência de óxidos de ferro na estabilização de micro agregados (BORGGAARD, 1983; BARBERIS, et al, 1991; LIMA; ANDERSON, 1997; MUGGLER, 1998) e, também, a ação dos óxidos de alumínio, principalmente na forma de gibbsita, na cimentação dos micro agregados (JACKSON, 1962; SAINI, et al, 1966; GOLDEBERG, et al, 1988, GOLDEBERG, 1989; FERREIRA, 1999).

Em muitos Latossolos, devido à mineralogia mais oxidica, a dispersão total das partículas tem sido noticiada como um desafio analítico (HOLZHEY; KIMBLE, 1986;

KER, 1997), sobretudo nos solos onde os teores de ferro superam valores de 360 g kg^{-1} (COSTA, 2003; CARVALHO FILHO, 2008; OLIVEIRA, 2013; REIS 2014). Neste caso, a força de coesão entre as partículas é maior do que a força promovida pelos métodos de dispersão mecânica ou pela ação dos dispersantes químicos, produzindo como resultado final da análise granulométrica informações subestimadas de argila em detrimento de uma superestimação de silte e areia.

Para a classe dos Latossolos, Grohman e Raij (1977) atribuem a ação mais efetiva na dispersão para os procedimentos de desagregação mecânica, visto a força em que as partículas estão cimentadas pelos óxidos de ferro e alumínio. Carvalho, et al (1985), ao analisarem os solos brasileiros concordam com esta afirmativa, mostrando que quando empregado um método de dispersão mecânica eficiente, o dispersante químico acaba assumindo um papel secundário na análise.

Face ao exposto, o objetivo deste trabalho foi avaliar métodos de dispersão físicos e químicos que produzam resultados granulométricos mais acurados para solos perférricos.

7.2 Procedimentos metodológicos

Para este estudo foi selecionado o horizonte B de um solo com características representativas de pedoambientes ferruginosos do Quadrilátero Ferrífero (QF) - MG. Este solo é classificado como Latossolo Vermelho Perférico típico (III RCC,1988; CARVALHO FILHO 2008; OLIVEIRA, 2013) e se localiza no município de Nova Lima – MG nas coordenadas: 607765.27E; 7774991.91S.

A amostra coletada no horizonte Bw (50-84cm) foi seca ao ar, destorroada e peneirada a 2 mm. Após o pré tratamento a amostra foi homogeneizada e parcelada dentre os 11 diferentes tratamentos com 3 repetições.

No tratamento 1 (T1) foi utilizado o método padrão da EMBRAPA (EMBRAPA, 2011) para dispersão de solos sem nenhuma alteração. Os resultados obtidos a partir deste método foram abordados como sendo referência para comparação com os demais. O tratamento 2 (T2) implicou na substituição do agente químico dispersante NaOH 1 mol L^{-1} por 25 ml de LiOH 1 mol L^{-1} sem nenhuma outra alteração nas demais etapas.

Os tratamentos 3 (T3) e 4 (T4) implicaram na adição de 20 ml de HCl $0,25 \text{ mol L}^{-1}$ + 30ml de H₂O deionizada, aplicada 8 horas antes da adição do agente dispersante, 25ml de NaOH 1 mol L^{-1} para T3 (MAURI, et al, 2011), e 25 ml de LiOH 1 mol L^{-1} para T4. Para estes tratamentos a agitação mecânica se deu de maneira semelhante ao método proposto pela EMBRAPA.

A adição de um material abrasivo para melhorar a dispersão mecânica deste solo foi incorporada aos tratamentos 5 (T5), 6 (T6), 7 (T7) e 8 (T8). Para T5 e T6 foram adicionadas 20 g de cascalho quartzoso (3,36 – 2mm) seguidas da adição 25ml de NaOH 1mol L⁻¹ para T5 e 25 ml de LiOH 1mol L⁻¹ para T6 durante a fase de agitação lenta. Já nos T7 e T8 foram adicionados 20g de areia grossa quartzosa (2-0,5mm), seguidos respectivamente da adição dos dispersantes químicos NaOH e LiOH (CARVALHO, et al, 1988; MAURI, et al, 2011; RODRIGUES, et al, 2011). Após a conclusão das análises, a massa do material abrasivo adicionado foi subtraída do total da massa recuperada.

Os tratamentos 9 (T9) e 10 (T10) são metodologias que agrupam o pré tratamento com ácido clorídrico 0,25 mol L⁻¹ em somatória com a adição de 20 g areia grossa, diferenciando apenas o dispersante químico, que foi 25 ml de NaOH 1mol L⁻¹ para T9 e 25 ml de LiOH 1mol L⁻¹ para T10.

O último tratamento (T11) é marcado pela mudança no método de dispersão mecânica das partículas, onde a agitação a um ciclo de 50 rpm por 16h no agitador rotatório do tipo Wagner foi substituída por um Ultrassom Sonomax 450 operando em uma amplitude de 40 Khz potência de 100W, durante 30 minutos. Para T11, foram adicionados 25ml de NaOH 1mol L⁻¹.

Para determinação de argila e silte, foi adotado para todas as amostras o método da pipeta, aplicando a lei de Stokes de acordo com uma média de quatro repetições da densidade de partículas (EMBRAPA, 2011).

De maneira a compreender os resultados, foi realizada uma análise microscópica da maneira como o material ocorre no solo. Essa análise consistiu da confecção de lâminas delgadas a partir de amostras indeformadas, conforme proposto por Castro et al (2003). Foi utilizado o Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL - JXA 8230 – Superprobe, acoplado com sensor de espectroscopia EDS para a obtenção de imagens de elétrons retroespalhados e realização de análises químicas pontuais. Essas imagens foram obtidas Laboratório de Microscopia e Microsonda Eletrônica do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto.

Para comparação estatística dos resultados da fração argila foram aplicados os testes não paramétricos de Kruskal-Wallis e o teste de Dum visando destacar as diferenças significativas ($P < 0,025$) entre os tratamentos. Para analisar a correlação entre as frações silte e argila segundo todos os tratamentos, foi utilizado o coeficiente de correlação linear de Pearson.

7.3 Resultados

Comparando os dispersantes químicos, o hidróxido de sódio (T1, T3, T5, T7, T9 e T11) foi mais eficiente que o hidróxido de lítio (T2, T4, T6, T8 e T10) em quase todos

os tratamentos (Tabela 10). Embora o lítio seja o elemento com o maior raio iônico hidratado, os valores obtidos, sobretudo na fração silte e argila, demonstram que os agregados não responderam eficientemente à ação dispersante deste elemento.

O método proposto pela EMBRAPA (T1) não se mostrou eficiente em destruir a agregação promovida pelos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, apresentando um valor de argila de 182 g kg⁻¹ enquanto a fração silte apresentou valores acima de 500 g kg⁻¹. A relação silte/argila a partir deste método inviabilizaria a classificação deste horizonte como Bw, embora todos os outros critérios sejam atendidos

Tabela 10 - Granulometria de acordo com os diferentes métodos de análise

Tratamento	pH da solução	g/kg				S/A
		Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila	
T1	12,51	270,21	41,93	505,82	182,0	2,8
T2	12,47	286,57	40,53	626,90	46,0	13,6
T3	12,37	275,21	35,49	597,46	91,8	6,5
T4	12,29	282,66	41,36	638,82	37,1	17,2
T5	12,53	213,23	26,83	565,79	194,1	2,9
T6	12,46	184,21	33,02	743,25	39,5	18,8
T7	12,57	243,33	48,45	425,69	294,6	1,4
T8	12,45	264,68	37,01	628,27	70,0	9,0
T9	12,36	234,61	35,62	312,76	417,0	0,7
T10	12,30	223,45	36,27	225,75	514,5	0,4
T11	12,40	307,80	39,13	143,35	509,7	0,3

S/A – silte/argila

A adição de cascalho como material abrasivo (T5 e T6) não se mostrou como uma metodologia eficiente, uma vez que os resultados de argila não tiveram diferença significativa do tratamento de referência (Tabela 11). Em contrapartida, a adição de areia grossa (T7 e T8) obteve resultados expressivos na mesma fração, aumentando em mais de 60 % a quantidade de argila quando comparado ao tratamento de referência.

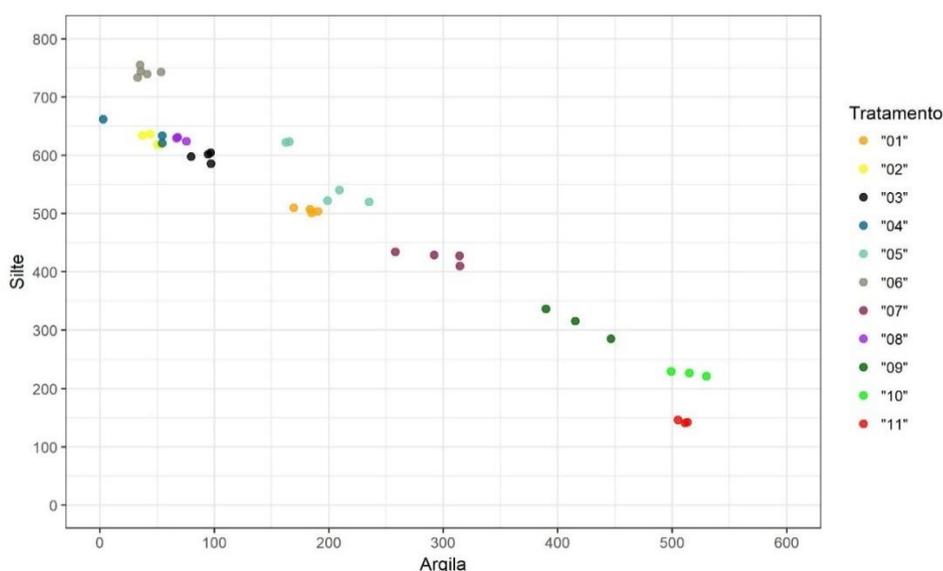
Tabela 11 - Diferenças significativas na fração argila dentre os tratamentos no teste Kruskal-Wallis (P<0,025)

	Trat. 01	Trat. 02	Trat. 03	Trat. 04	Trat. 05	Trat. 06	Trat. 07	Trat. 08	Trat. 09	Trat. 10
Trat. 02	0,0275									
Trat. 03	0,2394	0,1131								
Trat. 04	0,0451	0,4673	0,1496							
Trat. 05	0,4545	0,0164	0,1953	0,0304						
Trat. 06	0,0107	0,3897	0,0599	0,3658	0,0052					
Trat. 07	0,2043	0,0030	0,0624	0,0070	0,2239	0,0008				
Trat. 08	0,1496	0,2303	0,3510	0,2698	0,1173	0,1518	0,0357			
Trat. 09	0,1256	0,0017	0,0357	0,0039	0,1362	0,0005	0,3510	0,0204		
Trat. 10	0,0451	0,0003	0,0094	0,0008	0,0476	0,0001	0,1764	0,0053	0,3046	
Trat. 11	0,0565	0,0004	0,0125	0,0011	0,0600	0,0001	0,2062	0,0071	0,3413	0,4593

O pré tratamento com adição de ácido clorídrico não se mostrou muito eficiente na dispersão das partículas. T3 e T4 apresentaram resultados inferiores ao método tido como referência, sendo que a combinação do HCl com o LiOH apresentou dentre todos os demais tratamentos o pior resultado para fração argila. Todavia, a sinergia do pré tratamento de HCl com a adição de areia grossa resultou para que T9 e T10 apresentassem teores de argila acima de 400 g kg⁻¹. Já a substituição da lenta agitação vertical pela agitação ultrassônica apresentou resultados relevantes, associando simultaneamente a redução nos valores de silte com o aumento dos valores de argila.

A correlação entre os valores de silte e argila foi de 0,9716, com *p*-valor <0,0001, evidenciando uma forte correlação negativa entre estas duas frações (Figura 52).

Figura 52 - Correlação de Pearson entre as partículas silte e argila para todos os tratamentos empregados



7.4 Discussão

O LiOH demonstrou uma eficiência na dispersão bem inferior a seu concorrente NaOH, fato que pode estar associado às características desta base e de como o Li se associa com as partículas do solo (MAURI, et al, 2011).

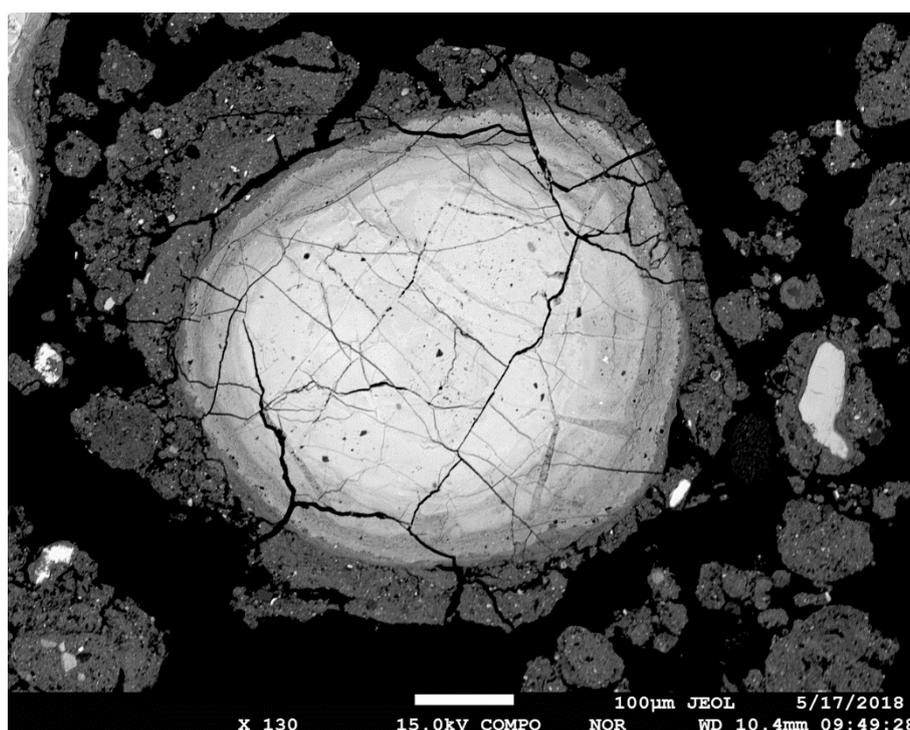
A dissolução dos óxidos de ferro e alumínio mal cristalizados via adição de HCl tende a gerar resultados dúbios quando aplicados a solos originados de couraças ferruginosas. Devido a composição do material cimentante destas couraças ser constituído por uma série de minerais em diferentes graus de cristalização (AMBROSI, NAHON, 1986, TARDY, 1997), a remoção destes óxidos pode liberar partículas de diferentes tamanhos que não expressam as reais condições granulométricas do solo.

A ineficiência do cascalho como agente abrasivo pode ser explicada pela dimensão e massa de suas partículas, o que favoreceu a uma menor mobilidade dentro do composto a ser dispersado e, assim, menor atrito com os agregados.

Os resultados obtidos a partir da utilização da areia grossa, se devem sobretudo pela sua capacidade de circulação dentro da solução agitada, fazendo com que cada grão de quartzo se choque mais vezes com os agregados, promovendo sua desestabilização. Tal efeito foi também observado por vários autores (ASHFORD, et al, 1972; CARVALHO, 1985; CARVALHO, et al, 1988; CORÁ, et al, 2009).

Cabe ressaltar que a adição de areia grossa pode também destruir fragmentos de couraças e aumentar o teor de argila, como verificado na somatória da adição de HCl + areia grossa, elevando o teor de argila acima de 400 g Kg^{-1} em detrimento da redução de todas as demais frações. Tal redução indiscriminada reforça a hipótese de destruição de nódulos de couraça que já possuem zonas de fraquezas internas. As imagens de elétrons retroespalhados confirmam esse fato (Figura 53), isto é, que muitos fragmentos presentes na fração areia representam couraças batante fraturadas (BEAUVAIS; TARDY, 1991; BEAUVAIS; ROQUIN, 1996; CARVALHO FILHO, 2008), que podem ser fragmentadas revelando um problema contrário à pseudopartícula enquanto material não degragregado, a pseudopartícula por desagregação relacionado à dispersão e não aos processos naturais de formação do solo.

Figura 53 - Nódulo representativo da fração areia fina no solo estudado, mostrando o alto grau de fragmentação, que pode resultar num aumento das partículas de silte ou argila conforme os métodos de dispersão



Face a este problema, a utilização de ondas ultrassônicas pode ser um método considerando como o mais eficaz na dispersão dos agregados preservando a estrutura dos fragmentos de couraça. Os menores valores da fração silte seguidos da preservação dos valores médios de areia grossa e fina levam a crer que este tratamento atua principalmente na dispersão de microagregados de pseudo silte, sem que houvesse necessariamente a quebra das demais partículas.

6.5 Conclusões

O dispersante químico de rotina utilizado nas análises granulométricas, NaOH, se mostrou mais eficiente que a utilização do LiOH, mesmo que este apresente o maior raio hidratado dentre os demais elementos.

O pré tratamento da amostra com a adição de HCl teve os piores resultados dentre os tratamentos, sendo considerado ineficiente para análise granulométrica.

A utilização de agentes abrasivos demonstrou ser eficiente na destruição dos agregados, sendo que a areia grossa obteve melhores resultados que o cascalho. Todavia, os dados expressam valores superestimados das frações mais finas via criação de silte e argila pela destruição de nódulos de couraça ferruginosa na fração areia que se encontram fragmentados.

A utilização do ultrassom na dispersão de solos perférricos apresenta-se como a metodologia mais indicada para análise de rotina de solos com altos teores de ferro uma vez que a sua utilização não induz à destruição de fragmentos de couraças ferruginosas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A evolução do meio físico do QF ao longo do tempo geológico, resultou na edificação de feições únicas na paisagem, possibilitando a formação e desenvolvimento de características que despertam a atenção de cientistas de inúmeras áreas do conhecimento.

Dentre tais feições, as couraças ferruginosas desta região se destacaram por suas características singulares. Sua gênese ligada à degradação direta dos itabiritos mostrou-se mais complexa do que os conhecimentos até então levantados para estes materiais.

As diversas fácies de transformação do itabirito em uma couraça desvendadas por esta pesquisa, permitem compreender de maneira mais objetiva os mecanismos que envolvem a retirada preferencial da sílica ao mesmo tempo que o ferro é solubilizado e (re)precipitado em novas estruturas.

A ausência da fase pedológica na gênese destas couraças, sobretudo a não obrigatoriedade de um sistema redutor via oscilação de nível freático em um material previamente intemperizado, rompe com o paradigma de formação destes materiais sempre atrelados a contextos de deficiência de drenagem, abrindo assim novas possibilidades de interpretação na história evolutiva destas paisagens.

Na Pedra Rachada a litoestrutura exerceu forte controle na intensidade e morfologia da formação da couraça ferruginosa, sendo que a face onde o mergulho das camadas favorecia a maior circulação de água demonstrou uma sequência de alteração mais diversa do que quando comparado com sua face antagônica onde a erosão e deposição acabaram dando origem a um novo capeamento por couraça ferruginosa desta superfície.

A multiplicidade de tipologias de couraças ferruginosas dentro do QF se lança como um desafio ainda em aberto, carecendo de estudos que além de compreenderem sua gênese, possa também avançar sobre seus respectivos contextos geomorfológicos.

Com base nos resultados atingidos, denota-se que a reversibilidade do processo de encouraçamento está intimamente relacionada a instalação de um regime climático mais úmido que favorece sobretudo a hidratação das hematitas e neoformação de goethitas com consequente perda de ferro por lixiviação.

Os solos perféricos originados da degradação dos itabiritos e couraças ferruginosas demonstram uma forte litoddependência de seus atributos químicos e mineralógicos. Fato este que os distingue dos demais solos perféricos brasileiros que adquiriram seu caráter perférico a partir de um longo tempo de exposição aos processos intempéricos.

A física destes solos exprime as condicionantes impostas pelos óxidos de ferro na cimentação das partículas, formando macro e micro agregados de grande resistência e também dificultando a dispersão total das partículas quando em ambientes laboratoriais.

Tendo em vista a discussão sobre a gênese das couraças ferruginosas do Quadrilátero Ferrífero e sua gênese diretamente a partir do itabirito, fica evidente que a adjectivação dos fragmentos desta couraça como petroplintitas se torna um equívoco, uma vez que o conceito implica em um contexto geomorfológico preciso onde a flutuação de nível freático seja determinante para remobilização do ferro. Deste modo, a identificação de horizontes concrecionários e sua respectiva precedência taxônomica sobre os demais horizontes carece de revisão pelo SiBCS.

A formação de latossolos perférricos profundos é advogada a uma intensa atividade coluvial, uma vez que estes solos se desenvolvem quase que exclusivamente no sopé das encostas associados a grande anfiteatros erosivos na média alta vertente.

Ao que os dados indicam, os Latossolos perférricos do QF podem ser identificados como poligenéticos, expressando em seus atributos químico, físico e mineralógicos a sobreposição de diferentes ambientes pedognéticos nesta paisagem.

A micro agregação dos solos perférricos também reflete essa evolução policíclica. A partir da degradação dos micro nódulos e a formação de um cimento ferro-aluminoso, estes micro agregados adquirem rapidamente tamanho e estabilidade, fato que é comprovado por sua identificação tanto em solos de desenvolvimento incipiente quanto em perfis de notado desenvolvimento.

Deste modo, os solos perférricos do QF, independente de suas classificações taxonômicas, possuem influência tamanha dos seus respectivos materiais de origem e contextos geomorfológicos, que acabam se afastando dos demais solos brasileiros. Assim, segundo a proposição de Bockheim (2005), estes solos possuem requisitos suficientes para a adjectivação de endêmicos por sua unicidade e raridade no território nacional.

REFERENCIAS

- ABID, M.; LAL, R. Tillage and drainage impact on soil quality: I. Aggregate stability, carbon and nitrogen pools. *Soil and Tillage Research*, v.102, n.1-2, 2008 p.89-98
- AIDE, M.; PAVICH, Z.; LILLY, M.; THORNTON, R.; KINGERY, W. Plinthite formation in the coastal plain region of Mississippi. *Soil science*, v.169, n.9, 2004 p.613-623
- ALBUQUERQUE, J.A.; BAYER, C.; ERNANI, P.R.; FONTANA, E. C. Propriedades físicas e eletroquímicas de um Latossolo Bruno Afetadas pela calagem. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.24, 2000 p. 295-300
- ALEVA, G.J.J. The buried bauxite deposit of Onverdacht, Surinam, South America. *Geology*, v.44, 1965 p.45-58.
- ALKMIM, A.A. Investigação geoquímica e estratigráfica da Formação Ferrífera Cauê na porção centro-oriental do Quadrilátero Ferrífero, MG. 2014 Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais), Departamento de Geologia – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 2014
- ALMEIDA, C.M.C. de. De Vila Rica ao Rio das Mortes: mudança do eixo econômico em Minas colonial. *Locus – Revista de História*, v.11, n.1-2, 2005 p.137-160
- ALMEIDA, F.F.M. de.; NEVES, B.B.B.; CARNEIRO, C.D.R.C. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, v.50, 2000. p.77-111
- AMBROSI, J.P.; NAHON, D. Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. *Chemical Geology*, v.57, 1986 p.371-393
- ANDRADE, J.C. de. Conceitos Básicos de Química. IN: MELO, V.F.; ALLEONI, L.R. (eds). *Química e Mineralogia do Solo*. Viçosa: SBCS, 2009 p.1-72
- ANDRADE, K.S.; BASTINI, C. Paraupava e Sabarabuçu: estudo dos nomes. *Via Litterae*, v.3, n.2, 2011 p.303-313
- ALLEONI, L.R.F.; CAMARGO, O.A. de.; CASAGRANDE, J.C.; SOARES, M.R. Química dos Solos Altamente intemperizados. IN: MELO, V.F.; ALLEONI, L.R.F. (eds). *Química e Mineralogia do Solo – Parte II – aplicações*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009
- ALMEIDA, C.M.C. de. De Vila Rica ao Rio das Mortes: mudança do eixo econômico em Minas colonial. *Locus – Revista de História*, v.11, n.1-2, 2005 p.137-160
- ALMEIDA, R.F.; MACHADO, H.A.; MARTINS, F.P.; QUEIROZ, I.D.S.; TEIXEIRA, W.G.; MIKHAEL, J.E.R.; BORGES, E.N. Correlação do tamanho e distribuição dos agregados em latossolos amarelo da região do Triângulo Mineiro em diferentes ambientes. *Bioscience Journal*, v.30, n.5, 2014 p. 1325-1334
- ANDRADE, K.S.; BASTINI, C. Paraupava e Sabarabuçu: estudo dos nomes. *Via Litterae*, v.3, n.2, 2011 p.303-313
- ANJOS, L.H.C. dos.; FRANZMEIER, D.P.; SCHULZE, D.G. Formation of soils with plinthite on a toposequence in Maranhão State, Brazil. *Geoderma*, v.64, 1995 p.257-279

- ANTONIL, A.J. Cultura e Opulência do Brasil por suas drogas e minas. São Paulo:Edusp, 2007
- ANTUNES, F.Z. Caracterização climática do Estado de Minas Gerais. Informe Agropecuário, n.138, 1986 p.9-13
- ARAUJO, A.G.M.; NEVES, W.A.; PILÓ,L.B.; ATUI, J.P.V.A. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the "Archaic Gap". Quaternary Research, v.64, 2005. p.298-307
- ÁVILA, J.P.de.; SAWAYA,M. As barragens de Rejeitos no Brasil: Sua evolução nos últimos anos. IN:MELLO, F.M.de.(coord). A História das barragens no Brasil, Séculos XIX, XX e XXI: cinqüenta anos do Comitê Brasileiro de Barragens. Rio de Janeiro:CBDB, 2011 p.368-395
- ASHFORD, E.M.; SHIELDS, L.G.; DREW, J.V. Influence of sand on the amount of Water-dispersible clay in soil. Soil science society of American journal, v.36, 1972 p.848-849
- AYARZA.M.A. Efecto de las propiedades químicas de lossuelos ácidos eneleastablecimiento de lasespeciesforrajeras. In: LASCANO,C.E.; SPAIN,J.M. (eds). Establecimiento y Renovación de Pasturas: Conceptos, experiências y enfoque de lainvestigación. CIET, Veracruz, México, 1988
- BALBINO, L.C.; BRUAND,A.; BROSSARD,M. GRIMALDI, M.; HAJNOS, M; GUIMARAES, M.F.Changes in porosity and microaggregation in clayey Ferralsols of the Brazilian Cerrado on clearing for pasture. European Journal of Soil Science, v.53, 2002 p. 219-230
- BALTAZAR,O.F.; BAARS,F.J.; LOBATO, L.M.; REIS,L.B.; ACHTSCHIN,A.B.; BERNI, G.V.; SILVEIRA,V.D. Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero na Escala 1:50000 – nota explicativa. CODEMIG, Belo Horizonte, 2005.
- BARBERIS, E. AJMONE MARSAN, F; BOERO,V.; ARDUINO,E. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. Journal of Soil Science, v.42, 1991 p. 535-542
- BARBOSA,G.V. O manto de alteração no sudoeste do Quadrilátero Ferrífero.1960. (Tese) Livre Docência Geografia Física, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade Federal de Minas Gerais, 1960
- BARBOSA,G.V.; RODRIGUES,D.M.S. O Quadrilátero Ferrífero e seus problemas geomorfológicos. Boletim Mineiro de Geografia,n.10 e 11, 1965
- BARBOSA, G.V. Superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Brazilian Journal of Geology, v.10, n.4, 1980 p. 89-101
- BARUQUI,A.M.; NAIME,U.J.; MOTTA,P.E.F.da.; CARVALHO FILHO, A.de. Levantamento de reconhecimento de media intensidade dos solos da Zona Campos das Vertentes – MG. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2006.
- BARROS,L.F.P. Eventos Sedimentares do Quaternário e Evolução Morfodinâmica do Vale do Rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG. 2012. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2012

BARROS, L.F.P. Implicações geomorfológicas e paleoambientais de registros sedimentares fluviais do Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais. Tese (Doutorado em Análise Ambiental). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2015

BARROS, L.F.P.; COE, H.H.G.; SEIXAS, A.P.; MAGALHÃES JUNIOR, A.P.; MACARIO, K.C.D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v.67, 2016 p.71-88

BARROS, L.F.P.; MAGALHÃES JUNIOR, A.P. Eventos sedimentares e evolução morfodinâmica do vale do rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista brasileira de Geomorfologia*, v.13, n.3, 2013 p. 323 - 336

BARTHÈS, B.; ROOSE, E. Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels. *Catena*, v.47, n.2, 2002 p.133-149

BEAUDOU, A.G. Expression micromorphologique de la micro-agrégation et de l'illuviation dans certains horizons de sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, v.10, 1972 p.357–371.

BEAUVAIS, A. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.63, n.23/24, 1999 p.3939-3957

BEAUVAIS, A.; COLIN, F. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chemical Geology*, v.106, 1993 p.77-101

BEAUVAIS, A.; ROQUIN, C. Petrological differentiation patterns and geomorphic distribution of ferricretes in Central Africa. *Geoderma*, v.73, 1996 p.63-82

BEAUVAIS, A.; TARDY, Y. Formation et dégradation des cuirasses ferrugineuses sous climat tropical humide, à la lisière de la forêt équatoriale. *Sciences – Série II*, 1991 p.1539-1545

BEAUVAIS, A.; TARDY, Y. Degradation and dismantling of iron crusts under climatic changes in Central Africa. *Chemical Geology*, v.107, 1993 p.277-280

BEAUVAIS, A. Ferricrete biochemical degradation on the rainforest-savannas boundary of Central African Republic. *Geoderma*, v.150, 2009. P.379-388

BENAYAS, J.; PINTO RICARDO, R. Aspectos micromorfológicos de solos de uma topossequência ocorrendo em zona tropical húmida (Superfície da Quibala - Angola). *Anais do Instituto Superior de Agronomia*, v.34, 1973 p.181–203.

BENNEMA, J.; CAMARGO, M.N. Segundo esboço parcial de classificação de solos brasileiros. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Divisão de Pedologia e Fertilidade do Solo, 1964.

BEHLING H, LICHTER, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. *Quaternary Research*, v.48, 1997 p.348–358

BITOM, D. ; VOLKOFF, B. Mise en évidence de deux modes de microstructuration dans une couverture de sols ferrallitiques rouges du Sud-Cameroun. *Science du Sol*, v.29, 1991 p.289–300

BITOM,D.; VOLKOFF,B. Altération déferruginisante des cuirasses massives et formation des horizons gravillonnaires ferrugineux dans les sols de l'Afrique Centrale humide. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris-Série II,v.316, 1993 p.1447-1454

BIONDI,J.C. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. São Paulo: Oficina de Textos, 2003

BISSONNAIS, Y. le. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. European Journal of Soil Science, v.47, n.4, 1996 p.425-437

BLANCO-CANQUI, H.; LAL,R. Mechanisms of carbono sequestration in soil aggregates. Critical Reviews in Plant Sciences, v.23, n.6, 2004 p.481-504

BRADY,N,C.; WEIL,R.R.. Elementos da natureza e propriedades do solo. Tradução de LEPSCH,I.F., 3ed, Porto Alegre:Bookman, 2013

BRASIL. Lei no 11.428/2006. Dispõe sobre a utilização e proteção da vegetação nativa do Bioma Mata Atlântica. Brasília, DF: Diário Oficial, 22 dez.2006

BRASILIENSE, R.P. Geoambientes e solos da pedra rachada, Sabará/MG. 2016 Monografia (Bacharel em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016

BRIMHALL,G.H.; LEWIS,C.J.; FORD,C.; BRATT,J.; TAYLOR,G.; WARIN,O. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolin influx lateritization. Geoderma, v.51, 1991

BRITO,F.; HORTA,C.J.G. Minas Gerais: Crescimento demográfico, migrações e distribuição espacial da população. IN: Seminário sobre a economia mineira, 10, Belo Horizonte, 2002 p. 1-19 Disponível em: <<http://econpapers.repec.org/bookchap/cdpdiam02/200256.htm>> acesso em 05/11/16

BOCKHEIM, J.G. Soil endemism and its relation to soil formation theory. Geoderma, v.129, 2005 p.109-124

BOCQUIER, G.; BOULANGÉ, B.; ILDEFONSE, P; NAHON, D.; MULLER, D. Transfers, accumulation modes, mineralogical transformations and complexity of historical development profiles. Annals 2nd International Seminar on Lateritization Held; São Paulo (Brazil), São Paulo, 1982 p.331-337.

BONGIOVANNI,L.A. Estado, burocracia e mineração no Brasil (1930-1945). 1994. 113f. Dissertação (Mestrado em Administração e política de recursos minerais) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 1994

BOULANGÉ, B. Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les facies, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Travaux et Documents, 1984. P.175: 341.

BOULANGÉ, B; BOCQUIER, G. Le rôle du fer dans la formation des pisolites alumineux au sein des cuirasses bauxitiques latéritiques. *Sciences et Géologie*, 1983 p.29-36

BOULANGÉ B, CARVALHO A. The genesis and the evolution of the Porto Trombetas bauxite deposits in the Amazon Basin, Brazil. In: *Annals of the 6th International Congress for the Study of Bauxite, Alumina and Aluminum (Icsoba)*. Poços de Caldas: 1988. p.71-79.

BORGGARD, O.K. Iron Oxides in Relation to Aggregation of soil particles. *Acta Agricultura Scandinavica*, v.33, 198 p.257-260

BRINDLEY, G.W., BROWN, G. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland Monograph*, v.5, 1980

BUENO, M.E.T. Geografia. IN: DUARTE, R.H. (coord.). Serra da Piedade. Belo Horizonte:CEMIG, 1992.

BUOL, S.W.; ESWARAN, H. The micromorphology of Oxisols. IN: DELGADO, M. (ed.), *Soil Micromorphology*. University of Granada, Spain, 1978 p.325–347.

BUOL, S.W.; ESWARAN, H. Oxisols. *Advances in Agronomy*, v.68, 1999 p.151 – 195

BUTT, C.R.M.; BRISTOW, A.P.J. Relief inversion in the geomorphological evolution of sub-Saharan West Africa. *Geomorphology*, v.185, 2013 p.16-26

CALDEIRA, J. O Processo Econômico. IN: SCHWARCZ, L.M. *História do Brasil Nação: 1808-2010. Crise Colonial e Independência 1808-1830*. Rio de Janeiro: Editora Objetiva, vol.1, 2011 p.161-204

CAMARGO, M. N. Proposição preliminar de conceituação de Latossolos Ferríferos. In: EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. *Conceituação sumária de algumas classes de solos recém-reconhecidas nos levantamentos e estudos de correlação do SNLCS: versão provisória*. Rio de Janeiro, 1982 p.29-31

CAMPOS, L.C.M. Patrimônio arqueológico da Serra da Moeda, Minas Gerais: uma unidade histórico-cultural. *Revista CPC*, n.13, 2012 p.6-31

CARMO, I.O; VASCONCELOS, P. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, v.29, n.11, 2004 p.1303-1320

CARNEIRO, M.A. O complexo metamórfico Bomfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do arqueano. 1992. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992

CARVALHO, J.M.d. A escola de Minas de Ouro Preto: o peso da glória. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2 ed., 2002

CARVALHO, M.A.de.; FREIRE, J.C.; CURI,N.; BAHIA, V.G. Eficiência de dispersantes na análise granulométrica de materiais de solos com horizonte B textural. Pesquisa agropecuária brasileira, v.23, n.4, 1998 p.415-421

CARVALHO FILHO, A.de. Solos e Ambientes do Quadrilátero Ferrífero (MG) e Aptidão Silvicultural dos Tabuleiros Costeiros. 2008 Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Departamento de Ciência do Solo, Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

CARVALHO FILHO, A. de.; CURI, N.; SHINZATO, E. Relações solo-paisagem no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.45, n.8, 2011 p.903-916

CARVALHO, M.A.de.; FREIRE,J.C.; CURI,N.; BAHIA,V.G. Eficiência de dispersantes na análise granulométrica de materiais de solos com horizontes B textural. Pesquisa agropecuária brasileira, v.23, n.4, 1988. p.415-451

CARLSON,R.W.; ARAUJO, A.L.N.; JUNQUEIRA-BROD, T.C.; GASPAR,J.C.; BROD, J.A.; PETRINOVIC, I.A.; HOLLANDA,M.H.B.M.; PIMENTEL, M.M.; SICHEL, S. Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. Chemical Geology, v.242, 2007 p.415-434

CASTRO,S.S.; COOPER,M.;SANTOS,M.C.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do solos: bases e aplicações. Tópicos em Ciência do Solo:SBCS, Viçosa, 2003.

CHANEY, K.; SWIFT, R.S. Studies on aggregate stability. II. The effect of humic substances on the stability of re-formed soil aggregates. Journal of Soil Science, v.37, 1986 p.337-343

CHAUVEL,A.; BOCQUIER,G.; PEDRO,G. Géochimie de la surface et forms du relief. III. Les mécanismes de la disjunction des constituants des couvertures ferrallitiques et l'origine de la zonalité des couvertures sableuses dans les regions intertropicales de l'Afrique de l'ouest. Bulletin de la Societe Geologique de France,v.30,n.4, 1977 p.255-263

CHAUVEL, A., BOCQUIER, G. ; PEDRO, G. La stabilité et la transformation de la microstructure des sols rouges ferrallitiques de Casamance (Senegal). Analyse microscopique et données expérimentales. IN: DELGADO, M. (ed.), Soil Micromorphology. University of Granada, Spain, 1978 p.779–813.

CHAUVEL, A. ; PEDRO, G. Genése de sols beiges (ferrugineux tropicaux lessivés) par transformation des sols rouges (ferrallitiques) de Casamance (Sénégal). Cahiers ORSTOM, Série Pédologie v,16, 1978 p.231–249.

CHAUVEL, A., SOUBIES, F.; MELFI, A. Ferralitic soils from Brazil: formation and evolution of structure. IN : NAHON, D. ; NOACK, Y. (eds.), Pétrologie des Altérations et des Sols. Sciences Géologiques Mémoire, v.72, 1983 p.37–46.

CHESWORTH, W. Weathering systems. IN: MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W. (eds). Weathering, Soils & Paleosol. Amsterdam: Elsevier, 1992 p.19-40

COELHO,M.R.; VIDAL-TORRADO,P.; LADEIRA,F.S.B. Macro e Micromorfologia de ferricretes nodulares desenvolvidos de arenito do Grupo Bauru, Formação Adamantina. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.25, 2001 p.371-285

- CONACHER, A.J. Lateritic Duricrust and Relief inversion in Australia. *Catena*, v.18, 1991 p.585-588
- COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; CHAPLOT, V. Origin of microaggregates in soils with ferrallic horizons. *Scientia Agricola*, v.62, n.3, 2005 p.256-263
- CORDANI, V.G.; VANDOROS, P. Basaltic rocks of the Paraná Basin. IN: Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Pinto, I.D. *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, 1967 p.207-231
- CORNELL, R.M.; SCHWERTMANN, U. *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*. WILEY-VCH, 2003
- CORRÊA, G.R. Pedogênese em platôs de canga ferrífera e basaltos na Serra dos Carajás – PA. 2011. 213f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2011.
- CORREIA, T.B. Núcleos Fabris e de Mineração no Brasil: As experiências pioneiras (1811-1880). *Revista de pesquisa em arquitetura e urbanismo*, v.3, n.2, 2006 p.15-42
- COSTA, A.; GARCIA, R.A. . Mapeamento da evolução do uso e cobertura do solo na Serra do Gandarela a partir de imagens Landsat (1987-2010). *Geografias*, v.10, n.1, 2014 p.8-23
- COSTA, I.D.N.da. *Vila Rica: População (1719-1826)*. São Paulo: IPE-USP, 1979
- COSTA, S.A.D.da. Caracterização química, física, mineralógica e classificação de solos ricos em ferro do Quadrilátero Ferrífero. 2003. 83f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Departamento de solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2003.
- COX, E.P. A method of assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. *Journal of paleontology*, v.1, n.3, 1927 p.179-183
- CURI, N.; FRANZMEIER, D.P. Toposequence of Oxisols from the central plateau of Brazil. *Soil Science Society American Journal*, v.48, 1984 p. 341-346
- CURI, N.; KÄMPF, N. Caracterização do Solo. IN: KER, J.C.; CURI, N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P. (eds). *Pedologia*, Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012
- CROWE, A.S.; JONES, C.; KATSEV, S.; MAGEN, C. O'NEILL, A.H.; STURM, A.; CANFIELD, D.E.; HAFFNER, G.D.; MUCCI, A.; SUNDBY, B.; FOWLE, D.A. Photoferrotrophs thrive in the Archean Ocean analogue. *PNAS*, v.105, n.41, 2008 p.15938- 15943
- DAVIS, E.G.; PINTO, E.J.A.; PINTO, M.C.F. *Projeto APA Sul RMBH: estudos do meio físico, hidrologia*. Belo Horizonte: SEMAD/CPRM, 2004.
- DELVIGNE, J. *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*. Canadian Mineralogist Special Publication, Mineralogical Association of Canada, Ottawa, 1998 495pp
- DOBBSS, L.B.; CANELLAS, L.P.; ALLEONI, R.F.; REZENDE, C.E.de.; FONTES, M.P.F.; VELLOSO, A.C.X. *Eletroquímica de Latossolos brasileiros após a remoção*

da matéria orgânica humificada solúvel. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.32,n.3, 2008 p. 985-996

DONAGEMMA, G.K.; RUIZ, H.A.; FONTES, M.P.F.; KER, J.C.; SCHAEFER, C.E.G.R.. Dispersão de latossolos em resposta à utilização de pré-tratamentos na análise textural. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.27, p.765-772, 2003.

DORR, J.V.N. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geology*. v.59, 1964 p.1203-1240.

DORR II, J.V.N. Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, US Geol. Surv., 1969.

DUIKER,S.W. Aggregation. IN: LAL,R. (ed.). *Encyclopedia of Soil Science*.New York, Marcel Dekker, 2002.p.49-51

EAKIN,M. British Enterprise in Brazil: the st. John D'el Rey mining company and the Morro Velho gold mine, 1830-1960. Londres: Duke University Press, 1989

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos: 1ª aproximação. Rio de Janeiro, 1980.

EMBRAPA. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1982

EMBRAPA. Levantamento de reconhecimento de baixa intensidade dos solos e aptidão agrícola das terras de parte da região geoeconômica de Brasília. Brasília: EMBRAPA, 1983.

EMBRAPA.Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento dos solos no estado do Paraná. Boletim de pesquisa 27, Rio de Janeiro, 1984

EMBRAPA. Anais da III Reunião de Classificação, Correlação de solos e interpretação de aptidão agrícola. 1988, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro: Embrapa-SNLCS, 1988. (Embrapa-SNLCS. Documentos, 12).

EMBRAPA . Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília: EMBRAPA Produção de Informação, 1999.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solos,Rio de Janeiro, 2ed, 2011.

EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 3.ed., Brasília: Embrapa, 2013.

EMBRAPA. Comunicado técnico 66. Rio de Janeiro: Embrapa solos, 2012

ERNESTO,M.; PACCA, I.G.; HYODO,F.Y.; NARDY,A.J.R. Paleomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*,v.64, 1990 p.153-175

ESCHENBRENNER,V. Contribution des termites à la micro-agrégation de sols tropicaux. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*,v.22,n.4, 1986 p.397-408

ESPINDOLA, C. R.; DANIEL, L.A. 2008. Laterita e solos lateríticos no Brasil. Boletim Técnico da FATEC-SP-BT, v.24, 2008 p. 21-24

ESWARAN, H.; DAUD, N.. A scanning electron microscopy evaluation of the fabric and mineralogy of some soils from Malaysia. Soil Science Society of America Journal, v.44, 1980 p.855–861.

EZE,P.; UDEIGWE,T.K.; MEADOWS,M.E. Plinthite and its associated evolutionary forms in soils and landscapes: a review. Pedosphere, v.24, n2, 2014 p.153-166

FABRIS, J.D.; COEY, J.M.D.; QINIAN, QI, MUSSEL,W.N. Characterization on Mg-rich maghemite from tuffite. American Mineralogist, v.80, 1995 p.664-669

FANTON,J.C.M.; RICARDI-BRANCO, F.; SILVA, A. M. Terminalia palaeopubescens nov sp..(Combrataceae) da Formação Fonseca (Eoceno / Oligoceno) de Minas Gerais, Brasil: Morfologia Foliar, Fungos Epifílicos associados e paleoclima. Ameghiniana, v. 49, 2012 p. 273-288

FERREIRA,F.P.; AZEVEDO,A.C.de.; DALMOLIN,R.S.D.; GIRELLI,D. Carbono orgânico, óxidos de ferro e distribuição de agregados em dois solos derivados de basalto no Rio Grande do Sul – Brasil. Ciência Rural,v.37, 2007 p.381-388

FERREIRA,L.; FERNANDES,B.; CURI,N. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região Sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Ciência do Solo,v.23, 1999 p.507-514

FERREIRA,L.; CURIS,N.; FERREIRA,M.M.; LIMA,J.M.de; SILVA,M.L.N.; VITORINO,A.C.T.. Tipos de dispersantes, formas de agitação e sua relações com a erodibilidade de solos com altos teores de óxidos de ferro. Ciência Agrotécnica, Lavras, v.26, n.2, 2002 p.342-353

FERREIRA, M.M.; FERNANDES,B.; CURI,N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos da região sudeste do Brasil. Revista brasileira de ciência do solo, v.23, 1999 p.515-524

FERREIRA, M.R. O mito indígena da lagoa dourada e as bandeiras do Brasil Central. DF Letras, Brasília, p.7-8, 28 fev. 1994

FIGUEIREDO, M. do A.; FABRIS, J.D.; VARAJÃO, A.F.D.C.; COUCEIRO, P.R. da C.; LOUTFI, I.S.; AZEVEDO, I. de S.; GARG, V.K. Óxidos de ferro de solos formados sobre gnaiss do Complexo Baçõ, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.41, 2006 p.313-321

FILIZOLA, H.F.; GOMES, M.A.E. Coleta e impregnação de amostras de solo para análise micromorfológica. Embrapa: Comunicado Técnico,n.20, 2004 p.1-4

FISHKIS, O.; INGWERSEN,J.; LAMERS, M.; DENYSENKO, D.; STRECK, T. Phytolith transport in soil: A Field study using fluorescent labelling. Geoderma, v.157, 2010 p.27-36

FONSECA,G. Petrogênese de rochas ultramáficas do Quadrilátero Ferrífero e adjacências e sua relação genética com rochas metaltramáficas do tipo serpentinito e esteatito. 2011 Dissertação (Mestrado em Geologia – Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2011

FONTES, M.P.F.; CAMARGO, O.A.de.; SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. *Scientia Agrícola*, v.58, n.3, 2001 p.627-646

FREYSSINET, P.; ROQUIN, C.; MULLER, J.C.; PAQUET, H.; TARDY, Y. Geochemistry and mineralogy of soils covering laterites and their use for gold exploration. In: International symposium Geochemistry of the earth's surface and of mineral formation, 2, 1990. Provence France. Anais, 1990.

FURLEY, P.A.; RATTER, J.A. Soil resources and plant communities of the central Brazilian cerrado and their development. *Journal of Biogeography*, v.15, 1988 p.97-108

GARNIER, J.; QUANTIN, C.; GUIMARÃES, E.; GARG, V.K.; MARTINS, E.S.; BECQUER, T. Understanding the Genesis of ultramafic soils and catena dynamics in Niquelândia, Brazil. *Geoderma*, v.151, 2009 p.204-214

GARNIER-SILLAN, E., VILLEMIN, G., TOUTAIN, F., RENOUX, J. Formation de micro-agrégats oragno-minéraux dans les feces de termites. *Comptes Rendus de l'Académie des Science*, v.301, 1985 p. 213-218

GHIDIN, A.A.; MELO, V.F.; LIMA, V.C.; LIMA, J.M.J.C. Toposequências de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná I –Mineralogia da fração argila. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.30, 2006 p.293-306

GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SINIGOI, S. The petrogenesis of the Niquelandia Layered Basic-Ultrabasic Complex, Central Goiás, Brazil. *Journal of Petrology*, v.27, 1986 p.715-744

GOLDBERG, S. Interaction of aluminum and iron oxides and clay minerals and their effect on soil physical properties: a review. *Communications in soil science and plant analysis*, v.20, n.11-12, 1989 p.1181-1207

GOLDBERG, S.; SUAREZ, D.L.; GLAUBIG, R.A. Factors affecting clay dispersion and aggregate stability of arid-zones soils. *Soil Science*, v.146, n.5, 1988 p.317-325

GOLDISH, S. S. A study in rock weathering, *Journal Geology*, v. 46, 1938 p. 17-58

GRAHAM, R. C.; DANIELS, R. B.; BUOL, S. W. Soil-geomorphic relations on the Blue Ridge Front: I. Regolith types and slope processes, *Soil Science Society American Journal*, v.54, 1990 p.1362-1367.

GROHMANN, F.; RAIJ, B.van. Dispersão mecânica e pré-tratamento para análise granulométrica de Latossolos argilosos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.1, 1977. P.52-53.

GUNN, P.; CORREIA, T.B. A industrialização brasileira e a dimensão geográfica dos estabelecimentos industriais. *Revista Brasileira de Estudos Urbanos e Regionais*, v.7, n.1, 2005 p.17-54

HARTMANN, L.A., ENDO, I., SUITA, M.T.F., FRANTZ, J.C., CARNEIRO, M.A., MCNAUGHTON, N.J., BARLEY, M. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, 2006. p. 273-285

HARRIS, R.F.; CHESTER, G.; ALLEN, O.N. Dynamics of soil aggregation. *Advanced Agronomy*, v.18, 1996 p.107-169

HERBILLON, A.J.; CEDEX, V.; NAHON, D. Laterites and laterization processes. IN: STUCKI, J.W.; GOODMAN, B.A.; SCHWERTMANN, U. (eds.) *Iron in Soils and Clay Minerals*. Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo: D. Reidel Publishing Company, 1985 p.779-796

HENDRICKS, J.J.; NADELHOFFER, K.J.; ABER, J.D.. Accessing the Role of Fine Roots in Carbon and Nutrient Cycle. *Trends in Ecology and Evolution*, v.8, n.5, 1993

HOLZHEY, C.S.; KIMBLE, J.M. Constraints to the analytical characterization of oxisoils. In: *INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP*, 8., 1986, Rio de Janeiro. *Proceedings...* Rio de Janeiro: EMBRAPA/SNLCS, p. 23-21, 1986

HORBE, A.M.C.; COSTA, M.L.da.; Geochemical evolution of a lateritic Sn-Zr-Th-Nb-Y-REE-bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas – Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, v.66, 1999 p.339-351

JACKSON, I. *The Earth's Mantle – Composition, Structure and Evolution*. Cambridge University Press, 1998

JACKSON, M.L. Aluminum Bonding in Soils: a Unifying Principle in Soil Science. *Soil Science Society of America Journal*, v.27, n.1, 1962

JACOBI, C.M.; CARMO, F.F. Estudo fitossociológico de uma comunidade vegetal sobrecanga como subsídio para a reabilitação de áreas mineradas no quadrilátero ferrífero, MG. *Revista Árvore*, v.32, n.2, 2008 p.345-353

JACOBI, C.M.; CARMO, F.F. *Diversidade florística nas cangas do Quadrilátero Ferrífero*. Belo Horizonte: Código Editora, 2012

JUNGERIUS, A., VAN DEN ANCKER, J.A.M.; MUCHER, H.J. The contribution of termites to the microgranular structure of soils on the Uasin Gishu Plateau, Kenya. *Catena*, v.34, 1999 p.349–363.

KER, J.C. Latossolos do Brasil: Uma revisão. *Geonomos*, v.5, 1997 p.17-40

KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, v.18, n.2, 1956 p.147–265

KIRKHAM, D.; POWERS, W.L. *Advanced soil physics*. 2.ed. New York: Interscience, 1972 548p.

KLEIN, C.; DUTROW, B. *Manual de Ciência dos Minerais*. Bookman: Porto Alegre, Rio Grande do Sul, 2012

KONG, A.Y.Y.; SIX, J.; BRYANT, D.C.; FORD DENISON, R.; VAN KESSEL, C. The Relationship between Carbon Input, Aggregation, and Soil Organic Carbon Stabilization in Sustainable Cropping Systems. *Science Society of America Journal*, v.69, n.4, 2004 p.1078-1085

KONHAUSER, K.O.; HAMADE, T.; RAISWELL, R.; MORRIS, R.; FERRIS, F.G.; SOUTHAN, G.; CANFIELD, D.E. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations?. *Geology*, v.30, n.12, 2002 p.1079-1082

KOOYMAN, C.; ONK, R.F.M. Distribution of termite (Isoptera) species in southwestern Kenya in relation to land use and themorphology of their galleries. *Biology and Fertility of Soils*, v. 3, 1987 p. 69–73

LAGOEIRO, L.E. Mecanismos de deformação e orientações cristalográficas preferenciais em tectonitos de Formação Ferríferas – Quadrilátero Ferrífero, MG. 1998. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998

LAL,R.; SHUKLA, M.K. Principles of Soil Physics. Nova Iorque: Marcel Dekker, 2004 682p.

LAMOUNIER, W.L.; CARVALHO, V. L. M.; SALGADO, A. A. R.; MARENT, B. R. A influência da litologia na distribuição da cobertura vegetal e no uso do solo na Serra do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero/ MG. *Geografias*, v.6, n.1, 2010 p. 152-165

LARIZATTI,J.H.; OLIVEIRA,S.M.B.de. Evolução Geoquímica e balanço de massa na formação e degradação de perfis lateríticos encouraçados na área da Fazenda Pison, vale do rio Tapajós, Amazônia Central. *Revista Brasileira de Geociências*,v.35,n.2, 2005 p.273-284

LAVARINI, C. Interações geomorfológicas entre bacias de cabeceira e vales Fluviais principais: abordagem multiescalar na bacia do Ribeirão Mata Porcos, Quadrilátero Ferrífero-MG. 2014. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2014

LEDRU, M.P., SOARES BRAGA, P.I., SOUBIÈ, S.F., FOURNIER, M., MARTIN, L., SUGUIO, K., TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.123, 1996 p.239–257

LEINZ,V.; AMARAL,S;E;do. *Geologia Geral*, São Paulo:Companhia Editora Nacional, 2003

LEPRUN, J.C. Lês cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de L’Afrique Occidentale Sèche. Gênese, Transformations, Dégradation Docteur ès Sciences – Institut de Géologie, Université Louis Pasteur - n. 58, Srasbourg, 1979 224 pp.

LEPRUN,J.C. Some principal features of ironcrusts in dry western Africa. In: International seminar lateritisation processes, Trivandrum, 979. Proceedings. New Delhi: Oxford & IBH Publication, 1981 p.144-153

LEVETT A., GAGEN E., SHUSTER J., RINTOUL L., TOBIN M., VONGSVIVUT J., BAMBERY K., VASCONCELOS P. AND SOUTHAM G.Evidence of biogeochemical processes in iron duricrust formation. *Journal South American Earth Science* v.71, 2016 p.131–142.

LIBBY,D.C. Transformação e trabalho em uma economia escravista: Minas Gerais no século XIX. São Paulo: Editora Brasiliense, 1988

LIMA,A.M.; MARIANO,Z.F. Análise Microclimática no interior e fora das florestas estacionais semidecíduais na área da bacia da usina hidrelétrica de Caçu-GO. *Revista do Departamento de Geografia –USP*, v.17, 2014 p.67-87

LIMA, J.M.; ANDERSON, S.J. Aggregation and aggregate size effects on extractable iron and aluminum in two Hapludox. *Soil Science Society American Journal*, v.61, 1997 p.965-970

LIMA, M.R.; MELO, M.S.; COIMBRA, A.M. Palinologia de sedimentos da Bacia de São Paulo, terciário do estado de São Paulo, Brasil. *Revista IG, São Paulo*, v.12 n.1/2, 1991 p.7-20

LIMA, M.R.; SALARD-CHEBOLDAEFF, M. Palynologie des bassins de Gandarela et Fonseca (Eocene de L'état de Minas Gerais, Brésil). *Boletim do Instituto de Geociências USP*, v.12, 1981 p.33-54.

LUCAS, Y. The bauxite of Juruti. In: CARVALHO, A.; BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J.; LUCAS, Y. editors, *Brazilian Bauxites*. 1rd ed. São Paulo: USP/FAPESP/ORSTOM; 1997 p.107-136.

LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; TEIXEIRA, J.B.G. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás, *Revista Brasileira de Geociências*, v31, n.1, 2001 p.21-28

LÓPEZ-HERNÁNDEZ, D.; HERNÁNDEZ-VALENCIA, I.; GÜERERE, I. Cambios em parâmetros físicos, químicos y biológicos em el suelo de una sabana protegida de quena y pastoreo durante veinticinco años. *Bioagro*, v.3, 2008

LUNA, F.V.; COSTA, I.N.da. Profissões, atividades produtivas e posse de escravos em Vila Rica ao alvorecer do século XIX. *Minas Colonial: Economia e Sociedade*. São Paulo: FIPE/PIONEIRA, 1982

MACEDO, L.; BRYANT, R.B. Morphology, Mineralogy, and Genesis of a Hydrosequence of Oxisols in Brazil. *Soil Science Society American Journal*, v.51, 1987 p.690-698

MACHADO, F.B.; NARDY, A.J.R.; MELO, R.P.de.; OLIVEIRA, M.A.F.de.; SQUISATO, E. As rochas intrusivas da formação Serra Geral na porção leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo: Aspectos petrográficos e geoquímicos – resultados preliminares. *Geociências*, v,24,n1, 2005 p.5-17

MACHADO, M.M.M. Construindo a imagem geológica do Quadrilátero Ferrífero: conceitos e representações. 2009. 256f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009

MACHADO, N.; CARNEIRO, M.A. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa, v. 29, n. 11, 1992. p.2341-2346

MACHADO, N.; NOCE, C.M.; FENG, R. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos de rochas metassedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco: Considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. Anais... Salvador, SBG-BA, SE/SGM, 1993. p. 149-151.

MAGALHÃES JUNIOR, A.; SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial neo-cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do Rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, v.2, n.1, 1994

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., BARROS, L.F.P., RAPOSO, A.A., CHEREM, L.F.S.

Eventos deposicionais fluviais quaternários e dinâmica recente do vale do Rio Maracujá – Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 3, 2010 p. 78-86

MALDEN, P.J.; MEADS, R.E. Substitution by Iron in Kaolinite. *Nature*, v.215, 1967 p.844-846

MARTINS, M.C.S.; SILVA, H.C.C.da. Produção econômica de Minas Gerais em meados do século XIX. IN: V Congresso Brasileiro de História Econômica, 2003 Caxambu, 2003.

MARTINS, R.B. A transferência da corte portuguesa para o Brasil: Impactos sobre Minas Gerais. IN: Seminário sobre a Economia Mineira, 13, 2008, Diamantina: CEDEPLAR, 2008.

MASON B.; MOORE, C.B. *Principles of Geochemistry*. Wiley:New York, 4a ed., 1982

MAURI, J.; RUIZ, H.A.; FERNANDES, R.B.A.; KER, J.C.; REZENDE, L.R.M. Dispersantes químicos na análise granulométrica de latossolos. *Revista brasileira de ciência do solo*, v.35, 2011 p.1277-1284

MAXWELL, C.H. *Geology and ore deposits of the Alegria district, Minas Gerais, Brazil*. Geological survey Professional paper, USGS, 341-J, 1972

MCBRIDE, M.B. *Environmental Chemistry of Soils*. Oxford University Press, Nova Iorque, 1994

MCKEAGUE, J.A. *Manual on soil sampling methods of analysis*, Ottawa: Canadian Society of soil Science, 2ed, 1978

MEDINA, A.I., DANTAS, M. E., SAADI, A. *Geomorfologia*. In: Projeto APA Sul RMBH - Estudos do Meio Físico. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, v.6, 2005.

MEHRA, J.P.; JACKSON, M.L. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner*, v.7, 1960 p.317-327

MELFI, A.J.; PÉDRO, G.; NALOVIC, L.; QUEIROZ NETO, J.P. Étude sur l'altération géochimique des itabirites du Brésil. *Cahier ORSTOM-série pédologie*, v.14, n.3, 1976 p.179-192

MELLO, C. L.; SANT'ANNA, L. G.; BERGQVIST, L. P. Sítio Paleontológico de Fonseca, Minas Gerais (Vegetais Fósseis do Terciário Brasileiro). IN: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M.; BERBERT-BOM, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: DNPM, 2002.

MESTDAGH, M.M.; VIELVOYE, L.; HERBILLON, A.J. Iron in Kaolinite: II. The relationship between kaolinite crystallinity and Iron content. *Clay Minerals*, v.15, n.1, 1980

MEUNIER, A., VELDE, B. Weathering mineral facies in altered granites: the importance of local small-scale equilibria. *Min. Mag.* v.43, 1979 p.261 – 268

MILLOT, G. *Geology of Clays: Weathering, Sedimentology, Geochemistry*. Tradução de FARRAND, W.R.; PAQUET, H. Springer, 1970

MONTEIRO, H.S.; VASCONCELOS, P.M.; FARLEY, K.A.; SPIER, C.A.; MELLO, C.L. (U-Th)-He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.131, 2014 p.267-289

MOTTA, P. E. F; BARUQUI, A. M; SANTOS, H, G. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos da região do Alto Paranaíba, Minas Gerais. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004.

MOURÃO, M.A.A. Caracterização hidrogeológica do aquífero Cauê, Quadrilátero Ferrífero, MG. 2007. 298f. Tese (Doutorado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental/ Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2007

MUGGLER, C.C. Polygenetic oxisols on tertiary surfaces, Minas Gerais, Brazil. 1998. Tese (Doutorado), Wageningen, Wageningen Agricultural University, 1998

MUGGLER, C.C.; CURI, N.; SILVA, M.L.N.; LIMA, J.M. de. Características pedológicas de ambientes agrícolas nos chapadões do Rio Corrente, sudoeste da Bahia. *Pesquisa Agropecuária brasileira*, v.31, n.3, 1996 p.221-232

MUGGLER, C.C.; VAN GRIETHUYSEN, C.; BUURMAN, P.; THOM, P. Aggregation, organic matter, and iron oxide morphology in oxisols from Minas Gerais, Brazil. *Soil Science*, v.164, 1999 p.759-770

MULLER, J.P. Microstructuration des stutichrons rouges ferralitiques, a` l`amont des modele`s convexes (Centre-Cameroun). *Aspects morphologiques. Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, v.15, 1977 p.239–258.

MULLER, J.P. Micro-organization of loose ferralitic materials in the Cameroons. IN: BULLOCK, P.; MURPHY, C.P. (eds.). *Soil Micromorphology. Soil Genesis*. Berkhamsted: AB Academic Publishers, v.2, 1983 pp. 655–666.

MURAD, E.; FISCHER, W.R. The Geobiochemical cycle of iron. IN: STUCKI, J.W.; GOODMAN, B.A.; SCHWERTMANN, U. (eds). *Iron in soils and Clay minerals*. Boston: D. Reidel Publishing Company, 1985.

MURAD, E.; SCHWERTMANN, U. Temporal stability of a fine-grained magnetite. *Clays and Clay Mineral*, v.41, 1993 p. 111-113

NAHON, D. Evolution of Iron Crusts in Tropical Landscapes. IN: COLMAN, S.M.; DETHIER, D.P. *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*, London: Academic Press, 1986 p.169-191

NAHON, D.B. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. New York: Wiley-Interscience, 1991 313p.

NASCIMENTO, N.R.do. Sistemas de transformação pedológica “solos lateríticos com couraça ferruginosa em silcrete e/ou planossolos”: aplicação à cartografia da pedo-morfologia do médio vale do Rio Paramirim – Bahia. 1993. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

NEALSON, K.H.; MYERS, C.R. Iron reduction by bacteria: a potential role in the genesis of banded iron formations. *American Journal of Science*, v.290-A, 1990 p.35-45

NUNES, W.A.G.A., SCHAEFER, C.E.G.R., FERNANDES FILHO, E.I. Caracterização micropedológica de alguns solos da Zona da Mata Mineira. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.24, 2000 p.103–115.

OLIVEIRA, D.A.S. Gênese de solos em topolitossequência no synclinal moeda – Quadrilátero Ferrífero (MG). 2013. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2013

OLIVEIRA, F.S.de. A bauxita de Barro Alto (GO): Gênese e evolução mineralógica, micromorfológica e geoquímica. 2011. Tese (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2011.

OLLIER, C.D. A two-cycle theory of tropical pedology. *Journal of Soil Science*, v.10, n.2, 1959 p.137-148

OLLIER, C.D.; GALLOWAY, R.W. The laterite Profile, ferricrete and unconformity. *Catena*, v.17, 1990 p.97-109

OLLIER, C.D.; SHETH, H. The High Deccan duricrusts of India and their significance for the 'laterite' issue. *Journal of Earth System Science*, v.117, n.5, 2008 p.537-551

PARIZZI, M.G.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; KHOLER, H.C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. *The Holocene*, v.8, 1998 p.311-321

PARKER, C.W., WOLF, J.A., AULER, A.S., BARTON, H.A.; SENKO, J.M. Microbial reducibility of Fe(III) phases associated with the genesis of iron ore caves in the Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil. *Minerals*, v.3, (2013)

PARRISH, J.T.; ZIEGLER, A.M.; SCOTSE, C.R. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporates in the Mesozoic and Cenozoic. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, v.40, 1982 p.61-101

PATON, T.R.; WILLIAMS, M.A.J. The concept of laterite. *Annals of the Association of American Geographers*, v.65, n.1, 1972 p.42-56

PEDRO, G. Contribution a l'etude experimentale de l'alteration geochemique des roches cristallines. Part 1. *Ann. Agron.* v.15, 1964 85-191.

PEDRO, G. Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, v.23, 1987 p.169–186.

PEDRO, G., CHAUVEL, A.; MELFI, A.J., Recherches sur la constitution et la genèse des Terres Roxas Estructuradas du Brésil. *Annales Agronomiques*, v.27, 1976 p.265–294.

PEREIRA, A.F.S. Florística, fitossociologia e relação solo-vegetação em campo rupestre ferruginoso do Quadrilátero Ferrífero, MG. 2010. 108f. Dissertação (Mestrado em Botânica) – Departamento de Biologia Vegetal, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2010

PERSE, J.D. Geology and significance of a large ferricrete deposit in Handcart Gulch, Park County, Colorado. 2000. Dissertação (Mestrado em Geologia). Department of Geological Sciences, The Ohio State University, 2000

PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. Continental Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil). Dordrecht: Kluwer, Netherlands, 1988

PICCOLO, A.; PIETRAMELLARA, G.; MBAGWU, J.S.C. Use of humic substances as soil conditioners to increase aggregate stability. *Geoderma*, v.75, 1997 p.267-277

PINHEIRO-DICK, D. SCHWERTMANN, U. Microaggregates from Oxisols and Inceptisols: dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. *Geoderma*, v.74, n.1-2, 1996 p.49-63

PINTO, M.C.S. Aspectos da História da mineração no Brasil Colonial. IN: LINS, F.A.F.; LOUREIRO, F.E.V.L.; ALBUQUERQUE, C.A.S.C.de. (eds) Brasil 500 anos: A construção do Brasil e da América Latina pela mineração. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2000

PORTO, M.L.; SILVA, M.F.F.da. Tipos de vegetação metalófitas em áreas da Serra de Carajás e de Minas Gerais, Brasil, *Acta Botânica Brasilis*, v.2, n.2, 1989 p.13 -21

RADAMBRASIL. Levantamento de recursos naturais. Folhas SF 23/24. Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, v.32, 1983.

RAMANAIDOU, E.R. Genesis of lateritic iron ore from banded iron-formation in the Capanema mine (Minas Gerais, Brazil). *Australian Journal Earth Science* v.56, 2009 p.605–620

RAMOS, J.R.A. Mineração no Brasil Pós-Colônia. IN: LINS, F.A.F. Brasil 500 anos – a construção do Brasil e da América Latina: histórico, atualidade e perspectiva. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2000 p.55-61

RAPOSO, F.O. Formações Ferríferas e metassedimentos químicos de áreas selecionadas do Quadrilátero Ferrífero e suas relações com níveis Rudáceos. 1995. 134f. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1995

REATTO, A.; BRUAND, A.; SILVA, E.M.; GUÉGAN, R.; COUSIN, I.; BROSSARD, M. MARTINS, E.S.. Shrinkage of microaggregates in Brazilian Latosols during drying: significance of the clay content, mineralogy and hydric stress history. *European Journal of Soil Science*, v.60, n.6, 2009 p.1106-1116

REIS, J.S. Caracterização de solos ferruginosos altomontanos da Serra do Gandarela. 2014. 85f. Monografia (Bacharelado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2014.

RENGER, F.E.; NOCE, C.M.; ROMANO, A.W.; MACHADO, N. Evolução Sedimentar do Supergrupo Minas 500Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, v.2, 1995 p.1-11

REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA, 3., 1988, Rio de Janeiro, RJ. Anais... Rio de Janeiro: Embrapa-SNLCS/SBCS, 1988. p.153-184.

RIBEIRO, A.S.S. Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica dos solos da Serra Sul, Floresta Nacional de Carajás, Pará. 2009. 126f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2009

ROCHA, A.S.da; BADE, M.R.; CUNHA, J.E.da. Morfopedologia e fragilidade ambiental nos setores de fundos de vale da área periurbana da cidade de Marechal Cândido Rondon – Paraná. *Ambiência*, v.8, 2012 p. 615-632

RODRIGUES, C.; OLIVEIRA, V.A.de.; SILVEIRA, P.M. de.; SANTOS, G.G. Chemical dispersants and pre-treatments to determine clay in soils with different mineralogy. *Revista brasileira de ciência do solo*, v.35, 2011 p.1589-1596

ROSIÈRE, C.A.; QUADE, H.; SIEMES, H.; CHEMALE JUNIOR, F.; RESENDE DE SOUZA, E.M. Um modelo para evolução microestrutural dos minérios de ferro do quadrilátero ferrífero. Parte II – trama, textura e anisotropia de susceptibilidade magnética. *Geonomos*, v.4, n.1., 1996

ROSIÈRE, C.A.; CHEMALE JUNIOR, F. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero – Uma visão geral e discussão. *Geonomos*, v.8, n.2, 2000 p.27-43

ROSOLEN, V.; LAMOTTE, M.; BOULET, R.; TRICHET, J.; ROUER, O.; MELFI, A.J. Genesis of a mottled horizon by Fe-depletion within a laterite cover in the Amazon Basin. *C.R. Geoscience*, v.334, 2002 p.187-195

RUCHKYS, U.A.; RENGER, F.E.; NOCE, C.M.; MACHADO, M.M.M. Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero, MG – da lenda do Sabarabuçu ao patrimônio histórico, geológico, paisagístico e religioso. IN: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; BERBET-BORN, M.; QUEIROZ, E.T.; CAMPOS, D.A.; SOUZA, C.R.G.; FERNANDERS, A.C.S. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasília. CPRM. 2009

RUGGIERO, P.G.C.; BATALHA, M.A.; PIVELLO, V.R.; MEIRELLES, S.T. Soil vegetation relationships in cerrado (Brazilian savanna) and semideciduous forest, Southeastern Brazil. *Plant Ecology*, v.160, 2002 p1-16

RYAN, J.; CURTIN, D.; CHEEMA, M.A. Significance of Iron oxides and calcium carbonate particle size in phosphorus sorption and desorption in calcareous soils. *Soil Science Society American Journal*, v.49, 1985 p.74–76.

SAINI, G.R.; MACLEAN, A.A.; DOYLE, J.J. The influence of some physical and chemical properties on soil aggregation and response to VAMA. *Canadian Journal of Soil Science*, v.48, 1966

SALEH, A.M.; JONES, A.A. Characteristics of synthetic ferrihydrite and its relationship to kaolinite surfaces. *Clay Minerals*, v.19, 1984 p.745-755

SALGADO, A. A. R. Estudo da evolução do relevo do Quadrilátero Ferrífero, MG - Brasil, através da quantificação dos processos erosivos e denudacionais. 2006, 125 f., Tese (doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais), Departamento de

Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Université Paul Cezanne - AixMarseille III, 2006.

SALGADO, A.A.R.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; VARAJÃO, A.F.D.; NALINI JUNIOR, H.A. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift Geomorphol.*, v. 52, 2008. p.317-323.

SALGADO, A.A.R.; CARMO, F.F.do. Quadrilátero Ferrífero': A Beautiful and Neglected Landscape Between the Gold and Iron Ore Reservoirs. IN: VIEIRA, B.C.; SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C. (eds). *Landscape and Landforms of Brazil*. Springer, 2015

SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, C.A.C., COLIN, F., BRAUCHER, R., VARAJÃO, A.F.D., NALINI JR., H.A., CHEREM, L.F., MARENT, B.R., BRINDUSA, C.B.,. Estimativa das taxas de erosão das terras altas da alta bacia do Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.8, 2007 p.3-10

SAMAMA, J.C. *Ore Fields and Continental Weathering*. Van Nostrand Reinhold, New York, 1986

SANTOS, G.B.dos.; MAGALHÃES JUNIOR, A.P.; CHEREM, L.F.S. Níveis de terraços fluviais e depósitos sedimentares correlativos no alto vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.10, n.1, 2009 p.73-84

SANTOS, M.C.D., MERMUT, A.R.; RIBEIRO, M.R. Submicroscopy of clay microaggregates in an Oxisol from Pernambuco, Brazil. *Soil Science Society of America Journal*, v.53, 1989 p.1895–1901.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 6ª ed., Viçosa: SBCS, 2013.

SANT'ANNA, L.G. *Mineralogia das argilas e evolução geológica da bacia de fonsaca, Minas Gerais*. 1994. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994

SARAIVA, I.H. *Structural and functional characterization of the gene products responsible for phototrophic iron oxidation by purple bacteria*. 2012 Dissertação (Mestrado em Bioquímica) – Instituto de Tecnologia Química e Biológica, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 2012

SCHAEFER, C.E.R. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal Soil Research*, v.39, 2001 p.909 – 926

SCHAEFER, C.E.R.; CÂNDIDO, H.G.; CORRÊA, G.R.; PEREIRA, A.; NUNES, J.A.; SOUZA, O.F.; MARINS, A.; FERNANDES FILHO, E.; KER, J.C. Solos desenvolvidos sobre canga ferruginosa no Brasil: uma revisão crítica e papel ecológico de termiteiros. IN: CARMO, F.F.do.; KAMINO, L.H.Y. (orgs). *Geossistemas ferruginosos do Brasil – áreas prioritárias para conservação da diversidade geológica e biológica, patrimônio cultural e serviços ambientais*. Belo Horizonte: 3i Editora, 2015 p.77-102

SCHAEFER, C.E.G.R.; GILKES, R.J.; FERNANDES, R.B.A. EDS/SEM study of microaggregates of Brazilian Latosols in relation to P adsorption and clay fraction attributes. *Geoderma*, v. 123, 2004 p. 69–81

SCHWARZ, T. Ferricrete formation and relief inversion: an example from Central Sudan. *Catena*, v.21, 1994 p.257-268

SCHWERTMANN, U. Relation between iron oxides, soil color, and soil formation. IN: BIGHAM, J.M.; CIOLKOSZ, E.J. (eds). *Soil Color, Soil Science of América*: Madison, 1993 p.51-69

SCLIAR, C. Geologia. IN: DUARTE, R.H. (coord.). *Serra da Piedade*. Belo Horizonte: CEMIG, 1992.

SELMI, M.; LAGOEIRO, L.E.; ENDO, I. Geochemistry of hematite and itabirite, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Revista Escola de Minas, Ouro Preto*, v.62, n.1, 2009 p.35-43

SHINZATO, E.; CARVALHO FILHO, A. de. Pedologia. In: PROJETO APA sul RMBH: estudos do meio físico. Belo Horizonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2005.

SILVA, A.C. As marcas do período. . IN: SCHWARCZ, L.M. *História do Brasil Nação: 1808-2010. Crise Colonial e Independência 1808-1830*. Rio de Janeiro: Editora Objetiva, vol.1, 2011 p. 23-34

SILVA, F.D.da.; COUCEIRO, P.R.C.; FABRIS, J.D.; GOULART, A.T.; KER, J.C. Magnesioferrita e caminho pedogenético de transformação de óxidos de ferro magnéticos em dois perfis de solo derivados de tufito da região do Alto Paranaíba (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.29, n.5, 2005 p.763-775

SILVA, O.P.da. A mineração em Minas Gerais: Passado, presente e futuro. *Geonomos*, v.3, n.1, 1995 p.77-86

SILVA, S.L.da. Estudos do Meio Físico. IN: SILVA, S.L., ed. *Projeto APA Sul RMBH: Estudos do meio físico*. Belo Horizonte, CEMAD/CPRM, 2005. p.46- 50.

SOBREIRA, F.G.; FONSECA, M.A. Impactos físicos e sociais de antigas atividades de mineração em Ouro Preto, Brasil. *Geotecnia*, v.92, 2001 p.5-28

SOLBRIG, O.T. The diversity of the savanna ecosystem. *Ecological Studies*, v.121, 1996

SOLLINS, P.; RADULOVICH, R. Effects of Soil Physical Structure on Solute Transport in a Weathered Tropical Soil. *Soil Science Society of American Abstract*. v.52, n.4, 1988 p.1168-1173

SPIER, C.A.; OLIVEIRA, S.M.B.de.; ROSIÈRE, C.A. Geology and geochemistry of the Águas Claras and Pico Iron Mines, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, v.38, 2003 p.751-774

SPIER, C.A.; OLIVEIRA, S.M.B.de.; SIAL, A.N.; RIOS, F.J. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v.152, 2007 p.170-206

- STOOPS, G. The influence of the fauna on soil formation in the tropics. Micropedological aspects. Bulletin des Séances de l'Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer, v.36, 1991 p.461–469.
- STOOPS, G.. Guideline for the Analyses and Description of Soil and Regolith Thin Sections. SSSA. Madison, 2003
- STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F.; Interpretation of Micromorphological Features of Soil and Regoliths. Elsevier, 2010
- STUCKI, J.W.; GOODMAN, B.A.; SCHWERTMANN, U. Iron in Soils and Clay Minerals. D.Reidel Publishing Company: Dordrecht, Holanda, 1985
- TARDY, Y.; KOBILSEK, B.; PAQUET, H. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. Journal of African Earth Sciences, v.12, n.1/2, 1991 p.283-295
- TARDY, Y. Petrology of Laterites and Tropical Soils. Balkema Publishers, 1997
- TARDY, Y.; ROQUIN, C. Geochemistry and evolution of lateric landscapes. In: MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W. (eds) Weathering, soils and paleosols. Amsterdam-London-New York-Tokyo: ELSEVIER, 1992 p.407-436
- TARDY, Y.; ROQUIN, C. Dérive des continents Paléoclimats et altération tropicales. Éditions BRGM, 1998
- TAUNAY, A.d'E. História das bandeiras paulistas. 3.ed., São Paulo: Melhoramentos, 1975. 3v.
- TEMGOUA, E.; DIEUDONNÉ, B.; BILONG, P.; LUCAS, Y.; PFEIFER, H.R.. Démantèlement des paysages cuirassés anciens em zones forestières tropicales d'Afrique centrale: formation d'accumulations ferrugineuses actuelles em bas de versant. C.R. Geoscience, v.334, 2002 p.537-543
- TEWARI, G.P. Occurrence of kaolinite in association with iron-pan. Nature, v.198, 1963. p.1019
- TISDALL, J.M.; OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. Journal of soil science, v.33, n.2, 1982 p.141-163
- TORRENT, J.; SCHWETMANN, U.; FECHTER, H.; ALFEREZ, F. Quantitative relationships between soil color and hematite content. Soil Science, v.136, 1983 p. 354-358
- TRAPNELL, C.G.; WEBSTER, R. Microaggregates in red earths and related soils in East and Central Africa, their classification and occurrence. Journal of Soil Science, v.37, 1986 p.109–123.
- TRICARD, J. Le modelé du Quadrilatero Ferrifero sud de Belo Horizonte, Brésil. Annales de Géographie, 70e Anné, n.379, 1961 p.255-272
- TYLECOTE, R.F. A History of Metallurgy. 2a ed. Londres: Maney, 2002

VALADÃO, R.C.. Evolução de longo termo do relevo do cráton do São Francisco (desnudação, paleosuperfícies e movimentos crustais). 1998. Tese (Doutorado em Ciências Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998

VALENTON, I. Resilicification at the top of the foreland bauxite in Surinam and Guyana. *Mineral Deposita*, v.9, 1974 p.169-173

VAN WAMBEKE; ESWARAN, H.; HERBILLON, A.J.; COMERMA, J. Oxisols. In: WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; HALL, G.F. (eds). *Pedogenesis and Soil Taxonomy II The Soil Orders*. Amsterdam: Elsevier, 1983 p.325-354

VARAJÃO, A.F.D.C. Gênese das jazidas de caulinita e bauxita de Vargem dos Óculos, Quadrilátero Ferrífero, MG. 1988. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988

VARAJÃO, C. A. C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*. v.21, n.2, 1991 p.138-145.

VARAJÃO, C.A.C., RAMANAIDOU, E., MELFI, A.J., COLIN, F., NAHON, D. Martitização: alteração supergênica da magnetita. *Revista Escola de Minas*, v.50, n.3, 1996 p.18-20

VARAJÃO, C.A.C.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JUNIOR, H.A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (10Be) e da pedogênese. *Revista brasileira de ciência do solo*, v.33, 2009 p.1409-1425

VERHEYE, W.; STOOPS, G. Nature and evolution of soils developed on the granite complex in the subhumid tropics (Ivory Coast). II. Micromorphology and mineralogy. *Pedologie*, v.25, 1975 p.40-55.

VIANA, P.L.; LOMBARDI, J.A. Florística e caracterização dos campos rupestres sobre canga na Serra da Calçada, Minas Gerais, Brasil. *Rodriguésia*, v.58, n1, 2007 p.159-177

VIEIRA, S.R. Variabilidade especial de argila, silte e atributos químicos em uma parcela experimental de um Latossolo Roxo de Campinas. *Bragantia*, v.56, n1, 1997

YEOMANS, J.C.; BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications Soil Science Plant Analysis*, v.19, 1988 p.1467-1476

YODER, R.E. A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. *American Society of Agronomy*, v.28, n5, 1936

WADA, K. Role of Aluminum and Iron in the accumulation of organic matter in soils with variable charge. IN: HUANG, P.M.; BERTHELIN, J.; BOLLAG, J.M.; MCGILL, W.B.; PAGE, A.L. *Environmental Impact Of Soil Component Interactions: natural and anthropogenic organics*. Lewis Publishers: London, v.1, 1995 p.47-58

WEGGEN, J.B.G; VALETON, I.H.I. Polygenetic lateritic iron ores on BIF's in Minas Gerais/Brazil. *Geologische Rundschau*, v.79, n.2, 1990 p.301-318

WEI,W.; WISE JUNIOR, S.W. Biogeographic gradients of middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.79, 1990 p.29-61

WRIGHT,V.P.; SLOAN,R.J.; VALERO GARCÉS,B.; GARVIE,L.A.J. Groundwater ferricretes from the Silurian of Ireland and Permian of the Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, v.77, 1992 p.37-49