**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Duricrusts ferruginosos da Serra do Espinhaço Meridional (MG) e suas
relações com a evolução da paisagem**

Danilo de Lima Camêlo

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

**Piracicaba
2017**

Danilo de Lima Camêlo
Engenheiro Agrônomo

**Duricrusts ferruginosos da Serra do Espinhaço Meridional (MG) e suas relações
com a evolução da paisagem**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **PABLO VIDAL-TORRADO**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

Piracicaba
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - DIBD/ESALQ/USP

Camêlo, Danilo de Lima

Duricrusts ferruginosos da Serra do Espinhaço Meridional (MG) e suas relações com a evolução da paisagem / Danilo de Lima Camêlo - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2017.

93 p.

Tese (Doutorado) - - USP / Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”.

1. Laterita 2. Ferricrete 3. Petrologia 4. Microscopia eletrônica de varredura 5. Óxidos de ferro I. Título

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Melquisedeque e Eliana,
pelos eternos e inestimáveis ensinamentos.

À minha irmã, Danúbia,
pelo bom convívio e disponibilidade.

Aos meus sobrinhos, Betânia e Nicolas
por proporcionar momentos divertidos mesmo durante épocas turbulentas.

À minha companheira, Thamyres
por estar ao meu lado em importantes momentos vividos ao longo desta jornada.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus pela minha existência, saúde e proteção.

Ao professor Dr. Pablo Vidal-Torrado, pela orientação, ensinamentos inestimáveis, apoio, amizade e confiança. A minha eterna gratidão pelos seus conselhos que muito contribuirão para a concretização de minha carreira e por ter me incentivado constantemente a pensar de uma forma interdisciplinar e holística no âmbito pedológico.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, em especial ao departamento de Ciência do Solo, pela oportunidade de realização deste curso.

Ao professor Dr. Matthias Leopold, pela orientação, apoio e amizade durante o doutoramento sanduíche na University of Western Australia.

Ao professor Dr. Bob Gilkes, pelo apoio e auxílio no direcionamento das atividades desenvolvidas na University of Western Australia.

Ao pesquisador Dr. Robert Hart, pelo auxílio com as análises mineralógicas na University of Western Australia.

Aos professores Dr. Tiago Osório Ferreira, Dr. Miguel Cooper e Dr. Marcelo Eduardo Alves, pela amizade e pelos ensinamentos transmitidos através das excelentes disciplinas ministradas.

Ao professor Dr. Marcelo Metri Corrêa, pelo incentivo, amizade de longa data e constante disponibilidade.

À minha família, em especial aos meus pais, pelo apoio, amor e incentivo. À minha futura esposa Thamyres, pelo apoio nos momentos difíceis e, principalmente, pelo incessante estímulo para superá-los.

Aos técnicos Leandro (tirolês) e Sônia pelo auxílio na realização das análises laboratoriais.

Aos colegas do grupo de pedologia Vidal-Torrado, Rodrigo (índio), Gabriel, Jairo, Pedro, José Ricardo (anão), Raphael (negão), Josiane, Ingrid, Taís, Marina, Mariane, Barbara e Judith, pelo convívio.

Aos irmãos companheiros de república, Fernando e Osmar, pelos três anos de um harmonioso e alegre convívio.

À FAPESP, pela concessão da bolsa de doutorado no Brasil (processo 2013/22005-4) e na Austrália (BEPE - processo 2015/17518-8) e pela oportunidade de aprender junto a excelentes pesquisadores de diferentes áreas de estudo.

A todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização desta tese.

EPÍGRAFE

Que os vossos esforços desafiem as impossibilidades, lembrai-vos de que as grandes coisas do homem foram conquistadas do que parecia impossível.

(Charles Chaplin)

SUMÁRIO

RESUMO	8
ABSTRACT	9
LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE QUADRO	12
1. INTRODUÇÃO	15
Referências	21
2. MICROMORFOLOGIA E ANÁLISE MICROQUÍMICA DE DURICRUSTS FERRUGINOSOS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS, BRASIL.....	25
Resumo	25
Abstract	25
2.1. Introdução.....	26
2.2. Material e métodos	28
2.2.1. Análise geoquímica	30
2.2.2. Difratometria de raios X	31
2.2.3. Suscetibilidade magnética	32
2.2.4. Micromorfologia.....	34
2.2.5. Microscopia eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia de energia dispersiva de raios X (EDS)	34
2.2.6. Análise estatística	35
2.3. Resultados	35
2.3.1. Dados mineralógicos	35
2.3.2. Dados geoquímicos.....	39
2.3.3. Dados micromorfológicos e microquímicos.....	41
2.4. Discussão.....	61
2.4.1. Separação genética dos duricrusts ferruginosos	61
2.4.2. Duricrusts ferruginosos e suas relações com a paisagem	64
2.5. Conclusões.....	66
Referências	67
3. ANÁLISE DE IMAGENS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) PARA CARACTERIZAÇÃO DE GRÃOS DE QUARTZO EM DURICRUSTS	

FERRUGINOSOS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS, BRASIL	71
Resumo	71
Abstract	71
3.1. Introdução	72
3.2. Material e métodos.....	74
3.2.1. Preparação das lâminas delgadas	75
3.2.2. Determinação do tamanho e forma dos grãos de quartzo	78
3.3. Resultados	81
3.4. Discussão	86
3.5. Conclusões	88
Referências.....	88
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS	93

RESUMO

Duricrusts ferruginosos da Serra do Espinhaço Meridional (MG) e suas relações com a evolução da paisagem

Algumas indicações morfológicas sugerem que as superfícies de paisagem tropicais onde encontram-se os duricrusts ferruginosos, podem apresentar idades que variam desde o Quaternário até o Cretáceo, e que a laterização sobre estas superfícies pode ter sido iniciada simultaneamente ou não, estabelecendo-se uma sequência cronológica de formação escalonada de acordo com a elevação, em função da evolução geomorfológica das superfícies. Sabendo-se que no Planalto de Diamantina na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) são reconhecidos três níveis geomorfológicos correlatos aos ciclos de aplainamento da plataforma Sul-americana, o objetivo deste trabalho foi estudar as variações mineralógicas, geoquímicas e morfológicas de duricrusts ferruginosos da Serra do Espinhaço Meridional buscando entender os processos genéticos envolvidos e as implicações disto sobre a distribuição e evolução da paisagem regional e suas relações com os ciclos de aplainamento do continente Sul-americano. Para atingir estes objetivos, foram realizadas análises de difratometria de raios X, suscetibilidade magnética, microscopia eletrônica de varredura com sistema de energia dispersiva acoplado e análise elementar a partir da dissolução total dos minerais constituintes. Os resultados mostraram que no Planalto de Diamantina na SdEM coexistem níveis de ferricretes e lateritas na superfície correspondente ao ciclo erosivo Pós-Gondwanico. As superfícies lateríticas são provavelmente as formações supérgenas mais antigas da paisagem regional, originadas durante os processos denudacionais que ocorreram ao longo do ciclo erosivo Pós-Gondwanico. A erosão parcial de seu perfil laterítico constituíram o material fonte de Fe e Al para a gênese dos ferricretes distribuídos em superfícies elevadas (> 1200 m), especialmente aqueles em superfícies em torno de 1400 m de altitude. As variações paleoclimáticas do ciclo Pós-Gondwanico também proporcionaram ciclos erosivos alternados que resultaram no subescalonamento desta superfície, criando condições geomorfológicas favoráveis à gênese de ferricretes mais recentes (1200 - 1400 m). Além disso, os duricrusts ferruginosos do Planalto Diamantina (SdEM) sob influência do maciço quartzítico do Supergrupo Espinhaço e situados superfícies erosivas elevadas (> 1200 m), além de policíclicos, também podem apresentar características poligenéticas.

Palavras-chave: Laterita; Ferricrete; Petroplintita; Microscopia eletrônica de varredura; Óxidos de ferro

ABSTRACT

Iron-rich duricrust of Serra da Espinhaço Meridional, Minas Gerais State, Brazil and their relations with landscape evolution

Some morphological indications suggest that the tropical landscape surfaces where the iron-rich duricrust are present may have ages varying from the Quaternary to the Cretaceous, and that the laterization on these surfaces may have been initiated simultaneously or not, establishing a sequence chronological formation according to the elevation, according to the geomorphological evolution of the surfaces. Three geomorphological levels correlated to the South American platform planing cycles are known on the Diamantina Plateau, for this the objective of this work was to study the mineralogical, geochemical and morphological variations of the iron-rich duricrust of the SdEM, trying to understand the genetic processes involved and the implications of this on the distribution and evolution of the regional landscape and its relations with the planing cycles of the South American continent. In order to reach these objectives, X-ray diffraction, magnetic susceptibility, scanning electron microscopy with dispersive energy system coupled and elemental analysis carried out from the total dissolution of the constituent minerals. The results showed that in the Diamantina Plateau at the SdEM, coexist levels of ferricretes and laterites on the surface corresponding to the Post-Gondwanic erosive cycle. The laterite surfaces are probably the oldest surviving formations of the regional landscape, originated during the denudation processes that occurred along the Post-Gondwanic erosive cycle. Partial erosion of its lateritic profile was source material of Fe and Al for the genesis of ferricretes distributed on high surfaces (> 1200 m), especially those on surfaces at 1400 m of altitude. The paleoclimatic variations of the Post-Gondwanic cycle also provided alternating erosive cycles that resulted in sub-scaling of this surface, creating geomorphological conditions favorable for genesis of earlier ferricretes (1200 - 1400 m). In addition, the ferricretes of the Diamantina Plateau (SdEM) under influence of the Quartzite massif of the Espinhaço Supergroup and located in elevated erosive surfaces (> 1200 m), besides polycyclics, may also present polygenetic characteristics.

Keywords: Laterite; Ferricrete; Petroplinthite; Scanning electron microscope; Iron oxides

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Paisagem característica do Supergrupo Espinhaço, evidenciando os Inselbergs e cristas quartzíticas.....	18
Figura 2 - Delimitação fisiográfica da Serra do Espinhaço Meridional e localização dos duricrusts estudados.....	29
Figura 3- Amostras de duricrust coletadas nas imediações da área de preservação ambiental Pau-de-Fruta (PF ₁ e PF ₃), Gruta do Salitre (GS ₂) e do Parque Nacional Biribiri (PB ₁ , PB ₂ , PB ₃ e PB ₄) no município de Diamantina (MG), SdEM.....	30
Figura 4 - Mapa hipsométrico da área com detalhamento transversal da transecção estudada... 31	
Figura 5 - Mapa geológico da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais gerado a partir de cartas geológicas da CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (www.comig.com.br); CPRM – Serviço Geológico do Brasil (www.cprm.gov.br).....	34
Figura 6 - Difratogramas obtidos das amostras de duricrust do ambiente do Parque Nacional Biribiri (PB).	36
Figura 7 - Difratogramas gerados das amostras de duricrust em Pau-de-Fruta (PF) e Gruta do Salitre (GS).	37
Figura 8 - Diagrama ternário das concentrações de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ e Fe ₂ O ₃ nos duricrusts ferruginosos.	40
Figura 9 - Representação gráfica dos teores totais dos elementos traços analisados.....	41
Figura 10 - Fotomicrografia detalhando os componentes do duricrust ferruginoso PF ₁ , com nódulos irregulares e fragmentado, zonas de microagregação e cavidade porosa (A); nódulo de Fe concêntrico constituído por grãos de quartzo, soldado a nódulos de Fe com poros remanescentes da dissolução do quartzo (B); e variação de tamanho de poros de dissolução de quartzo e os grãos presentes na matriz-S (C).	42
Figura 11 - Fotomicrografia MEV de nódulos coalescidos (soldados) no duricrust ferruginoso PF ₁ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ e Fe ₂ O ₃ obtidas por EDS.....	44
Figura 12 - Fotomicrografia detalhando os componentes do duricrust ferruginoso GS ₂ (A); detalhe da variabilidade de tamanho e forma dos grãos de quartzo na matriz (B); diferença de densidade de poros de dissolução de quartzo do nódulo de Fe e os grãos de quartzo da matriz-S (C).....	46

- Figura 13 - Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S no duricrust ferruginoso GS₂ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.47
- Figura 14 - Fotomicrografia evidenciando a cor amarelada da matriz-S e a distinção de duas classes de tamanho dos grãos de quartzo no duricrust ferruginoso PF₃ (A); detalhe da corrosão de borda em grãos de quartzo maiores no interior do nódulo de Fe (B); fendilhamento do material fino da matriz-S amarelada (C).48
- Figura 15 - Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S no duricrust ferruginoso do PF₃ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.....50
- Figura 16 - Fotomicrografia detalhando os componentes do duricrust ferruginoso PB₁, zonas de depleção parcial de Fe e revestimento de Fe em cavidade (A); detalhe do nódulo de Fe individualizado e zona de depleção fissural periférica (B); fragmentos e raízes em canais (C).52
- Figura 17 - Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S com precipitados gibbsíticos em cavidades no duricrust ferruginoso PB₁ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.53
- Figura 18 - Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e fragmentos no duricrust ferruginoso PB₁ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.....53
- Figura 19 - Fotomicrografia do duricrust PB₄ detalhando os componentes (nódulos de Fe, fragmentos e matriz-S (A); detalhe do processo alteração e cortificação centrípeta em nódulo de Fe (B); nódulo pseudomórfico Fe ferruginoso (C).55
- Figura 20 - Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S em duricrust ferruginoso PB₃ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.56
- Figura 21 - Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e fragmentos na matriz-S em duricrust ferruginoso PB₃ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.57
- Figura 22 - Fotomicrografia do duricrust PB₄ detalhando os componentes (nódulos de Fe, fragmentos e matriz-S (A); detalhe do processo alteração e cortificação centrípeta em nódulo de Fe (B); nódulo pseudomórfico Fe ferruginoso (C).59
- Figura 23 - Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe, nódulo pseudomórfico ferruginoso e matriz-S em duricrust ferruginoso do PB₄ e gráfico ternário das concentrações

normalizadas de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 obtidas por EDS.	60
Figura 24 - Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S em duricrust ferruginoso do PB ₄ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 obtidas por EDS.....	61
Figura 25 - Esquema dos mecanismos de formação de duricrust através da acumulação absoluta de Fe e Al (alóctone) em sopé de vertente pelo modelo fluvial (A,B) e detrítico (C).....	64
Figura 26 - Superfície erosiva sobre fácies de filito hematítico do ambiente PB onde localiza-se o duricrust ferruginoso PB ₁	66
Figura 27 - Delimitação fisiográfica da parte Meridional da Serra do Espinhaço e localização do perfis estudados.....	75
Figura 28 - Mapa hipsométrico da área com detalhamento transversal da transecção estudada.	76
Figura 29 - Mapa geológico da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais gerado a partir de cartas geológicas da CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (www.comig.com.br); CPRM – Serviço Geológico do Brasil (www.cprm.gov.br).	77
Figura 30 - Perfis estudados e localização das regiões amostradas em GS ₂ (a), PF ₁ (b) e PF ₃ (c).	79
Figura 31 - Imagem obtida com microscópio eletrônico de varredura em baixa magnificação em lâminas delgadas de duricrust ferruginosos dos solos PF ₁ (A) e PF ₃ (B) e a quantificação elementar de dois grãos individualizados por espectroscopia de energia dispersiva. Imagem em BSE (a); BSE depois do processamento thresholding através do programa ImageJ (b) e dados de saída após a separação das zonas e cálculo da dimensão de feret, da circularidade e do arredondamento (c,d).	80
Figura 32 - Histogramas dos valores de log da dimensão de feret dos grãos de quartzo.	82
Figura 33 - Imagem obtida com microscópio eletrônico de varredura em baixa magnificação em lâmina delgada do horizonte A do PF ₃ . Imagem (BSE) (a); BSE depois do processamento thresholding através do programa ImageJ (b) e dados de saída após o cálculo da dimensão de feret, da circularidade e do arredondamento (c).	83
Figura 34 - Histogramas dos valores de logit da circularidade dos grãos de quartzo.....	85
Figura 35 - Histogramas dos valores de logit do arredondamento dos grãos de quartzo.	85
Figura 36 - Representação log-logit da dimensão de feret (mm) versus circularidade e arredondamento de partículas individuais de quartzo. A linha representa o ajuste da equação linear aos dados.....	87

LISTA DE QUADRO

Quadro 1 - Estratigrafia dos grupos Serro, Guinda e Conselheiro Mata do Supergrupo Espinhaço da SdEM (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002).	33
---	----

1. INTRODUÇÃO

O termo “laterita” foi inicialmente atribuído por Buchanan em 1807, ao descrever materiais endurecidos ou que se endurecem quando expostos ao ar, utilizados como tijolos em Malabar, Índia. Apesar das contradições e confusões a respeito da definição e significado deste termo (MAIGNIEN, 1966; McFARLANE, 1983; OLLIER, 1991; BOURMAN 1993; ALEVA, 1994), para Alexander & Cady (1962), lateritas foram consideradas materiais endurecidos ou capazes de endurecer quando expostos a períodos alternados de umedecimentos e secagem.

Atualmente, ainda existe um esforço mundial no sentido de criar uma linguagem e descrição comuns às lateritas, incluindo os materiais ferruginosos endurecidos. Numa definição mais abrangente, Tardy (1992) descreve, assim, em seu enunciado: “O termo laterita inclui bauxitas, ferricretes, crostas endurecidas de ferro e alumínio, horizontes mosqueados, carapaças, couraças, plintitas, pisolitos ou materiais em torno dos nódulos, sendo estendido para as formações ou horizontes os quais são partes dos solos ferralíticos vermelhos ou amarelos, solos ferruginosos tropicais e outras formações, tais como litomargas cauliníticas, as quais são macias e não são capazes de endurecer”. Posteriormente, Tardy (1993) utiliza o termo ferricrete como sinônimo de couraça ferruginosa, englobando tanto horizontes nodulares quanto crostas contínuas dentro do manto regolítico, sem conotação genética, referindo-se a depósitos ricos em ferro que são duros e cimentados, embora para alguns autores este termo esteja associado à formações ferruginosas originadas por processos de enriquecimento geoquímico específicos (McFARLANE, 1976; ALEVA, 1994; WIDDOWSON, 2007).

Por outro lado, sem qualquer distinção genética, o termo *duricrust* é utilizado para se referir a todo material geoquímico endurecido, de origem pedológica ou sedimentar, formado na superfície terrestre por processos de enriquecimento supérgeno resultante da dissolução e precipitação mineral decorrentes dos repetitivos ciclos de umedecimento e secagem comandados pelas oscilações do nível freático e, ou, movimentações fluviais, (WIDDOWSON, 2007; EZE et al., 2014).

McFarlane (1976), Aleva (1994) e Widdowson (2007) utilizam os termos laterita e ferricrete com diferentes interpretações genéticas. Para os autores, recebem o nome de lateritas ferruginosas as formações supérgenas estritamente autóctones, originadas pelo acúmulo relativo, residual, de elementos pouco móveis ($\text{Fe}^{3+} \gg \text{Al}^{3+}$ e Ti^{4+}) e lixiviação de sílica ($\text{H}_4\text{SiO}_4^{4-}$) e cátions metálicos de maior raio de hidratação e menores valências (móveis – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+). As formações supérgenas originadas pelo enriquecimento absoluto

(alóctone) de $\text{Fe}^{3+} \gg \text{Al}^{3+}$ e Ti^{4+} , através do acúmulo de detritos e, ou, precipitados de origem externa ao perfil de intemperismo, são denominadas de ferricretes. Esta diferenciação genética é a base para o enquadramento terminológico/genético dos duricrusts ferruginosos apresentados neste trabalho.

O processo de laterização ocorre a partir do intemperismo progressivo do material de origem após a sua exposição superficial. O grau de alteração do material diminui em profundidade produzindo assim os perfis lateríticos propriamente ditos, os quais apresentam duricrusts ferruginosos em seu topo (WIDDOWSON, 2007). Em contraste, nos ferricretes, os altos teores de Fe não são advindos do enriquecimento residual de elementos da rocha de origem em alteração, mas sim do acúmulo absoluto de Fe alóctone ao perfil de intemperismo pré-existente (WIDDOWSON, 2007). Assim, elementos como Fe e Al e alguns metais traços podem ser introduzidos no perfil por ação do nível freático ou fluxos de água como detritos e em sua forma iônica e, ou, quelatada em solução. De acordo com Widdowson (2007) a distinção entre duricrusts predominantemente autóctones ou alóctones é importante, uma vez que apresentam processos evolutivos contrastante, e também por ser possível inferir sobre as condições climáticas pretéritas e geomorfológicas.

A forte relação entre paleosuperfícies e o desenvolvimento de lateritas deve-se ao fato que para a formação de ambos, são necessárias: a) condições climáticas tipicamente sazonais, com alta umidade e alta temperatura para a promoção do intemperismo químico e alteração mineral; b) favorável ambiente geomorfológico (exposição superficial prolongada), caracterizado pelo limitado escoamento superficial e erosão, assim, a precipitação e, ou, lençol freático podem promover o enriquecimento de alguns elementos e depleção de outros; c) relativa estabilidade tectônica, caracterizada por limitados processos orogênicos (deformação crustal) (WIDDOWSON, 2007). De acordo com Thomas (1994), o processo de laterização é finalizado após um rápido soerguimento do relevo ou alterações climáticas desencadeando intensos processos erosivos. Porém, o desenvolvimento da espessura da camada laterítica endurecida pode também depender da lenta incisão das paleosuperfícies e, portanto, pode não ser contemporaneamente correlacionada com a formação de paleosuperfícies (THOMAS, 1994; WIDDOWSON, 2007). Em contraste, os ferricretes são preferencialmente desenvolvidos em depressões topográficas tais como antigos lagos, pântanos, fundo de vales e sopés de encosta ou estuários (OLLIER, 1991; BOURMAN, 1993; WIDDOWSON & GUNNELL, 1999; WIDDOWSON, 2007). Isto, porque a sua formação é dependente da acumulação de detritos e, ou, solutos ricos em Fe e Al transportados de posições mais altas da paisagem (ALEVA, 1994; WIDDOWSON & GUNNELL, 1999;

WIDDOWSON, 2007). Assim, enquanto a erosão de materiais menos resistentes ocorre progressivamente na paisagem ao redor, os ferricretes atuam como uma crosta rígida e estável tornando-se preservado como relevo invertido (WIDDOWSON, 2007).

Algumas indicações morfológicas sugerem que as superfícies de paisagem tropicais onde se encontram os duricrusts ferruginosos, podem apresentar idades que variam desde o Quaternário até o Cretáceo, e que a laterização sobre estas superfícies pode ter sido iniciada simultaneamente ou não, estabelecendo-se uma sequência cronológica de formação escalonada de acordo com a elevação, em função da evolução geomorfológica das superfícies (BANERJEE, 1998).

No Planalto de Diamantina na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais, Brasil, encontram-se três níveis geomorfológicos estabelecidos por Abreu (1982) e hipoteticamente correlatos com as paleosuperfícies da plataforma Sul-americana (KING, 1956). A SdEM alonga-se por cerca de 300 km desde a região de Belo Horizonte até o norte do município de Diamantina (MG), onde é constituída, principalmente por quartzitos, filitos e metaconglomerados pertencentes ao Supergrupo Espinhaço. Esta sequência litoestratigráfica se desenvolveu em uma bacia do tipo rifte durante o Paleozoico a Mesoproterozóico entre 1700 e 1300 Ma, onde hoje são reconhecíveis dois conjuntos litológicos principais: um basal, depositado em ambientes continentais (Grupo Guinda), e o superior, apresentando características típicas de sedimentação marinha (Grupo Conselheiro Mata) (DUSSIN et al., 1990; DUSSIN & DUSSIN, 1995; UHLEIN et al., 1995).

A sequência basal do Supergrupo Espinhaço, Grupo Guinda (Figura 1) – apresenta uma série de sedimentos terrígenos característicos de ambientes fluviais entrelaçados, deltaicos e marinhos pouco profundos, depositada durante a fase rifte principal. Os litotipos mais frequentes são quartzitos com intercalações de metasiltitos, filitos e conglomerados, localmente diamantíferos. Rochas vulcânicas ocorrem na porção inferior do Grupo Diamantina, cortando ou intercaladas com a sequência sedimentar (DUSSIN & DUSSIN, 1995).

A SdEM apresenta altitude média em torno de 1200 m, chegando a atingir 2062 m no topo do pico do Itambé. A análise hipsométrica deste compartimento mostra que se trata de um plano ligeiramente convexo, ao longo de um eixo meridional inclinado de norte para sul. O Planalto de Diamantina foi denominado como teto orográfico regional baseado na importância desta região como ponto irradiador das drenagens dos rios São Francisco, Doce, Jequitinhonha e Araçuaí (SAADI, 1995).

Figura 1 – Paisagem característica do Supergrupo Espinhaço, evidenciando os Inselbergs e cristas quartzíticas.

De acordo com Abreu (1982), estão definidos três níveis escalonados no relevo regional do Planalto de Dimantina, correspondentes àqueles propostos por King (1956).

O primeiro nível consistiria em uma Superfície Pós-Gondwana, anteriormente identificada por King (1956), com altitudes entre 1200 e 1400 m, onde o relevo apresenta-se arqueado ao longo de um eixo meridiano formando, localmente, o divisor São Francisco/Jequitinhonha. Nesta faixa são comuns inselbergs quartzíticos, duricrusts ferruginosos associados a afloramentos de filitos hematíticos e brejos em depressões hidromórficas de nascentes, onde são formadas as turfeiras sobrepostas a areia e cascalhos fluviais e, ou, coluviais e cobertas por solos arenosos (SAADI, 1995).

O nível dois se correlacionaria com a Superfície Sulamericana (KING, 1956), com altitudes entre 1000 e 1100 m, onde são observados retalhos desnivelados verticalmente por falhas normais com direção predominantemente NW-SE. Nesta faixa os deslocamentos ocorridos na área a SW de Conselheiro Mata teriam atingido fragmentos residuais do Nível 3.

Por último, o terceiro nível seria corresponde à Superfície do Ciclo Velhas (KING, 1956), representada, predominantemente, por cascalhos com altitudes que variam entre 750 e 800 m, tendo sido embutido no precedente como, por exemplo, ao longo do rio Jequitinhonha a jusante do distrito de Mendanha. Porém, a formação deste nível é atribuída a uma “última fase de pedimentação”, datada do último período glacial do Hemisfério Norte (ABREU, 1982).

Os filitos hematíticos identificados no primeiro nível geomórfico, correspondem a principal fonte de Fe para formação dos duricrusts ferruginosos no Planalto Meridional da Serra do Espinhaço, conforme associação reportada por Abreu (1982). De acordo com Knauer

& Schrank (1993), todos os indícios observados levam a admitir uma origem a partir do metamorfismo de rochas originalmente ígneas submetidas a processos de alteração que modificaram sua composição mineralógica e geoquímica inicial. Quase quinze anos depois, Knauer (2007) ressalta que critérios como o caráter estratiforme, contatos superiores bruscos, relativa pequena espessura, destruição das texturas primárias, formação de revestimentos argilosos sobre grãos e crostas de ferro, clastos nos sedimentos de cobertura e foliação paralela ao contato indicam processos de alteração superficial anteriores ao metamorfismo.

Inicialmente, este trabalho buscou realizar o estudo geocronológico dos duricrusts ferruginosos da SdEM no âmbito da geocronologia de intemperismo utilizando-se técnicas de geoquímica isotópica como $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He, conforme é comumente adotado por alguns autores (VASCONCELOS, 1999; SPIER et al., 2006; VASCONCELOS et al., 2013, MONTEIRO et al., 2014). No entanto, não se obteve sucesso nesta empreitada devido a demasiada dificuldade de inserção e estabelecimento de parcerias nesta linha de pesquisa. Assim, ao longo do aprofundamento teórico sobre o estudo de duricrusts ferruginosos percebeu-se que as análises mineralógicas, geoquímicas e micromorfológicas conduzidas de forma criteriosa e sistemática permitiria manter a qualidade científica da presente pesquisa e atingir os objetivos pré-estabelecidos, embora não dispondo de dados de datações absolutas destes materiais.

A influência marcante das condições climáticas na formação dos duricrusts ferruginosos tem sido reportada por alguns autores (NAHON, 1986; TARDY et al., 1991; VASCONCELOS, 1999; SPIER et al., 2006; VASCONCELOS et al., 2013, MONTEIRO et al., 2014). Nos estudos de Tardy et al. (1991), foi possível observar que a distribuição de duricrusts ferruginosos, bem como as variações mineralógicas destes materiais, existentes na África, Brasil, Austrália e Índia não eram apenas consequências das alterações climáticas atuais, mas, sobretudo, reflexos de evoluções paleoclimáticas ao longo dos últimos 150 milhões de anos. Nesse sentido, os autores afirmam que as diferenciações das lateritas são principalmente devido à deriva continental e movimento dos continentes em relação ao equador e aos trópicos.

Beauvais & Roquin (1996) verificaram que a distribuição regional de diferentes fácies de duricrusts ferruginosos na África Central, desenvolvidos sobre crátons tectonicamente estáveis, apresentou maior associação com a variabilidade dos processos de intemperismo e erosão, ditados pelas condições climáticas ao longo de vários milhões de anos, do que com a variação litogenética. Assim, os estudos petrológicos, geomorfológicos e geoquímicos dos duricrusts ferruginosos puderam evidenciar que aqueles presentes nas superfícies mais altas

seriam os mais antigos, ainda que preservando alguma assinatura do seu material de origem.

A partir de um estudo mineralógico e de balanço geoquímico em duricrusts ferruginosos também da África Central, Beauvais (1999) observou que as mudanças climáticas determinariam os processos de intemperismo e erosão atuantes nos diferentes ambientes e que poderiam ser diferenciados a partir da estimativa da substituição isomórfica de Fe por Al em oxihidróxidos de Fe. Assim, a formação de hematitas com baixa substituição por Al ocorreria em ambientes pedogênicos desidratados, oxidados e em baixas condições de pH, contrariamente àqueles favoráveis à formação de goethitas altamente substituídas, mais úmidos e com maior atividade de Al. Segundo o autor, aqueles situados nas superfícies mais altas são os mais velhos, aparentemente por serem relictos de paleoclimas mais secos, que pôde ser inferido a partir dos maiores teores de caulinita e de hematita com baixa substituição por Al.

No Brasil, as ocorrências de duricrusts ferruginosos são bastante generalizadas nas suas diversas regiões bioclimáticas, e a questão da antiguidade dos solos e das superfícies nas quais eles se inserem tem sido objeto de investigação de alguns pesquisadores (NAHON, 1986; TARDY et al., 1991; TARDY, 1993; BRAUCHER et al., 1998; SPIER et al., 2006; MONTEIRO et al., 2014; entre outros). Em geral, esses materiais sustentam antigas superfícies aplainadas, promovendo a estabilidade da paisagem pela sua ação protetora. Admite-se também que tenham origem em épocas geológicas pretéritas, tornando-se testemunho de diversos eventos paleoclimáticos.

Uma vez que as condições climáticas do Terciário, quentes e úmidas tenham induzido o desenvolvimento de sistemas lateríticos em crátons estáveis nos trópicos (NAHON, 1986), é possível a partir do estudo pedogenético desses materiais, compreender a evolução morfológica de paisagens pretéritas. Assim, as análises morfológicas, mineralógicas e geoquímicas poderiam fornecer informações importantes para o entendimento dos mecanismos responsáveis pela formação dos duricrusts ferruginosos e os processos epígenos e, ou, endógenos atuantes na época que, ao longo do tempo deram origem à paisagem regional. Portanto, supõe-se que os duricrusts ferruginosos na mais elevada e pretérita superfície do Planalto de Diamantina na SdEM apresentam características geneticamente contratantes e podem fornecer informações importantes sobre a paleopaisagem.

Diante do exposto, o objetivo deste trabalho foi estudar o desenvolvimento pedogenético dos duricrusts ferruginosos nas mais antigas superfícies geomorfológicas do Planalto de Diamantina na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil, a partir de investigações macro e micromorfológicas, mineralógicas e geoquímicas, numa perspectiva

geocronológica relativa para o entendimento da evolução destas superfícies, buscando estabelecer eventuais relações com as antigas superfícies de aplainamento do continente Sul-americano.

Referências

ABREU, A.A. **Análise geomorfológica: reflexão e aplicação (Uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina-MG)**. São Paulo-SP, USP, Tese de Livre Docência, 1982. 296p.

ALEVA, G.J.J. **Laterites. Concepts, geology, morphology and chemistry**. ISRIC, Wageningen, 1994. 169p.

ALEXANDER, T.L. & CADY, J.G. **Genesis and hardening of laterite in soils**. Washinton, D.C.: Soil Conservation Service. United States Department of Agriculture, 1962. 90p.

BANERJEE, P.K. Basic research on laterites in tropical countries. **Quaternary International**, v. 51-52, p. 69-72, 1998.

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, p. 3939-3957, 1999.

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

BOURMAN, R.P. Models of ferricrete genesis: evidence from southeastern Australia. **Zeitschrift Für Geomorphologie**, v. 37, p. 77-101, 1993.

BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L.; COLIN, F.; BROWN, E.T.; BOULANGÉ, B. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ¹⁰Be. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 163, p. 197-205, 1998.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, v. 3, p. 19-26, 1995.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M.; CHAVES, M.L.S.C. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, p. 178-186, 1990.

EZE, P.N.; UDEIGWE, T.K.; MEADOWS, M.E. Plinthite and its associated evolutionary forms in soils and landscapes: a review. **Pedosphere**, v. 24, n. 2, p. 153-166, 2014.

KING, L.C. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, p. 1-147, 1956.

KNAUER, L.G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos**, v. 15, p. 81-90, 2007.

KNAUER, L.G.; SCHRANK, A. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. **Geonomos**, v. 1, p. 33-38, 1993.

MAIGNIEN, R. **Review of research on Laterites**. Natural Resources Research, UNESCO IV, 1966. 148p.

McFARLANE, M.J. **Laterites**. In: GOUDIE, A.; PYE, K. Chemical Sediments and Geomorphology. London: Academic Press, p.7-58, 1983.

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, p. 267-289, 2014.

NAHON, D. **Evolution of iron crust in tropical landscape**. In: COLEMAN, S.M. & DETHIER, D.P. (eds.). Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Academic Press, London, p. 169-191, 1986.

OLLIER, C.D.A. Laterite profiles, ferricrete and landscape evolution. **Zeitschrift Für Geomorphologie**, v. 35, n.2, p. 165-173, 1991.

SAADI, A. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, p. 41-75, 1995.

SPIER, C.A.; VASCONCELOS, P.M.; OLIVEIRA, S.M.B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**, v. 234, p. 79-104, 2006.

TARDY, Y. **Diversity and terminology of lateritic profiles**. In MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W. Weathering Soils & Peleossols. Guelf: Elsevier, p.379-405, 1992.

TARDY, Y. **Pétrologie des latérites et des sols tropicaux**. Paris: Masson, 1993. 459p.

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, p. 283-295, 1991.

UHLEIN, A., TROMPETTE, R., EGYDIO-SILVA, M. Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. **Geonomos**, v. 3, p. 99-107, 1995.

VASCONCELOS, P.M. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering processes. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 27, p. 183-229, 1999.

VASCONCELOS, P.M.; HEIM, J.A.; FARLEY, K.A.; MONTEIRO, H.; WALTENBERG, K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He – $^4\text{He}/^3\text{He}$ geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 117, p. 283-312, 2013.

WIDDOWSON, M. **The geomorphological and geological importance of pal- aeosurfaces**. In: WIDDOWSON, M. (Eds.). Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. Special Publication 120. Bath: Geological Society Publishing House, p. 1-12, 1997.

WIDDOWSON, M. **Laterite and ferricrete**. In: NASH, D.J.; McLAREN, S.J. (Eds.). *Geochemical sediments and landscapes*. Blackwell. Malden, 2007, p. 46-94.

WIDDOWSON, M.; GUNNELL, Y. **Lateritization, geomorphology and geodynamics of a passive continental margin: the Konkan and Kanara coastal lowlands of western Peninsula India**. In: THIRY, M.; SIMON-COINÇON, R. (Eds.). *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Special Publication 27, International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell, p. 245–274, 1999.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley. 1994. 460p.

2. MICROMORFOLOGIA E ANÁLISE MICROQUÍMICA DE DURICRUSTS FERRUGINOSOS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS, BRASIL

Resumo

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) é considerada um imponente cinturão orogênico da plataforma Sul-americana, onde também são reconhecidos três níveis escalonados no relevo regional do Planalto de Diamantina correlatos às superfícies de aplainamento do continente Sul-americano. O objetivo deste trabalho foi estudar as variações mineralógicas, geoquímicas e morfológicas de duricrusts ferruginosos da Serra do Espinhaço Meridional buscando entender os processos genéticos envolvidos e as implicações disto sobre a sua distribuição e evolução da paisagem regional e suas relações com os ciclos de aplainamento do continente Sul-americano. Para tanto foram realizadas análises de difratometria de raios X, suscetibilidade magnética, microscopia eletrônica de varredura com sistema de energia dispersiva acoplado e análise elementar a partir da dissolução total dos minerais constituintes. Os resultados mostraram que no Planalto de Diamantina na SdEM coexistem níveis de ferricretes e lateritas na superfície correspondente ao ciclo erosivo Pós-Gondwanico. As superfícies lateríticas são provavelmente as formações supérgenas mais antigas da paisagem regional, originadas durante os processos desnudacionais que ocorreram ao longo do ciclo erosivo Pós-Gondwanico. A erosão parcial de seu perfil laterítico constituíram o material fonte de Fe e Al para a gênese dos ferricretes distribuídos em superfícies elevadas (> 1200 m), especialmente aqueles em superfícies em torno de 1400 m de altitude. Além disso, as variações paleoclimáticas do ciclo Pós-Gondwanico também proporcionaram ciclos erosivos alternados que resultaram no subescalonamento desta superfície, criando condições geomorfológicas favoráveis à gênese de ferricretes mais recentes (1200 - 1400 m).

Palavras-chave: Laterita; Ferricrete; Petroplitita; Supergrupo espinhaço; Quartzito

Abstract

The Southern Serra do Espinhaço (SdEM) is an important orogenic belt of the South American platform, where three levels of regional undamaged scale of the Diamantina Plateau are also related to the surfacing surfaces of the South American continent. The objective of this work was to study the mineralogical, geochemical and morphological variables of iron-rich duricrust of the SdEM, aiming to understand the genetic processes involved and implications on their distribution and evolution of the regional landscape and its relations with the continental planning cycles South American. In order to do so, X-ray diffraction analysis, magnetic susceptibility, scanning electron microscopy with dispersive energy system coupled and elemental analysis from the total dissolution of the constituent minerals. The results showed that there are levels of ferricretes and laterites on the surface corresponding to the Post-Gondwanic erosive cycle in the Diamantina Plateau at the SdEM. The lateritic surfaces are probably older supergene formations of the regional landscape, originated during the processes of unemployment that run along the post-Gondwanic erosive cycle. Partial erosion of its lateritic profile was source material of Fe and Al for the ferricrete formation distributed on high surfaces (> 1200 m), especially those on surfaces on 1,400 m of altitude. In addition, the paleoclimatic variations of the Post-Gondwanic cycle also resulted in sub-scaling of this surface, creating favorable geomorphological conditions for formation of earlier ferricrete (1200 - 1400 m).

Keywords: Laterite; Ferricrete; Petroplithite; Supergrupo espinhaço; Quartzite

2.1. Introdução

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) consiste em um conjunto de terras constituídas de serras e planaltos que divide três importantes bacias hidrográficas do sudeste brasileiro: à oeste, refere-se a bacia do rio São Francisco e, a leste, os dos rios Doce e Jequitinhonha a nordeste (LEÃO et al., 2012). Além disso é considerado um imponente cinturão orogênico da plataforma Sul-americana (MAGALHÃES JUNIOR et al. 2014), situa-se desde o Quadrilátero-Ferrífero ao norte por cerca de 300 km e é emoldurado por rochas do Supergrupo Espinhaço, constituída principalmente por quartzitos, filitos e metaconglomerados (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002). Esta sequência litoestratigráfica foi formada em uma bacia do tipo rifte durante o Paleo e Mesoproterozóico entre 1700 e 1300 Ma. São reconhecidos atualmente, dois conjuntos litológicos principais: um basal, depositado em ambientes continentais (Grupo Guinda), e o superior, com características típicas de sedimentação marinha (Grupo Conselheiro Mata) (DUSSIN et al., 1990; DUSSIN & DUSSIN, 1995; UHLEIN et al., 1995). O grupo Guinda é subdividido em três formações: as formações Galho do Miguel, composta por metarenitos puros e originada em ambiente eólico; Sopa-Brumadinho, constituída de metarenitos, metaconglomerados, quartzitos, filitos hematíticos e xistos e desenvolvida em ambiente fluvial com retrabalhamento eólico; e São João da Chapada, formada por metarenitos, conglomerados e filitos hematíticos e originada também em ambiente fluvial (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002). Rochas vulcânicas também ocorrem na porção inferior do Supergrupo Espinhaço, cortando ou intercaladas com a sequência sedimentar (DUSSIN & DUSSIN, 1995).

De acordo com Abreu (1982) estão reconhecidos três níveis escalonados no relevo regional do Planalto de Diamantina na SdEM, correspondentes àqueles propostos por King (1956): Superfície Pós-Gondwana (primeiro nível; 1200-1400 m), Superfície Sul-americana (segundo nível; 1000-1100 m) e Superfície do Ciclo Velhas (terceiro nível; 750-800 m). No nível Pós-Gondwanico, onde o relevo apresenta-se arqueado ao longo de um eixo meridiano formando, localmente, o divisor São Francisco/Jequitinhonha é comum a ocorrência de inselbergs quartzíticos, duricrusts ferruginosos e brejos em depressões hidromórficas de nascentes, onde são formadas as turfeiras sobrepostas a areia e cascalhos fluviais e, ou, coluviais, cobertas por solos arenosos (SAADI, 1995; CAMPOS et al., 2016). Os duricrusts ferruginosos situam-se predominantemente sobre dois compartimentos geomorfológicos principais nos arredores do município de Diamantina: serras e morros sobre quartzitos e

relevos escarpados estruturais (CAMPOS et al., 2016). No entanto, a presença de colinas sobre filitos é bastante evidente, constituindo-se o substrato principal para a formação destes materiais (SAADI, 1995; CAMPOS et al., 2016).

O termo *duricrust* é utilizado para se referir a todo material geoquímico endurecido, de origem pedológica ou sedimentar, desenvolvido na superfície terrestre por processos de enriquecimento supérgeno em razão da dissolução e precipitação mineral decorrentes dos repetitivos ciclos de umedecimento e secagem comandados pelas oscilações do nível freático e, ou, movimentações fluviais, sem qualquer diferenciação genética (WIDDOWSON, 2007; EZE et al., 2014). Por outro lado, McFarlane (1976), Aleva (1994) e Widdowson (2007) utilizam os termos laterita e ferricrete com distinções genéticas. Para os autores, recebem o nome de lateritas ferruginosas as formações supérgenas estritamente autóctones, originadas pelo acúmulo relativo, residual, de elementos pouco móveis ($\text{Fe}^{3+} \gg \text{Al}^{3+}$ e Ti^{4+}) e lixiviação de sílica ($\text{H}_4\text{SiO}_4^{4-}$) e cátions metálicos de maior raio de hidratação e menores valências (móveis – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+). As formações supérgenas originadas pelo enriquecimento absoluto (alóctone) de $\text{Fe}^{3+} \gg \text{Al}^{3+}$ e Ti^{4+} , através do acúmulo de detríticos e, ou, precipitados de origem externa ao perfil de intemperismo, são denominadas de ferricretes. Esta distinção genética é utilizada para o enquadramento terminológico/genético dos duricrusts ferruginosos apresentados neste trabalho.

No Brasil, as ocorrências de duricrusts ferruginosos são bastante generalizadas nas suas diversas regiões bioclimáticas, e a questão da antiguidade dos solos e das superfícies nas quais eles se inserem tem sido objeto de investigação de alguns pesquisadores (NAHON, 1986; TARDY et al., 1991; TARDY, 1993; BRAUCHER et al., 1998; SPIER et al., 2006; MONTEIRO et al., 2014; entre outros). Uma vez que as condições climáticas do Terciário, quentes e úmidas tenham induzido o desenvolvimento de sistemas lateríticos em crátons estáveis nos trópicos (NAHON, 1986), é possível a partir do estudo pedogenético desses materiais, compreender a evolução morfológica de paisagens pretéritas. Assim, as análises morfológicas, mineralógicas e geoquímicas poderiam fornecer informações importantes para o entendimento dos mecanismos responsáveis pela formação dos duricrusts ferruginosos e os processos epígenos e, ou, endógenos atuantes na época que, ao longo do tempo deram origem às paisagens destes materiais.

Portanto, o objetivo deste trabalho foi estudar as variações mineralógicas, geoquímicas e morfológicas de duricrusts ferruginosos da Serra do Espinhaço Meridional buscando entender os processos genéticos envolvidos e as implicações disto sobre a distribuição e evolução da paisagem regional e suas relações com os ciclos de aplainamento do continente

Sul-americano.

2.2. Material e métodos

A área de estudo está inserida no Planalto de Diamantina na SdEM (Figura 2). As amostras de duricrusts ferruginosos foram coletadas nas imediações do Parque Estadual Biribiri (PB), da Área de Proteção Ambiental Pau-de-Fruta (PF) e da Gruta do Salitre (GS), todas situadas no município de Diamantina (Figura 3). A paisagem de planaltos é composta de revelo muito movimentado e cotas altimétricas geralmente superiores a 1000 m e altitude média em torno de 1250 m (ALMEIDA-ABREU, 1995) (Figura 4). O Pico do Itambé representa o ponto mais alto deste compartimento e atinge 2062 m de altitude, localiza-se a cerca de 30 km a sudeste da cidade de Diamantina.

A SdEM está emoldurada por rochas do Supergrupo Espinhaço, constituída sobretudo por quartzitos, filitos e metaconglomerados (Quadro 1 e Figura 5) (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002). O clima é, de acordo com a classificação de Koppen, cwb - mesotérmico. A temperatura média anual é de 18,7 °C, com invernos frios e secos e verões brandos e úmidos e a precipitação média anual é de 1.500 mm (SILVA et al., 2005). A vegetação é predominantemente constituída por campos rupestres e campos de altitude (MAGALHÃES JUNIOR et al. 2015).

As amostras coletadas foram maceradas em almofariz de ágata e passadas em peneira de 200 mesh para, posteriormente, serem analisadas em laboratório.

Figura 2 – Delimitação fisiográfica da Serra do Espinhaço Meridional e localização dos duricrusts estudados.

Figura 3 – Amostras de duricrust coletadas nas imediações da área de preservação ambiental Pau-de-Fruta (PF₁ e PF₃), Gruta do Salitre (GS₂) e do Parque Estadual Biribiri (PB₁, PB₂, PB₃ e PB₄) no município de Diamantina (MG), SdEM.

2.2.1. Análise geoquímica

Foi pesado 0,1 g ($\pm 0,0001$ g) de cada amostra de duricrust, previamente macerada e passada em peneira (200 mesh), e adicionado 0,7 g ($\pm 0,0002$ g) de Norrish Flux (metaborato de lítio/tetraborato de lítio) em cadinhos de platina para posteriormente serem aquecidos a 1.050 °C por 30 min em mufla. Depois de aquecidas e passado o tempo de resfriamento, as amostras foram transferidas para frascos de polipropileno de 120 mL e adicionada uma solução de HCl (10 %) usando um dispenser previamente calibrado. Para intensificar o processo de dissolução, as amostras também foram submetidas a banho ultrassônico por 15 min (SULCEK & POVONDRA, 1989). Os elementos Si, Al, Fe, Ti, Mn, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb, Sr, V, Zn e Zr foram quantificados por espectrometria de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES).

Figura 4 – Mapa hipsométrico da área com detalhamento transversal da transecção estudada.

2.2.2. Difratometria de raios X

Amostras de duricrust após moídas e peneiradas (200 mesh) foram passadas por processo de micronização de partículas em aparelho McCrone MICRONISING MILL por 3 min para reduzir consideravelmente o tamanho de partículas ($< 10 \mu\text{m}$) e, consequentemente, aumentar a qualidade do material usado para a análise mineralógica. As amostras foram dispostas de modo aleatório em suporte metálico (montagem em pó) e examinadas por difratometria de raios X (DRX), a fim de detectar os espaços $d_{(hkl)}$ e identificar a assembleia mineralógica dos duricrusts ferruginosos. Os padrões de DRX foram obtidos em aparelho PANALYTICAL EMPYREAN com radiação $\text{CuK}\alpha$, operado a 40 kV e 40 mA. As irradiações variaram de 5 a $80^\circ 2\theta$, com intervalo de $0,01^\circ 2\theta$ para cada segundo, com 5 segundo por passo.

De acordo com a Lei de Vegard, a ocorrência e a magnitude da substituição isomórfica de Fe por Al (SI) pode ser quantificada a partir da regressão entre o tamanho da cela unitária do mineral e o grau de SI $[\text{Al} / (\text{Fe} + \text{Al}), \text{mol mol}^{-1}]$. A SI na estrutura da Gt e da Hm foi estimada pela posição dos reflexos desses minerais obtidos por DRX. A posição dos picos de CaF_2 , em cada amostra, foi utilizada para correções instrumentais. Na Gt, a SI foi calculada

usando a equação $Al \text{ (mol mol}^{-1}\text{)} = 17.30 - 5.72 \times c_0$, onde a dimensão c_0 da cela unitária da Gt é obtida a partir dos reflexos d_{110} e d_{111} pela fórmula $c_0 = (1 / d_{111}^2 - 1 / d_{110}^2)^{0.5}$ (SCHULZE, 1984). Para a Hm, utilizou-se a equação $Al \text{ (mol mol}^{-1}\text{)} = 31.09 - 6.17 \times a_0$, sendo a dimensão a_0 da cela unitária da Hm obtida através do reflexo d_{110} por $a_0 = 2 \times d_{110}$ (SCHWERTMANN et al., 1979).

2.2.3. Suscetibilidade magnética

A suscetibilidade magnética também foi examinada em amostras de duricrust a partir de alíquotas de 10 cm^3 de material previamente macerado e passado em peneira com malha de 60 mesh. As medições foram realizadas em baixa (κ_{BF}) (0,47 kHz), utilizando-se um sistema BARTINGTON MS2 (Bartington Instruments LTD, Oxford, England) acoplado a um sensor MS2B. O cálculo da suscetibilidade magnética por unidade de massa (χ_{BF}) foi realizado a partir da suscetibilidade volumétrica, pela equação: $\chi_{BF} = (10 \times \kappa_{BF})/m$ e a frequência dependente da suscetibilidade magnética (χ_{FD} , %), pela equação: $\chi_{FD} = 100 \times [(\chi_{BF} - \chi_{AF}) / \chi_{BF}]$ (DEARING, 1999).

Quadro 1 – Estratigrafia dos grupos Serro, Guinda e Conselheiro Mata do Supergrupo Espinhaço da SdEM (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002).

Grupo	Formação	Litologia	Ambiente
Conselheiro Mata	Rio Pardo Grande	Metapelitos, subordinadamente metarenitos e dolomitos	Marinho raso de baixa energia, inter- a sub-tidal, com oscilações episódicas do nível do mar e eventuais incursões fluviais e eólicas na plataforma marinha
	Córrego Pereira	Metarenitos puros a micáceos, localmente pelitos	
	Córrego da Bandeira	Metapelitos e metarenitos	
	Córrego dos Borges	Metarenitos puros ou micáceos, localmente brechas/conglomerados quartzíticos	
	Santa Rita	Metapelitos e subordinadamente metarenitos	
Guinda	Galho do Miguel	Metarenitos puros	Eólico
	Sopa-Brumadinho	Metarenitos, metaconglomerados polimíticos, metapelitos e localmente metabrechas quartzíticas de matriz pelítica; filitos hematíticos e xistos verdes	Predominante fluvial, localmente progradante em calhas lacustres restritas. Retrabalhamento eólico esporádico
	São João da Chapa	Metarenitos, localmente conglomerados e brechas; filitos hematíticos	Fluvial <i>braided</i>
Serro	Itapanhocanga	Metapelitos, quartzitos e BIF's localmente dolomitos, filitos hematíticos e metariolitos	Costeiro transgressivo
	Serra do Sapo	BIF's, metapelitos e quartzitos, localmente meta-ultramáficas	Plataformar com seções condensadas
	Jacém	Quartzitos, subordinadamente metapelitos e BIF's, localmente meta-ultramáficas	Batial e abissal com turbiditos
	Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas	Talco xistos, tremolita-actinolita xistos, clorita xistos, localmente BIF's, metapelitos e quartzitos	Diapirismo serpentínico intra-crustal na crosta adelgada

Figura 5 – Mapa geológico da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais gerado a partir de cartas geológicas da CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (www.comig.com.br); CPRM – Serviço Geológico do Brasil (www.cprm.gov.br).

2.2.4. Micromorfologia

Esta análise envolve a coleta de amostras indeformadas, a fabricação das lâminas delgadas e, finalmente, sua descrição micromorfológica. Blocos de duricrust foram impregnados por capilaridade utilizando uma mistura de resina de poliéster “cristal”, diluída com monômero de estireno, mais catalisador e corante orgânico (CASTRO et al., 2003). Os blocos endurecidos foram cortados e colados à quente em lâmina de vidro polida com dimensão de $5 \times 7,5$ cm. Em seguida foram desbastados até a espessura aproximada de 30 micrômetros. A descrição micromorfológica foi realizada de acordo com os métodos propostos por Bullock et al. (1985).

2.2.5. Microscopia eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia de energia dispersiva de raios X (EDS)

As lâminas delgadas usadas em microscópio ótico também foram utilizadas em um microscópio eletrônico de varredura modelo TESCAN VEGA₃ com filamento LaB₆,

equipado com sistema EDS modelo OXFORD INSTRUMENTS X-MAX, com distância de trabalho de 15 mm, 0° de ângulo de inclinação e voltagem de aceleração de 15 keV. Esta análise foi escolhida devido à possibilidade de melhor discriminação das diferenças em morfologia e composição das amostras de duricrust. As lâminas foram previamente revestidas com carbono para promover uma camada condutora para a análise por MEV conjugada ao mapeamento microquímico através do sistema EDS em regiões previamente selecionadas por microscopia ótica.

2.2.6. Análise estatística

As análises estatísticas descritivas dos dados foram realizadas com o software statistica 7.0.

2.3. Resultados

2.3.1. Dados mineralógicos

Os padrões de raios X apresentados mostraram uma assembleia mineralógica comumente encontrada em duricrusts ferruginosos do Brasil e do mundo (McFARLANE, 1976; MILNES et al., 1985; TARDY et al. 1991; BEAUVAIS & COLIN, 1993; ALEVA, 1994) e distinguem claramente os ambientes estudados na SdEM (Figuras 6 e 7).

Os duricrusts em PB apresentaram elevada intensidade dos reflexos correspondentes aos picos dos minerais mica e hematita, apresentando também picos expressivos indicativos de gibbsita e menores daqueles referentes à caulinita (Figura 6). Estes resultados estão condizentes com a mineralogia do material subjacente, denominado de filito hematítico, principal substrato associado às formações superficiais ferruginosas da SdEM (Figura 5) (SAADI, 1995; CAMPOS et al., 2016). As amostras encontram-se assentadas sobre fácies de filito hematítico emolduradas por uma litologia predominantemente quartzítica da formação Sopa-Brumadinho. Os filitos hematíticos da SdEM foram originados a partir do metamorfismo de rochas originalmente ígneas submetidas a processos de alteração que modificaram sua composição mineralógica e geoquímica inicial (KNAUER & SCHRANK, 1993). Knauer (2007) posteriormente ressalta que critérios como o caráter estratiforme, contatos superiores bruscos, relativa pequena espessura, destruição das texturas primárias, formação de revestimentos argilosos sobre grãos e crostas de ferro, clastos nos sedimentos de cobertura e foliação paralela ao contato indicam processos de alteração superficial anteriores ao metamorfismo.

Os difratogramas também mostraram picos indicativos da presença de goethita, anatásio, rutilo, magnetita/maghemita e quartzo (Figura 6). Embora, Feitzpatrick (1987) tenha sumarizado dados de óxidos de ferro em duricrusts ferruginosos do hemisfério sul e relatado que a goethita, comumente coexistente com hematita e maghemita, seria o mais abundante e difundido óxido de Fe pedogênico, nos duricrusts em PB, a hematita é mais expressiva.

Figura 6 – Difratogramas obtidos das amostras de duricrust do ambiente do Parque Nacional Biribiri (PB). Mi = mica, K = caulinita, Gb = gibbsita, Gt = goethita, Hm = hematita, An = anatásio, Qz = quartzo, Rt = rutilo, Mt/Mh = magnetita e, ou, maghemita.

Figura 7 – Difractogramas gerados das amostras de duricrust em Pau-de-Fruta (PF) e Gruta do Salitre (GS). Mi = mica, K = caulinita, Gb = gibbsita, Gt = goethita, Hm = hematita, An = anatásio, Qz = quartzo.

As concentrações relativas de goethita e hematita em ambientes pedogênicos e intemperizados são fortemente influenciadas pela concentração de Fe em solução, temperatura, umidade, pH, Eh, presença de matéria orgânica, e o ambiente iônico incluindo a atividade de Al em solução (SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989).

A substituição isomórfica de Fe por Al nos duricrusts em PB variou de 0,19 a 0,22 mol mol⁻¹ (média = 0,20 mol mol⁻¹, desvio padrão = 0,02 mol mol⁻¹) e de 0,07 a 0,12 mol mol⁻¹ (média = 0,10 mol mol⁻¹, desvio padrão = 0,02 mol mol⁻¹) em goethitas e hematitas, respectivamente. Estes valores estão condizentes com aqueles suportados pela estrutura destes minerais (SCHWERTMANN & KÄMPF, 1985; KÄMPF & CURI, 2000; CORNELL & SCHWERTMANN, 2003), e reforçam também a hipótese de que quando estes dois minerais ocorrem concomitantemente em formações pedogênicas, a hematita geralmente apresenta menor substituição isomórfica (SCHWERTMANN et al., 1979; SCHWERTMANN & KÄMPF, 1985; SINGH & GILKES, 1992). Os menores valores de substituição isomórfica

observado nas goethitas são, provavelmente, resultado do efeito competitivo exercido pelo Si, uma vez que seus teores no ambiente local pode afetar a atividade de Al e, conseqüentemente, influenciar no grau de substituição isomórfica de Fe por Al em goethitas formadas naquele ambiente (SCHWERTMANN & KÄMPF, 1985).

A suscetibilidade magnética (χ_{BF}) variou de 32 a $5652 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ (média = $1954 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, desvio padrão = $2647 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$). Apesar da elevada variabilidade, a maior média dos valores de χ_{BF} foi observada em PB. Além disso, os valores de frequência dependente da suscetibilidade magnética (χ_{FD}) variando entre 2,6 e 5,0 % (média = 3,6 %, desvio padrão = 1,1 %) indicam que há uma mistura entre minerais magnéticos superparamagnéticos (maghemita e, ou, magnetita < 30 nm) e aqueles com multiplas zonas estáveis de magnetização denominados de multi-domínios (geralmente magnetita > 300 nm – 100 μm) (COSTA et al., 1999; SILVA et al., 2010). De acordo com Dearing (1999), valores de $\chi_{FD} < 2$ % indicam predomínio de grãos com multi-domínios (partículas superparamagnéticas < 10 %); χ_{FB} entre 2 e 10 %, corresponde a uma mistura em grãos multi-domínios e superparamagnéticos e; finalmente, valores entre 10 e 14 % indicam o predomínio de grãos superparamagnéticos (partículas superparamagnéticas < 75 %).

Os duricrusts em GS e PF apresentaram uma composição mineralógica bastante diferente daquela encontrada em PB (Figura 7). São predominantemente contituídos por quartzo e goethita, com baixa expressividade dos reflexos indicativos da presença de anátasio e hematita. No entanto, o duricrust PF₁ também apresentou o pico referente ao plano d₁₁₀ da hematita com intensidade semelhante ao pico d₁₀₀ da goethita. No PF₁ também foi observado picos referentes a mica e caulinita com baixa intensidade, sem ocorrência de óxidos de ferro ferrimagnéticos. A constituição mineralógica predominantemente quartzosa evidencia a abrupta diferença de material de origem dos duricrusts em PF e GS, os quais encontram-se assentados diretamente sobre os quartzitos das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel. Portanto, nestes ambientes o acúmulo absoluto de Fe a partir de seu aporte externo é o principal processo de formação dos duricrusts.

Nos duricrusts de GS e PF a substituição isomórfica de Fe por Al variou de 0,27 a 0,31 mol mol⁻¹ (média = 0,29 mol mol⁻¹, desvio padrão 0,02 mol mol⁻¹) e de 0,07 a 0,12 mol mol⁻¹ (média = 0,10 mol mol⁻¹, desvio padrão = 0,03 mol mol⁻¹) em goethitas e hematitas, respectivamente. Os maiores valores de substituição isomórfica observados para as goethitas é resultado do ambiente mais ácido onde a atividade de Si no sistema é predominantemente controlada pela dissolução do quartzo.

Os valores de χ_{BF} variaram de 60 a $93 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ (média = $81 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, desvio

padrão = $19 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$). A χ_{FD} apresentou uma variação de 0,9 e 2,0 % (média = 1,3 %, desvio padrão = 0,6 %). Os valores de χ_{BF} e χ_{FD} revelam o inexpressivo magnetismo dos duricrusts, possivelmente em razão da contribuição de quantidades traço de minerais magnéticos de multi-domínios, o quais não foram identificados por DRX (Figura 7), reforçando também a hipótese de origem a partir do acúmulo absoluto de materiais sólidos e, ou, soluções ricas em Fe e Al (McFARLANE, 1976; ALEVA, 1994).

2.3.2. Dados geoquímicos

Os duricrusts ferruginosos apresentaram uma grande amplitude de concentrações de Fe_2O_3 com variações também na concentração de SiO_2 devido principalmente às diferenças na abundância de quartzo e teores variáveis de Al_2O_3 relacionado principalmente às quantidades de gibbsita e micas e ao grau de substituição isomórfica de Fe por Al nos óxidos de Fe pedogênicos (Figura 8).

Os ambientes geoquímicos foram claramente separados a partir da representação ternária dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 normalizados, sendo possível observar que os duricrusts originados sobre a fácies de filito hematítico são mais ricos em Fe e com teores de SiO_2 e Al_2O_3 relativamente equivalentes. Por serem ricos em Fe, hematíticos e com menor grau de substituição isomórfica de Fe por Al, semelhantemente às argumentações de Beauvais (1999), pode-se sugerir que os duricrusts em PB, em cotas altimétricas mais elevadas (Figura 4), foram originados em condições ambientais mais secas e de baixos valores de pH, contrariamente àquelas favoráveis a gênese de goethitas.

Figura 8 – Diagrama ternário das concentrações de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 nos duricrusts ferruginosos.

Em contraste, o duricrust PF_1 mesmo sendo morfológica (macro e micro) e mineralogicamente distinto, também encontra-se inserido geoquimicamente no grupo do ambiente PB (Figura 8). Este fato, associado a semelhança topográfica, sugere que ambos podem ter sido formados sobre condições paleoclimáticas semelhantes, assim como, o PF_1 pode também ter sido desenvolvido a partir de materiais com a mesma assinatura mineralógica e geoquímica daqueles que originaram os duricrusts do ambiente PB. Isto corroboraria a presença de micas e caulinita apenas no PF_1 , embora que com baixa expressividade devido as próprias características genéticas deste duricrust.

Os teores de alguns elementos traços encontram-se apresentados na Figura 9. Semelhantemente ao observado a partir do diagrama ternário, as concentrações totais dos elementos traços também foram eficientes na separação geoquímica dos ambientes de formação dos duricrusts estudados. As maiores concentrações totais foram observadas nos duricrusts do ambiente PB e no PF_1 , consequentemente, GS_2 e PF_3 foram os que apresentaram

os menores teores totais de elementos traços (Figura 9).

Figura 9 – Representação gráfica dos teores totais dos elementos traços analisados.

É importante ressaltar que as concentrações de vanádio foram elevadas em todos os duricrusts ferruginosos. De acordo com a classificação geoquímica de Goldschmidt, este elemento enquadra-se no grupo dos litófilos, os quais apresentam elevada afinidade geoquímica com silicatos na crosta terrestre, além disso, o V^{3+} também pode substituir o Fe^{3+} na estrutura de oxihidróxidos de Fe (SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989). O elemento bário também é classificado como litófilo e mostrou-se elevado nos duricrusts em PB, porém praticamente inexistente ou com baixa expressividade em PF₁, GS₂ e PF₃. Por apresentar elevada mobilidade (Ba^{2+}), sua ocorrência foi inexpressiva nos duricrusts supostamente originados por acúmulo absoluto de Fe e Al, massivamente influenciados por fluxos de água laterais e pelo nível freático.

2.3.3. Dados micromorfológicos e microquímicos

O duricrust ferruginoso PF₁ é composto de aproximadamente 65 % de nódulos de Fe e

35 % de matriz não ferruginosa (matriz-S) (Figura 10a). Com 80 % de sua massa ocupada por material grosso (nódulos de Fe e grãos de quartzo, raras raízes ($< 1\%$), pobremente selecionado), 5 % de material fino e 15 % representada por poros.

Figura 10 – Fotomicrografia detalhando os componentes do duricrust ferruginoso PF₁, com nódulos irregulares e fragmentado, zonas de microagregação e cavidade porosa (A); nódulo de Fe concêntrico constituído por grãos de quartzo soldado a nódulos de Fe com poros remanescentes da dissolução do quartzo (B); e variação de tamanho de poros de dissolução de quartzo e os grãos presentes na matriz-S (C).

Os grãos de quartzo existentes na matriz arenosa entre os nódulos de Fe (matriz-S), apresentam baixa diversidade de tamanho (tamanho médio = 100 μm), variando de arredondados a bem arredondados, esféricos a subesféricos, com bordos lisos e sem alteração aparente.

Embora predominantemente apedal, o duricrust PF₁ apresentou na matriz-S, zonas com microagregação granular (tamanho médio = 600 μm) de baixa pedalidade. A porosidade de empacotamento simples com presença de grandes cavidades irregulares (tamanho médio = 3,5 mm), sugere intensa perda de material por erosão química seletiva. O menor valor de SiO₂ apresentado na Figura 8 pode estar associado à maior remoção de sílica tanto através da erosão seletiva do material fino quanto em razão da maior intensidade do processo de dissolução de quartzo por equilíbrio estequiométrico, uma vez que este seria o principal mineral controlador da atividade de Si no sistema (Figura 7).

Os nódulos de Fe típicos e concêntricos, pretos e vermelho-escuro, apresentam-se com ampla variação de tamanho, esféricos e irregulares, com bordos lisos (mais opacos) ou rugosos e fragmentados (menos opacos); moderada a alta opacidade e impregnação; com grãos de quartzo distribuídos de forma concêntrica ou aleatória e com ampla variação na sua proporção; muitos apresentam poros como produto da dissolução do quartzo (Figura 10b).

Foi possível observar dois grandes grupos de nódulos de Fe na lâmina delgada do PF₁ (Figuras 10b,c): o primeiro grupo (G₁) é caracterizado por uma marcante porosidade de dissolução de quartzo, provavelmente mais antigo, com densidade de grãos igual ou menor e tamanho ligeiramente maior (tamanho médio = 200 μm) que aqueles grãos de quartzo presentes na matriz-S (tamanho médio = 100 μm); o segundo grupo (G₂) apresenta maior densidade de quartzo com menor tamanho em comparação ao G₁ (tamanho médio = 100 μm), semelhante àqueles da matriz-S adjacente (tamanho médio = 100 μm).

Análise microquímica separou geoquimicamente os nódulos porosos (G₂) daqueles com seu interior ocupados por grãos de quartzo (G₁) (Figura 11). Uma associação de observações distintas, tais como; nódulos fragmentados (córtex e núcleo), nódulos com espaços porosos remanescentes da dissolução do quartzo, com granulometria ligeiramente superior ao da matriz adjacente e soldados em outros nódulos sem poros de dissolução de quartzo e, por último, a presença de nódulos mais aluminosos (maior substituição isomórfica de Fe por Al nos óxidos de Fe) também soldados a outros nódulos, daria suporte a hipótese de transporte detrítica de materiais ricos em Fe e Al cronologicamente diferentes que teriam sido formados em outras condições geoquímicas. Portanto, torna-se evidente o caráter policíclico do duricrust PF₁.

No duricrust ferruginoso GS₂, nódulos de Fe e matriz-S ocupam ambos 50 % do volume da lâmina delgada, porém o grau de pigmentação ferruginosa da matriz-S é maior que aquele em PF₁, sendo composto por 90 % de material grosso (nódulos de Fe e quartzo, pobremente selecionado), 5 % de material fino e 5 % de poros (Figura 12a).

Figura 11 – Fotomicrografia MEV de nódulos coalescidos (soldados) no duricrust ferruginoso PF₁ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.

Os grãos de quartzo presentes na matriz entre os nódulos de Fe (esponjosos), apresentam alta diversidade de tamanho (tamanho = 0,1 - 8,5 mm), variando de angulares a bem arredondados, esféricos a subesféricos, com bordos lisos e sem alteração aparente (Figura 12b). Com relação a porosidade, apresenta-se em empacotamento simples com rara ocorrência de cavidades irregulares (tamanho médio = 2 mm).

O duricrust GS₂ é constituído de nódulos de Fe típicos, pretos e vermelho-escuro com ampla variação de tamanho, esféricos e subalongados, arredondados e subarredondados, com bordos rugosos e limites difusos em relação a matriz-S ferruginosa adjacente. Apresentam moderada a alta opacidade e impregnação, predominantemente com muitos poros (tamanho médio = 200 µm) derivados da dissolução do quartzo distribuídos de forma aleatória, com raros nódulos apresentando baixa frequência de quartzo (poucos grãos) (Figura 12c). A

matriz-S adjacente aos nódulos apresenta-se ferruginizada e com distribuição de grãos de quartzo distinta daquela observada nos nódulos de Fe, inferida pela porosidade remanescente dos grãos de quartzo após sua total dissolução. Os nódulos de Fe apresentaram ocorrência de poros de dissolução de quartzo geralmente menor que a densidade de grãos de quartzo da matriz-S, embora o tamanho médio dos poros seja semelhante ao tamanho modal dos grãos da matriz-S.

Figura 12 – Fotomicrografia detalhando os componentes do duricrust ferruginoso GS₂ (A); detalhe da variabilidade de tamanho e forma dos grãos de quartzo na matriz (B); diferença de densidade de poros de dissolução de quartzo do nódulo de Fe e os grãos de quartzo da matriz-S (C).

Como a análise microquímica não mostrou variações geoquímicas entre nódulos de Fe com poros de dissolução de quartzo e a matriz-S, indicando a sua formação *in situ* (Figura 13), possivelmente a variação de densidade poderia estar relacionada a um efeito compressivo durante o processo de nodulação, que aumentaria a distância entre partículas no interior dos nódulos e, conseqüentemente, provocaria a redução da densidade de grãos de quartzo (poros

de dissolução) em relação a matriz. É também importante destacar que as partículas de quartzo de maior tamanho e angulosidade encontra-se apenas na matriz-S, o que sugere a ocorrência de um processo deposicional de curta distância posterior a formação dos nódulos de Fe no duricrust GS₂, que ao longo dos ciclos de enriquecimento geoquímico foram incorporados a matriz.

A lâmina delgada gerada a partir do duricrust PF₃ apresentou 35% de nódulos de Fe e 65% de matriz-S ferruginosa (vermelho e amarelo), sendo 90 % constituída de material grosso (nódulos de Fe e grãos de quartzo, pobremente selecionado), 5 % de material fino e 5 % de poros.

Os grãos de quartzo, com baixa diversidade de tamanho (< 0,70 mm) mostraram-se divididos em duas classes de tamanho bem distintas, variando de subangulares a bem arredondados, esféricos a subesféricos, com bordos predominantemente lisos sem alteração aparente e, ocasionalmente, com bordos corroídos (dissolução de borda) (Figura 14a,b).

O material fino na matriz-S é mineral, predominantemente amarelo com zonas avermelhadas, límpido e isótico, frequentemente fendilhado (Figura 14c). A porosidade tipicamente em empacotamento simples, com rara presença cavidades irregulares (tamanho médio = 0,6 mm).

Figura 13 – Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S no duricrust ferruginoso GS₂ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.

Figura 14 – Fotomicrografia evidenciando a cor amarelada da matriz-S e a distinção de duas classes de tamanho dos grãos de quartzo no duricrust ferruginoso PF₃ (A); detalhe da corrosão de borda em grãos de quartzo maiores no interior do nóculo de Fe (B); fendilhamento do material fino da matriz-S amarelada (C).

Os nódulos de Fe foram caracterizados como típicos, vermelho-amarelo ou vermelho-escuro, com ampla variação de tamanho, variando de esféricos a subalongados, arredondados a subarredondados, com bordos rugosos e limites difusos em relação a matriz ferruginosa adjacente (matriz-S). Apresenta também moderada opacidade e impregnação, ausência de

aspecto esponjoso (poros de dissolução de quartzo), sempre com alta frequência de quartzo que varia no estado de conservação de sua borda (quartzo com alta (tamanho médio < 4,4 mm) e baixa (tamanho médio < 0,80 mm) expressividade de bordas corroídas) (Figura 14b).

Em estágio inicial de dissolução (dissolução de borda), os grãos de quartzo deste duricrust ainda se encontram preservados nos nódulos de Fe, porém, em razão da sua distribuição irregular de tamanho é possível que alguns nódulos de Fe também tenham sido formados em ambiente alóctone e tenham sido transportados durante os eventos sedimentológicos (Figura 14b). O fendilhamento do material fino na matriz-S indica a presença de materiais amorfos gerados durante os ciclos redoxmórficos ativos no duricrust PF₃, uma vez que este situa-se numa cota altimétrica mais baixa e próxima a rede de drenagem (Figura 4). Assim, a porosidade remanescente do processo de dissolução do quartzo é, portanto, paulatinamente preenchida.

Os dados microquímicos obtidos numa região entre nódulo de Fe e matriz-S, apresentaram maior concentração de Al na matriz-S (Figura 15). Neste duricrust também foi observado uma maior intensidade do reflexo d_{002} da gibbsita em comparação aos contatados em PF₁ e GS₂ (Figura 7). Portanto, é possível sugerir que as variações redox atuantes no duricrust PF₃ estão provocando a desferrificação da matriz-S, uma vez que a redução do Eh em condições hidromórficas, provoca a redução do Fe³⁺ para Fe²⁺ que é solúvel e, consequentemente, lixiviado em solução (SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989; KÄMPF & CURI, 2000; CORNELL & SCHWERTMANN, 2003). Assim, os óxidos de Fe substituídos em Al seriam então dissolvidos e o Al³⁺ remanescente precipitaria como gibbsita devido a sua baixa mobilidade em ambientes com baixo conteúdo de carbono orgânico.

O duricrust ferruginoso PB₁ é composto por 70 % de nódulos de Fe/fragmentos e 30 % de matriz ferruginosa (matriz-S), sendo 93% de material grosso (nódulos de Fe e grãos de quartzo e raízes (< 1 %), pobremente selecionados), 5 % de material fino incluindo zonas de depleção e 2 % de poros (Figura 16a).

Os grãos de quartzo (< 1 %), apenas observado na matriz-S, apresentam baixa diversidade de tamanho (tamanho < 1,5 mm), são arredondados e variam de esféricos a subesféricos, com bordos fragmentados e rugosos com dissolução aparente. Encontra-se solto da matriz-S, consequência de sua dissolução periférica (dissolução de borda).

A matriz-S, apresenta seu material fino de cor vermelha, límpido e isóptico (Figura 16a). A porosidade é composta de cavidades irregulares (tipicamente produto da dissolução de traços de grãos de quartzo), variando de esféricas a subesféricas, bem como, de fissuras (tamanho = 20 µm) e canais.

Figura 15 – Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S no duricrust ferruginoso do PF₃ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.

Os nódulos de Fe típicos são pretos em alta e baixa magnificação, opacos e variam de alta a forte impregnação, esféricos e subalongados, arredondados e subarredondados, com bordos rugosos e limites nítidos em relação a matriz ferruginosa adjacente, com presença de fragmentos nas proximidades e aspecto esponjoso (poucos poros de dissolução de quartzo) (Figura 16b). Quando apresentam grãos de quartzo em seu interior, estes encontram-se com sua borda corroídas e solta da matriz ferruginosa do nódulo. Feições cristalíticas de precipitados gibbsíticos em fissuras e cavidades também foram observadas na lâmina delgada do PB₂, bem como, precipitados hematíticos ("em gotas") em pequenas cavidades. Além disso, constatou-se a presença de revestimento de Fe (ferrã, principalmente goethita), em grandes cavidades irregulares, limites nítidos e extinção ausente, não laminados e microlaminados; zonas de depleção parcial de Fe, paralelas aos canais e fissuras, vermelho, ocasional (2 - 5%) e; feições de preenchimento solto-contínuo de fragmentos pouco alterados em grandes canais e cavidades, com cor e matriz semelhantes àquela nos nódulos de Fe. Em pequenas cavidades e fissuras foram também observados precipitados hematíticos ("em gotas").

A análise microquímica da matriz-S (matriz ferruginosa entre nódulos de Fe e

fragmentos) e de nódulos de Fe adjacentes apresentaram composição semelhantes de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , conforme observado em diagrama ternário (Figuras 17 e 18). No entanto, as concentrações de Fe_2O_3 foram muito maiores que as de SiO_2 e Al_2O_3 , reforçando a sua herança a partir de filito hematítico. Estes resultados somados as observações comuns, de zonas de desferrificação de cor vermelho-amarela adjacentes aos nódulos, indicam que o duricrust PB_1 ainda conserva parte da estrutura da rocha de origem e encontra-se em fase de formação e individualização nodular via alteração centrípeta (DELVIGNE, 1998), onde a partir da zona periférica ao núcleo da matriz em alteração, ocorre a remoção progressiva de sílica e cátions básicos seguida da precipitação de minerais residuais (Figura 16a).

Figura 16 – Fotomicrografia detalhando os componentes do duricrust ferruginoso PB₁, zonas de depleção parcial de Fe e revestimento de Fe em cavidade (A); detalhe do nódulo de Fe individualizado e zona de depleção fissural periférica (B); fragmentos e raízes em canais (C).

Figura 17 – Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S com precipitados gibbsíticos em cavidades no duricrust ferruginoso PB_1 e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 obtidas por EDS.

Figura 18 – Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e fragmentos no duricrust ferruginoso PB_1 e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 obtidas por EDS.

Os fragmentos estriados evidenciam a preservação de parte da estrutura do material de origem, que ao longo do intemperismo provavelmente iniciará o processo de alteração centrípeta e formação dos nódulos de Fe (Figura 18).

A lâmina delgada gerada a partir do duricrust ferruginoso PB₃ é composta por 40 % de nódulos de Fe/fragmentos e 60 % de matriz ferruginosa (matriz-S), sendo constituída por 35 % de material grosso (nódulos de Fe/fragmentos (99 %) e grão de quartzo e raízes (< 1 %), pobremente selecionado), 55 % de material fino e 10 % de poros.

Os grãos de quartzo da matriz-S mostraram-se com baixa diversidade de tamanho (tamanho < 0,6 mm), arredondados, variando de esféricos a subesféricos, com bordos fragmentados e rugosos, com alteração de dissolução. Encontram-se predominantemente soltos da matriz-S, em razão de sua dissolução de borda (Figura 19a). O material fino é mineral, vermelho, límpido e isóptico, sendo considerado também o material nas fissuras e canais (zona de depleção). O duricrust PB₃ apresentou porosidade em cavidades irregulares, variando de esféricas a subesféricas (poros de dissolução de quartzo), fissuras (20 µm) e canais.

Os nódulos de Fe são típicos, pretos em alta e baixa magnificação, opacos e de forte impregnação, esféricos e subalongados, arredondados e subarredondados, com bordos rugosos e limites nítidos em relação a matriz-S adjacente, com presença de fragmentos nas proximidades (Figura 19b). Raros poros de dissolução de quartzo foram observados, quando presentes encontram-se com sua borda corroída e solto da matriz ferruginosa do nódulo, sendo observado também algumas cavidades e fissuras.

Feições de intercrescimentos de cristais gibbsíticos (claros) e goethíticos (amarelo ou amarelos-brunados), nas paredes de poros do tipo cavidade e fissuras (no interior do nódulos, mas principalmente presentes na matriz-S), em justaposição ou de forma isolada, foram observados na lâmina delgada do duricrust PB₃ (Figura 19c). Os precipitados goethíticos (revestimentos ferrã) ocasionalmente apresentam-se microlaminados (microlaminação vermelhas), todos com limites nítidos em relação a matriz adjacente e frequentes. Feições de preenchimento solto-continuo de fragmentos pouco alterados em grandes cavidades e zonas de depleção parcial de Fe, paralelas aos canais e fissuras, vermelho correspondente a 60% da lâmina delgada, também foram observadas.

As análises microquímicas separam claramente as concentrações de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ dos nódulos de Fe e fragmentos daquelas na matriz-S (Figuras 20 e 21). A matriz-S no duricrust PB₃ mostrou-se mais gibbsítica (rica em Al₂O₃), conforme evidenciado nos padrões de raios X ao contatar-se um maior pico da distância entre planos atômicos na direção d₀₀₂ do mineral gibbsita (Figura 6).

Figura 19 – Fotomicrografia do duricrust PB₃ detalhando fragmentação e decomposição de nódulos de Fe em matriz de depleção (A); detalhe de revestimento de Fe justaposto a precipitados gibbsíticos em cavidades (B); grão de quartzo com dissolução de borda em nódulo de Fe (C).

Portanto, é possível deduzir que o duricrust PB₃ encontra-se mais alterado que o PB₁. Fragmentos mais ricos em SiO₂ e Al₂O₃ (provavelmente micas), são visivelmente decompostos para enriquecimentos relativo da matriz-S em Al₂O₃, pois praticamente toda sílica é removida por lixiviação, conforme mostra o grupo de pontos obtidos na matriz-S. Os nódulos de Fe são predominantemente ricos em Fe₂O₃, corroborando as maiores intensidades de

hematita (Figura 6) e menor grau de substituição isomórfica nos duricrust do ambiente PB.

Figura 20 – Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S em duricrust ferruginoso PB₃ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 obtidas por EDS.

Figura 21 – Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e fragmentos na matriz-S em duricrust ferruginoso PB₃ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.

É interessante observar que as análises microquímicas em PB₃ evidenciam um sistema fortemente alítico, onde a atividade de sílica em solução se encontra abaixo do produto de solubilidade da caulinita e, conseqüentemente, praticamente todo Al residual precipita como gibbsita (Figuras 20 e 21). No entanto, a partir de um ponto de vista geoquímico evolutivo, é contraditório num ambiente alítico e rico em Al³⁺, a ocorrência de hematitas e de goethitas, quando presentes no ambiente PB, com baixo grau de substituição isomórfica de Fe por Al. Contudo, Beauvais (1999) afirma que o menor grau de substituição isomórfica em hematitas de duricrusts ferruginosos em superfícies mais elevadas é resultado de paleoclimas mais secos e condições pedogênicas mais desidratadas, sendo, portanto, mais antigos mesmo apresentando alguma assinatura do material de origem.

O duricrust ferruginoso PB₄ é composto por 60 % de nódulos de Fe/fragmentos e 30 % de matriz ferruginosa (matriz-S), sendo 60 % de material grosso (nódulos de Fe/fragmentos (97 %), e grãos de quartzo e raízes (< 3 %), pobremente selecionado), 30 % de material fino e 10 % de poros (Figura 22).

Os grãos de quartzo da matriz-S apresentaram-se com moderada diversidade de tamanho (tamanho < 1,5 mm), arredondados, variando de esféricos a subesféricos, bordos

fragmentados e rugosos, com alteração de dissolução. O material fino é predominantemente vermelho, límpido e isótico. O duricrust PB₄ apresentou porosidade em cavidades irregulares, variando de esféricas a subesféricas, fissuras (20 µm) e canais.

Os nódulos de Fe são típicos, sem ou com halo de dissolução (cortificação centrípeta de fragmentos pouco alterados “pseudomórficos”) em parte de sua circunferência com cor amarela (antigo limite do nódulo), pretos em alta e baixa magnificação, opacos e com forte impregnação, esféricos e subalongados, arredondados e subarredondados, com bordos rugosos e limites nítidos em relação a matriz-S adjacente (Figura 22). Foi observada também a ocorrência de fragmentos, sem quartzo, com poros cavitários provavelmente remanescentes da dissolução de grãos de quartzo e raros com presença fissuras e cavidade alinhadas, sugerindo se tratar de fragmentos pseudomórficos de micas (biotita).

Densos precipitados goethíticos (amarelo ou amarelos-brunados), nas paredes de porosidade do tipo cavidade e fissuras da matriz-S adjacente ao nódulos de Fe, principalmente pseudomórficos. Ocasionalmente, mostram-se microlaminados (microlaminações vermelhas), todos com limites nítidos em relação a matriz adjacente, frequentes, com ou sem fissuras.

As análises microquímicas da lâmina delgada do duricrust PB₄, semelhantemente ao observado no PB₃, separaram claramente os componentes existente (nódulos de Fe, nódulos ferruginosos pseudomórficos e matriz-S) (Figuras 23 e 24).

Figura 22 – Fotomicrografia do duricrust PB₄ detalhando os componentes (nódulos de Fe, fragmentos e matriz-S (A); detalhe do processo alteração e cortificação centrípeta em nódulo de Fe (B); nódulo pseudomórfico Fe ferruginoso (C).

O mapeamento microquímico dos nódulos de Fe e pseudomórficos evidenciou duas fases de alteração. Os nódulos pseudomórficos estriados apresentam conteúdos de sílica superiores, que ao longo do processo de intemperismo é gradativamente lixiviada e os elementos Fe e Al são relativamente acumulados, caracterizando uma fase nodular mais alterada e cronologicamente mais antiga (Figura 23). Nesta fase, observa-se claramente o halo de depleção amarelado, com maiores teores de Al_2O_3 , decorrentes do maior grau de

substituição isomórfica dos óxidos de Fe, sobretudo goethitas, periféricamente distribuídos.

Figura 23 – Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe, nódulo pseudomórfico ferruginoso e matriz-S em duricrust ferruginoso do PB₄ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.

Figura 24 – Fotomicrografia MEV de nódulos de Fe e matriz-S em duricrust ferruginoso do PB₄ e gráfico ternário das concentrações normalizadas de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ obtidas por EDS.

Na Figura 24 é possível observar um nódulo pseudomórfico ferruginoso em processo de dissolução e o enriquecimento relativo em Al₂O₃ decorrente do processo de acúmulo residual de elementos de baixa mobilidade. Assim, o PB₄ reflete um processo de alteração mais avançado que o dos duricrusts PB₁ e PB₃.

2.4. Discussão

2.4.1. Separação genética dos duricrusts ferruginosos

No Planalto de Diamantina (SdEM) coexistem duricrusts ferruginosos que apresentam características distintamente dominantes dos dois principais grupos de modelos de gênese destas formações.

Os duricrusts sobrejacentes a filitos hematíticos apresentaram resultados micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos que indicam que a sua formação é resultado da acumulação relativa, ou seja, acumulação residual de oxi-hidróxidos de Fe e Al ao mesmo tempo que a lixiviação de cátions metálicos (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺) e de sílica em solução (H₄SiO₄⁻) acontecem através de diferentes mecanismos (McFARLANE, 1976).

Assim, o modelo do *resíduo* ou *in situ*, comumente chamado de laterita autóctone ou verdadeira (McFARLANE, 1976; AUGUSTIN et al., 2013), seria o principal modelo genético

atuante, uma vez que a individuação dos nódulos de Fe, bem como, a presença de uma matriz-S aluminosa e com precipitados gibbsíticos em fissuras indicam a ocorrência de lixiviação dos elementos móveis (cátions metálicos mono e bivalentes) e sílica em solução ao longo do intemperismo dos minerais primários componentes da rocha de origem, simultaneamente ao acúmulo de elementos pouco móveis como Fe, Al, Ti e outros, que são precipitados como óxidos, hidróxidos ou argilominerais, todos minerais secundários, que compõem o *residuum* da rocha alterada (Figuras 16 e 17). Como neste modelo as contribuições do lençol freático não são claramente definidas (McFARLANE, 1976; AUGUSTIN et al., 2013), o modelo de oscilação do nível freático também pode ser incorporado aos mecanismos envolvidos na gênese dos duricrusts em PB. De acordo com o modelo de oscilação do nível freático, o Fe seria acumulado e precipitado em decorrência das variações do potencial redox (Eh) provocadas pela sazonalidade da zona saturada. Os baixos valores de Eh em condições de saturação promoveriam a redução do Fe^{3+} em Fe^{2+} , o qual migraria por difusão a partir de zonas concentradas para aquelas menos concentradas e, após o estabelecimento das condições oxidantes, o Fe é oxidado e precipitado na interface com a zona saturada (McFARLANE, 1976). Por fim, também não se descarta a possibilidade de contribuição vertical de Fe em solução a partir de zonas inferiores do perfil ou superiores da rocha, através de seu movimento ascendente por capilaridade, durante as estações secas em razão do processo de evaporação (modelo pedogênico) (GOUDIE, 1973). Nesse modelo, a precipitação aconteceria em sentido inverso àquela imaginada no modelo do *residuum*, uma vez que o Fe ascenderia por capilaridade a partir do nível freático.

No entanto, mesmo diante de uma possível variabilidade de processos atuantes na gênese dos duricrusts em PB, é importante destacar que todos os modelos apresentados estabelecem que não há qualquer contribuição de Fe e Al de natureza externa e que estes elementos acumulam-se sempre como precipitados (SHELLMANN, 1983; ALEVA, 1994, WIDDOWSON, 2007, AUGUSTIN et al., 2013). Nesta linha, Widdowson (2007) chamada de laterita ferruginosa, os duricrusts enriquecidos em Fe de origem estritamente autóctone e o denomina de laterita ferruginosa ferricretizada quando há contribuição lateral iônica ou detrital de Fe a partir de fontes externas ao perfil de intemperismo.

Os duricrusts assentados sobre quartzitos (PF e GS) apresentam características mineralógicas, geoquímicas, micromorfológicas e microquímicas que indicam o predomínio de processos genéticos por acumulação absoluta de Fe e Al. Os materiais formados por processos deste grupo genético são chamados de laterita alóctone ou falsa laterita, uma vez que os elementos Fe e Al são advindos de fontes externas ao perfil de intemperismo, na forma

iônica e, ou, detrítica. Assim, os mecanismos principais são a adição lateral destes elementos através da oscilação sazonal do nível freático e a adição de material sólido rico em Fe e em Al através do transporte e deposição (McFARLANE, 1976; AUGUSTIN et al., 2013).

Os duricrusts em PF e GS podem, deste modo, ter sido formados tanto a partir do transporte e deposição de material sólido e, ou, precipitados, em fundos de vales e sopés de vertentes (paleomorfografia) (Figura 25a), quanto pela deposição e, ou, alteração de material sólido por ação da oscilação de lençol através de fluxos de água (Figura 25b), ambos mecanismos pertencentes ao modelo fluvial (GOUDIE, 1973; AUGUSTIN et al., 2013). A presença de nódulos de Fe com composição química diferente soldados/coalescidos a outros nódulos (Figura 11), indica o aporte de detritos ricos em Fe e Al. Entretanto, não foram observados fragmentos de duricrusts pré-existentes, com matriz distinta, parcialmente dissolvidos, transportados e incorporados (cimentados) à nova matriz após a sua reconsolidação, o que de acordo com McFarlane (1976) indicaria o caráter policíclico do material (modelo detrítico) (Figura 25c). Contudo, a ocorrência de nódulos de Fe com poros subangulares e subarredondados anteriormente ocupados por grãos de quartzo que foram dissolvidos ao longo do processo de intemperismo (DELVIGNE, 1998), coexistentes com outros nódulos em que estes espaços estão totalmente ocupados por grãos de quartzo, indica que estes dois materiais apresentam informações cronológicas diferentes, sendo assim, geneticamente policíclicos (Figuras 10 e 12).

Às formações ferruginosas estritamente alóctones, Widdowson (2007) atribui o termo ferricrete e, semelhantemente a utilizada para as lateritas ferruginosas, o autor denomina de laterita ferruginosa ferricretizada os materiais com contribuição alóctone e autóctone. Embora seja impossível afirmar a ocorrência de apenas um modelo, acumulação relativa (gênese autóctone) ou acumulação absoluta (gênese alóctone), de acordo com a distinção genética de Aleva (1994) e Widdowson (2007), é possível distinguir a partir das características macro e micromorfológicas, geoquímicas e mineralógicas, os duricrusts em PB (assentados sobre fácies de filito hematítico), denominados de lateritas ferruginosas cujo processo de formação principal foi a acumulação relativa, daqueles chamados de ferricretes (GS e PF) sobre quartzitos, cujo processo genético dominante foi a acumulação absoluta. Ambos encontram-se distribuídos no compartimento no Planalto de Diamantina (SdEM) sobrejacentes aos componentes geológicos da Formação Sopa-Brumadinho que faz parte do Grupo Guida pertencente ao Supergrupo Espinhaço.

Figura 25 – Esquema dos mecanismos de formação de duricrust através da acumulação absoluta de Fe e Al (alóctone) em sopé de vertente pelo modelo fluvial (A,B) e detrítico (C).

2.4.2. Duricrusts ferruginosos e suas relações com a paisagem

A existência de duricrusts ferruginosos geneticamente distintos também configura um importante indicador evolutivo da paisagem da SdEM, especificamente no Planalto de Diamantina. No mapa hipsométrico apresentou-se em uma transecção, a distribuição em perfil topográfico dos duricrusts investigados (Figura 4). Os duricrusts do ambiente PB estão em cotas altimétricas semelhantes ao PF₁ (1400 - 1500 m), entretanto, tratam-se de materiais geneticamente distintos e formados por mecanismos que ocorrem geralmente em ambientes geomorfológicos diferentes.

Conforme relatado no tópico anterior, os duricrusts amostrados em PB, denominados de lateritas ferruginosas, foram formados a partir da alteração *in situ* da rocha de origem (filito hematítico) por processos que resultam no enriquecimento geoquímico relativo de elementos de baixa mobilidade. Estes processos ocorrem em paisagens mais altas planas e, ou, suavemente onduladas, onde o fluxo hídrico é predominantemente vertical, permitindo assim, a evolução gradativa da frente de intemperismo. Em contraste, o duricrust PF₁, chamado de ferricrete, foi formado por processos de acumulação absoluta de materiais sólidos e, ou, soluções iônicas ricas em Fe e Al. Como os ferricretes são originados em paisagens de baixada, torna-se evidente que a sua presença sobre superfícies em torno de 1400 m no Planalto de Diamantina caracteriza um processo de inversão de relevo, remanescente em épocas holocênicas e, segundo Abreu (1982), representam relictos da superfície de aplainamento mais antiga da SdEM, a Pós-Gondwana, formada durante o Cretáceo Superior e Paleoceno (KING, 1956).

Isto ocorreu durante os processos denudacionais da paisagem de cotas altimétricas mais elevadas, de onde íons de Fe e detritos foram transportados e depositados em zonas quartzíticas em cotas inferiores. Os quartzitos são extremamente resistentes aos processos de intemperismo e desnudacionais, servindo, portanto, de arcabouço litoestrutural para o aporte de materiais ricos em Fe e Al de fontes externas (LEÃO et al., 2012). Tal fato, somado a elevada estabilidade estrutural dos ferricretes, possibilitaram que estas formações permanecessem em cotas altimétricas superiores a 1400 m de altitude até dias atuais.

Por outro lado, as lateritas ferruginosas encontram-se também sobre remanescente da superfície Pós-Gondwana, no entanto, os processos desnudacionais que ocorreram neste período removeram a parte superior do perfil de intemperismo laterítico, uma vez as investigações mineralógicas, geoquímicas e micromorfológicas integradas mostraram assinaturas do material de origem que refletem o baixo grau de alteração destas lateritas. Os fragmentos irregulares e ocasionalmente pisolíticos de materiais lateríticos frequentemente observados na superfície em PB (Figura 26), demonstram os processos desnudacionais pretéritos que provocaram o rebaixamento da paisagem e supostamente também foram fontes de Fe e Al para a formação dos ferricretes de relevo invertido da SdEM, bem como daqueles em elevações inferiores (1200 - 1400 m), também relacionados aos ciclos paleoclimáticos que ocorreram durante o aplanamento Pós-Gondwanico (KING, 1956). Esta hipótese é suportada pelas assinaturas mineralógicas e geoquímicas do ferricrete PF₁ que mostraram ligeira semelhança com aquelas observadas nas lateritas ferruginosas em PB.

Portanto, o ferricrete PF_1 , embora em nível altimétrico semelhante, seria mais recente que as lateritas ferruginosas observadas em PB. Beauvais & Roquin (1996) e Beauvais (1999) também relatam que os duricrusts ferruginosos da África Central situados nas superfícies mais altas são os mais velhos, aparentemente por serem relictos de paleoclimas mais secos.

Figura 26 – Superfície erosiva sobre fácies de filito hematítico do ambiente PB onde localiza-se o duricrust ferruginoso PB_1 .

Os ferricretes PF_3 e GS_2 encontram-se em superfície com aproximadamente 1200 m (Figura 4), embora ainda correlato ao aplainamento Pós-Gondwanico, o PF_3 parece ser resultado de uma segunda pedimentação resultante do processo desnudacional, pois neste ferricrete não foram constatados nódulos de Fe porosos em razão da dissolução de grãos de quartzo em seu interior. Assim, a gênese do ferricrete PF_3 parece ter sido posterior aos outros dois ferricretes estudados (PF_1 e GS_2), sendo possivelmente um subpedimento resultante das fases erosivas alternadas decorrentes das alterações climáticas do ciclo Pós-Gondwanico, promovendo o entalhamento do relevo e, conseqüentemente, um novo pedimento estável e favorável à ferricretização.

2.5. Conclusões

Os duricrusts ferruginosos do Planalto de Diamantina na SdEM apresentaram

diferenciações genéticas marcantes e essenciais para o entendimento de sua distribuição e evolução na paisagem. As superfícies lateríticas são provavelmente as formações supérgenas mais antigas da paisagem regional, originadas durante os processos denudacionais que ocorreram ao longo do ciclo erosivo Pós-Gondwanico. A erosão parcial de seu perfil laterítico constituíram o material fonte de Fe e Al para a gênese dos ferricretes distribuídos em superfícies elevadas (> 1200 m), especialmente aqueles em superfícies em torno de 1400 m de altitude, altimetricamente semelhantes às lateritas ferruginosas, caracterizando o processo de inversão do relevo. Além disso, as variações paleoclimáticas do ciclo Pós-Gondwanico também proporcionaram ciclos erosivos alternados que resultaram no subescalonamento desta superfície, criando condições geomorfológicas favoráveis à gênese de ferricretes mais recentes (1200 - 1400 m).

Referências

- ABREU, A.A. **Análise geomorfológica: reflexão e aplicação (Uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina-MG)**. São Paulo-SP, USP, Tese de Livre Docência, 1982. 296p.
- ALEVA, G.J.J. **Laterites: concepts, geology, morphology and chemistry**. ISRIC, Wageningen, 1994. 169p.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. O supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos**, v. 3, p. 1-18, 1995.
- ALMEIDA-ABREU, P.A.; RINGER, F.E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico (Southern Serra do Espinhaço: a mesoproterozoic collision orogeny). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 1-14, 2002.
- AUGUSTIN, C.H.R.R.; LOPES, M.R.S.; SILVA, S.M. Lateritas: um conceito em construção. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 3, p. 241-257, 2013.
- 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, p. 3939-3957, 1999.
- BEAUVAIS, A.; COLIN, F. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. **Chemical Geology**, v. 106, p. 77-101, 1993.
- BEAUVAIS, A.; ROQUIN, C. Petrological differentiation patterns and geomorphic distribution of ferricretes in Central Africa. **Geoderma**, v. 73, p. 63-82, 1996.
- BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L.; COLIN, F.; BROWN, E.T.; BOULANGÉ, B. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ¹⁰Be. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 163, p. 197-205, 1998.

CAMPOS, J.R.R.; SILVA, A.C.; SLATER, L.; NANNI, M.R.; VIDAL-TORRADO, P. Stratigraphic control and chronology of peat bog deposition in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **Catena**, v. 143, p. 167-173, 2016.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. **Micromorfologia do Solo: Bases e Aplicações**. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S.; ALVAREZ, V.H., eds. Tópicos em Ciência do Solo, vol. III. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p.107-164, 2003.

CORNELL, R.M.; SCHWERTMANN, U. **The Iron Oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses**. 2nd ed. Weinheim-Germany: Wiley-VHC Verlag GmbH & Co. KGaA; 2003.

COSTA, A.C.S.; BIGHAM, J.M.; RHOTON, F.E.; TRAINA, S.J. Quantification and characterization of maghemite in soils derived from volcanic rocks in southern Brazil. **Clays and Clay Minerals**, v. 47, p. 466-473, 1999.

DEARING, J. **Environmental magnetic susceptibility: Using the Bartington MS2 System**. 2.ed. Kenilworth, Chi Publishing, 1999. 54p.

DELVIGNE, J.E. **Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering**. The Canadian Mineralogist (Special publication 3) and ORSTOM. Ottawa and Paris, p. 494, 1998.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, v. 3, p. 19-26, 1995.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M.; CHAVES, M.L.S.C. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, p. 178-186, 1990.

EZE, P.N.; UDEIGWE, T.K.; MEADOWS, M.E. Plinthite and its associated evolutionary forms in soils and landscapes: a review. **Pedosphere**, v. 24, n. 2, p. 153-166, 2014.

FITZPATRICK, R.W. **The occurrence and pedogenic significance of iron compounds in soils of the Southern Hemisphere**. In: N.A.T.O. (N. Atlantic Treaty Org.), A.S.I. (Adv. Stud. Inst.), Iron in Soil and Clay Minerals, Pap., Frankfurt (in press), 1987.

GOUDIE, A. **Duricrust in tropical and Subtropical Landscapes**. Oxford: Clarendon Press, 1973. 174p.

KÄMPF, N.; CURI, N. **Óxidos de ferro: Indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos**. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ, V. V.H.; SCHAEFER, C.E.G.R. eds. Tópicos em ciência do solo. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 1, p. 107-138, 2000.

KING, L.C. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, p. 1-147, 1956.

KNAUER, L.G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos**, v. 15, p. 81-90, 2007.

KNAUER, L.G.; SCHRANK, A. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. **Geonomos**, v. 1, p. 33-38, 1993.

LEÃO, M. R.; REZENDE, E.A.; SALGADO, A.A.R.; NALINI Jr., H.A. Erosão, denudação e evolução do relevo da média Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2, p.113-124, 2012.

MAGALHÃES JR., A.P.; BARROS, L.F.P.; FELIPPE, M.F. **Southern Serra do Espinhaço: The Impressive Plateau of Quartzite Ridges**. In: VIEIRA, B.C.; SANTOS, L.J.C.; SALGADO, A.A.R. (Org.). *Landscapes and Landforms of Brazil - World Geomorphological Landscapes*. 1ed.: Springer Netherlands, 2015, p. 359-370.

McFARLANE, M.J. **Laterite and Landscape**. London: Academic Press, 1976. 151 p.

MILNES, A.R.; BOURMAN, R.P.; FITZPATRICK, R.W. Petrology and mineralogy of 'laterites' in southern and eastern Australia and southern Africa. In: Y. OGURA (Guest-Editor), *Proceedings of An International Seminar on Laterite*, October 14-17, 1985, Tokyo, Japan. **Chemical Geology**, v. 60, p. 237-250, 1987.

NAHON, D. **Evolution of iron crust in tropical landscape**. In: COLEMAN, S.M. & DETHIER, D.P. (eds.). *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*. Academic Press, London, p. 169-191, 1986.

SAADI, A. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, p. 41-75, 1995.

SCHULZE D.G. The influence of aluminium on iron oxides. VIII – unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. **Clays and Clay Minerals**. v. 32, p. 36-44, 1984.

SCHWERTMANN U.; FITZPATRICK R.W.; TAYLOR R.M.; LEWIS D.G. The influence of aluminium on iron oxides. Part II. Preparation and properties of Al-substituted hematites. **Clays and Clay Minerals**, v. 29 p. 269-276, 1979.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, v. 139, p. 344-350, 1985.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON J.B.; WEED, S.B. (eds.) *Minerals in soil environments*. Madison: **Soil Science Society of American Journal**, 1989. p.379- 438.

SHELLMANN, W. A new definition of laterite. **Natural Resources and Development**. v. 18, p.7-21, 1983.

SILVA, A.C. Solos. In: SILVA, A.C.; PREDREIRA, L.C.V.S.; ALMEIDA-ABREU, P.C. **Serra do Espinhaço Meridional: paisagem e ambiente**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. Cap. 3, p. 59-77.

SILVA, A.R.; SOUZA JUNIOR, I.G.; COSTA, A.C.S. Suscetibilidade magnética do horizonte B de solos do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 329-337, 2010.

SINGH, B.; GILKES, R.J. Properties and distribution of iron oxides and their association with minor elements in the soils of south-western Australia. **Journal of Soil Science**, v. 43, p. 77-98, 1992.

SPIER, C.A.; VASCONCELOS, P.M.; OLIVEIRA, S.M.B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**, v. 234, p. 79-104, 2006.

SULCEK, Z. AND POVONDRA, P. **Methods of Decomposition in Inorganic Analyses**. CRC Press, p.192, 1989.

TARDY, Y. **Pétrologie des latérites et des sols tropicaux**. Paris: Masson, 1993. 459p.

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, p. 283-295, 1991.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M. Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. **Geonomos**, v. 3, p. 99-107, 1995.

WIDDOWSON, M. **Laterite and ferricrete**. In: NASH, D.J.; McLAREN, S.J. (Eds.). *Geochemical sediments and landscapes*. Blackwell. Malden, 2007, p. 46-94.

3. ANÁLISE DE IMAGENS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) PARA CARACTERIZAÇÃO DE GRÃOS DE QUARTZO EM DURICRUSTS FERRUGINOSOS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS, BRASIL

Resumo

Os duricrusts ferruginosos situam-se predominantemente sobre dois compartimentos geomorfológicos principais no Planalto de Diamantina: serras e morros sobre quartzitos e relevos escarpados estruturais. A provável contribuição de Fe e Al a partir de fontes externas em alguns duricrusts ferruginosos da SdEM motivou a realização do presente estudo objetivando investigar possíveis relações poligênicas em perfis de duricrusts ferruginosos assentados sobre rochas quartzíticas das formações Galho do Miguel, Sopa-Brumadinho e São João da Chapada, todas do grupo Guinda (Supergrupo Espinhaço) na SdEM. Para isso, lâminas delgadas de perfis de duricrusts ferruginosos foram analisadas criteriosamente através de software de processamento de imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura. Os resultados indicaram que os duricrusts ferruginosos do Planalto Diamantina (SdEM) sob influência do maciço quartzítico do Supergrupo Espinhaço e situados em cotas altimétricas elevadas (> 1.200 m), além de policíclicos, também podem apresentar características poligenéticas. Assim, durante a erosão diferencial da paisagem provocando o rebaixamento e aplainamento do relevo para a formação das extensas e elevadas superfícies de erosão onde situam-se estas formações supérgenas, grãos de quartzo com propriedades morfológicas distintas foram também aglutinados e incorporados à matriz dos nódulos que, ao longo da evolução da paisagem, foram transportados e depositados em áreas mais baixas servindo de substrato para a gênese dos duricrusts.

Palavras-chave: Laterita; Ferricrete; Nódulos de Fe; Supergrupo espinhaço; Quartzito

Abstract

The iron-rich duricrust are located on two main geomorphological compartments on the Diamantina Plateau: hills and hills on quartzites and steep structural reliefs. The probable contribution of Fe and Al from external sources in some iron-rich duricrust of SdEM motivated the accomplishment of the present study in order to investigate possible polygenic relationships in iron-rich duricrust profiles based on quartzite rocks of the Galho do Miguel, Sopa-Brumadinho and São João da Chapada formations, all from the Guinda Group (Espinhaço Supergroup) at the SdEM. Thin sections of iron-rich duricrust profiles were carefully analyzed using image processing software obtained for scanning electron microscopy. The results indicated that the iron-rich duricrust of the Plateau Diamantina (SdEM) under influence of the quartzite massif of the Espinhaço Supergroup and located in high altimetric altitudes ($> 1,200$ m), besides polycyclics, may also present polygenetic characteristics. Thus, during the differential erosion of the landscape resulting in the lowering and flattening of the relief for the formation of the extensive and elevated surfaces of erosion where these supergene formations are located, the agglutination of quartz grains with distinct morphological properties was observed in nodules that along of the evolution of the landscape, were transported and deposited in lower areas also serving as substrate for the genesis of duricrusts.

Keywords: Laterite; Ferricrete; Iron nodules; Supergrupo espinhaço; Quartzite

3.1. Introdução

A Serra do Espinhaço configura a faixa orogênica pré-cambriana mais extensa e contínua do território brasileiro. Estende-se por cerca de 1200 km na direção N-S desde a região de Belo Horizonte até os limites norte da Bahia com os estados de Pernambuco e Piauí (ALMEIDA-ABREU & RINGER, 2002). O segmento Meridional da Serra do Espinhaço (SdEM), um imponente cinturão orogênico da plataforma Sul-americana (MAGALHÃES JUNIOR et al. 2014), situa-se desde o Quadrilátero-Ferrífero ao norte por cerca de 300 km e é arquitetado por rochas do Supergrupo Espinhaço, constituída principalmente por quartzitos, filitos e metaconglomerados (ALMEIDA-ABREU & RINGER, 2002). Esta sequência litoestratigráfica se desenvolveu em uma bacia do tipo rifte durante o Paleozoico e Mesoproterozóico entre 1700 e 1300 Ma, onde hoje são reconhecíveis dois conjuntos litológicos principais: um basal, depositado em ambientes continentais (Grupo Guinda), e o superior, com características típicas de sedimentação marinha (Grupo Conselheiro Mata) (DUSSIN et al., 1990; DUSSIN & DUSSIN, 1995; UHLEIN et al., 1995). O Grupo Guinda é composto pelas formações Galho do Miguel, Sopa-Brumadinho e São João da Chapada, sendo as duas primeiras, as predominantemente responsáveis pelos afloramentos quartzíticos da SdEM (ALMEIDA-ABREU & RINGER, 2002; CAMPOS et al., 2016). Rochas vulcânicas ocorrem na porção inferior do Supergrupo Espinhaço, cortando ou intercaladas com a sequência sedimentar (DUSSIN & DUSSIN, 1995).

De acordo com Abreu (1982) estão definidos três níveis escalonados no relevo regional da SdEM, correspondentes àqueles propostos por King (1956): Superfície Pós-Gondwana (primeiro nível; 1200-1400 m), Superfície Sulamericana (segundo nível; 1000-1100 m) e Superfície do Ciclo Velhas (terceiro nível; 750-800 m). No nível Pós-Gondwanico, onde o relevo apresenta-se arqueado ao longo de um eixo meridiano formando, localmente, o divisor São Francisco/Jequitinhonha é comum a ocorrência de inselbergs quartzíticos, duricrusts ferruginosos e brejos em depressões hidromórficas de nascentes, onde são formadas as turfeiras sobrepostas a areia e cascalhos fluviais e, ou, coluviais, cobertas por solos arenosos (SAADI, 1995; CAMPOS et al., 2016). Os duricrusts ferruginosos situam-se predominantemente sobre dois compartimentos geomorfológicos principais nos arredores do município de Diamantina: serras e morros sobre quartzitos e relevos escarpados estruturais (CAMPOS et al., 2016). No entanto, a presença de colinas sobre filitos é comum, constituindo-se o substrato principal para a formação desses pedomateriais (SAADI, 1995).

É denominado de duricrust todo material geoquímico pedológico e sedimentar

endurecido, formado na superfície terrestre através de processos de dissolução e precipitação mineral ao longo dos repetitivos ciclos de umedecimento e secagem ditados pelas oscilações do lençol freático e, ou, movimentações fluviais (EZE et al. 2014). Assim, são enquadrados ao grupo dos duricrusts todas as formações metassomáticas endurecidas, tais como: ferricretes (enriquecido em ferro), bauxitas (enriquecido em alumínio), silcretes (enriquecido em sílica), calcretes (enriquecido em cálcio), fosfocretes (enriquecido em fósforo), entre outros. O termo duricrust é, portanto, amplamente utilizado sem distinção genética (WIDDOWSON, 2007; EZE et al. 2014).

Em diferentes área de aplicações (geologia, engenharia, química, mineração e industrial) é comum o uso das técnicas de análise de imagens para caracterização do tamanho e forma de partículas com variados objetivos (PRAKONGKEP et al., 2010). Para geologia e outras áreas das ciências da terra, a forma e distribuição do tamanho de grãos suportam argumentações inerentes à herança genética dos materiais pedológicos e sedimentares (SCHÄFER & TEYSEN, 1987; SHAW et al., 2004). As aplicações industriais de análises de imagens de grãos estão associadas às investigações de minerais preenchidos que são adicionados em produtos como tinta e concreto, bem como para a separação de grãos no processamento mineral (MARINONI et al., 2005; MERTENS & ELSSEN, 2006).

As imagens de lâminas delgadas de solos obtidas a partir de microscópio eletrônico de varredura em imagens de elétrons retroespalhados (BSE) pode fornecer um nítido contraste entre grãos e matriz fina, o que viabiliza o uso de técnicas de processamento de imagens para investigação dos padrões de distribuição de tamanho e forma de partículas a partir de softwares de análise de imagens. A caracterização de grãos da fração areia por microscopia eletrônica de varredura e software de análise de imagem foi realizada em horizontes superficiais e subsuperficiais de solos da Tailândia, buscando-se evidenciar variações entre materiais de origem e camadas sedimentares em vários solos inundados cultivados com arroz (PRAKONGKEP et al., 2010).

A medida de circularidade pode distinguir partículas circulares (esféricas ou elipsoidais) daquelas com diferentes formas geométricas tais como paralelogramas, trapezoidais, retangulares e quadradas de acordo com o seu grau de “angulosidade” (curvatura dos vértices e arestas) (COX, 1927), uma vez que mesmo sendo geometricamente diferentes, todas podem fornecer valores de circularidades idênticos (HEILBRONNER & KEULEN, 2006; COX & BUDHU, 2008; PRAKONGKEP et al., 2010). Portanto, possíveis diferenças quanto ao material de origem e, ou, seletividade ao longo do processo de transporte dos grãos e gênese dos duricrusts ferruginosos podem ser rapidamente obtidas através do tratamento

bidimensional de imagens BSE geradas a partir de lâminas delgadas. A mensuração do arredondamento permite identificar os padrões de geometria de partículas onde, assim como a circularidade, também consiste em um parâmetro de forma importante na investigação da herança genética dos grãos.

Nesse sentido, a análise de imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura em lâminas delgadas de duricrusts ferruginosos da SdEM poderia também ser utilizada para identificar de forma mais detalhada padrões de distribuição de tamanho e dos parâmetros de forma e de grãos de quartzo. Estes parâmetros podem ser indicativos de material de origem e da ocorrência de processos seletivos e de arredondamento de grãos durante o transporte.

Portanto, a partir das observações em MEV das variações dos padrões de tamanho e forma de grãos de quartzo em lâminas delgadas, o objetivo do presente estudo foi investigar possíveis relações poligênicas em perfis de duricrusts ferruginosos assentados sobre rochas quartzíticas das formações Galho do Miguel, Sopa-Brumadinho e São João da Chapada, todas do grupo Guinda do Supergrupo Espinhaço na SdEM.

3.2. Material e métodos

A área de estudo localiza-se no Planalto de Diamantina na SdEM (Figura 27). A paisagem de planaltos é caracterizada por relevo bastante movimentado e cotas altimétricas geralmente superiores a 1000 m e altitude média em torno de 1250 m (ALMEIDA-ABREU, 1995) (Figura 28). O ponto mais alto atinge 2062 m de altitude (Pico do Itambé) e situa-se a cerca de 30 km a sudeste do município de Diamantina. Com rochas predominantemente quartzíticas (Quadro 1; Figura 29) e uma pronunciada altitude, as elevações e espigões com afloramentos rochosos constituem a morfografia destacadamente dominante, impingindo uma arquitetura cubista e surrealista à paisagem deste compartimento (ALMEIDA-ABREU, 1995).

O enquadramento climático conforme a classificação de Koppen é mesotérmico com temperatura média anual de 18,7 °C, com invernos frios e secos e verões brandos e úmidos (Cwb). A precipitação média anual é de 1.500 mm (SILVA et al., 2005). Em termos fitogeográficos, sobre a SdEM predominam os campos rupestres e campos de altitudes (MAGALHÃES JUNIOR et al. 2014), sendo, portanto, naturalmente controlada pelo clima e pela morfologia/altitude dos domínios geográficos e, secundariamente, controlada pela morfologia e litologia local (ALMEIDA-ABREU, 1995).

3.2.1. Preparação das lâminas delgadas

As amostras foram impregnadas por capilaridade à vácuo utilizando uma mistura de resina de poliéster “cristal”, diluída com monômero de estireno, mais catalisador e corante orgânico e, em seguida, secas a 60 °C (Castro et al., 2003). Após a impregnação e secagem, as amostras foram cortadas e polidas usando óleo com lubrificante para minimizar a dissolução dos nódulos de Fe. As lâminas foram revestidas com carbono para promover uma camada condutora para a análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Figura 27 – Delimitação fisiográfica da parte Meridional da Serra do Espinhaço e localização do perfis estudados.

Figura 28 – Mapa hipsométrico da área com detalhamento transversal da transecção estuda.

Figura 29 – Mapa geológico da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais gerado a partir de cartas geológicas da CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (www.comig.com.br); CPRM – Serviço Geológico do Brasil (www.cprm.gov.br).

3.2.2. Determinação do tamanho e forma dos grãos de quartzo

3.2.2.1. Obtenção da imagem digital

A análise de imagens foi utilizada para avaliar quantitativamente os parâmetros tamanho e forma dos grãos de quartzo de três perfis de duricrusts ferruginosos da SdEM sobrejacentes à quartzitos, metarenitos e metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço. Lâminas delgadas de 5 por 7,5 cm cada horizonte superficial e também dos horizontes duricrusts ferruginosos de cada perfil, foram examinadas (Figura 30). Nos duricrusts procedeu-se a individualização das partículas das fácies morfológicas, nódulos de Fe e matriz (Figura 31c,d). Dessa forma, possíveis variações do regolito podem ser identificadas, fornecendo, portanto, informações inerentes à processos poligênicos (WELTIE & VON EYNATTEN, 2004). Para obter o tamanho e forma dos grãos de quartzo, um microscópio eletrônico de varredura modelo TESCAN VEGA3 foi utilizado para produzir uma micrografia com baixa magnificação e, assim, gerar imagens com regiões individualizadas de área suficiente para proceder com as operações de processamento de imagens. As imagens foram geradas com 15 keV de voltagem de intensidade de aceleração, 0° de ângulo de inclinação e 15 mm de distância de trabalho. As imagens em elétrons retroespalhados (BSE) de lâminas delgadas revestidas com carbono foram manuseadas para aumentar o contraste entre os grãos (quartzo) e a matriz do duricrust. Assim, as regiões com pixels escuros representam os grãos de quartzo e as de pixels claros representam as matriz do duricrust ou poros (Figura 31b). Os grãos muito pequenos (< 20 µm, silte) não permitem a sua determinação em razão das incertezas analíticas associadas a reduzida quantidade de pixels existentes em pequenos objetos (RUSS, 1990; PRAKONGKEP et al., 2010).

3.2.2.2. Processamento da imagem

A análise das imagens foi realizada utilizando-se o software ImageJ 1.50i (COX & BUDHU, 2008; PRAKONGKEP et al., 2010) para a determinação das propriedades grãos de quartzo: dimensão de *feret* (F mm) que consiste na medição do eixo de maior distância de um grão, a circularidade (C) e o arredondamento (Ar).

Os valores de circularidade foram calculados conforme segue abaixo (FERREIRA & RASBAND, 2012):

$$\text{Circularidade (C)} = \frac{4\pi A}{P^2}$$

Onde A = área e P = perímetro.

Os valores de arredondamento foram calculados conforme equação abaixo (FERREIRA & RASBAND, 2012):

$$\text{Arredondamento (Ar)} = \frac{4A}{\pi L^2}$$

Onde A = área e L = eixo maior (principal).

Cox (1927) considera arredondamento das partículas a relação da sua área em função do perímetro, conforme a equação de circularidade calculada pelo ImageJ. Esta variável avalia o grau de curvatura das arestas e vértices do contorno dos grãos, comumente denominada de angulosidade, embora para Pentland (1927) estes termos apresentem definições distintas, com diferenciado parâmetro métrico. Pentland (1927) chamou de angulosidade, a relação entre a área da partícula e o seu eixo maior de acordo com a fórmula de arredondamento utilizada pelo programa ImageJ. Para Blott e Pye (2008), o termo circularidade parece mais apropriado a esta relação, uma vez que quanto mais alongada a partícula, maior é o seu eixo principal e, conseqüentemente, menor é o grau de circularidade. Alguns autores consideram a circularidade a medição bidimensional da esfericidade das partículas (Wadell, 1935; Riley, 1941). Diante do exposto, adotou-se a denominação utilizada por Ferreira e Rasband (2012) (programa ImageJ), embora as discussões baseiem-se nas definições estabelecidas pelos autores supracitados.

Figura 30 – Perfis estudados e localização das regiões amostradas em GS₂ (a), PF₁ (b) e PF₃ (c).

Figura 31 – Imagem obtida com microscópio eletrônico de varredura em baixa magnificação em lâminas delgadas de duricrust ferruginosos dos solos PF₁ (A) e PF₃ (B) e a quantificação elementar de dois grãos individualizados por espectroscopia de energia dispersiva. Imagem em BSE (a); BSE depois do processamento thresholding através do programa ImageJ (b) e dados de saída após a separação das zonas e cálculo da dimensão de feret, da circularidade e do arredondamento (c,d).

Para a análise estatística dos dados, os valores da dimensão de *feret* foram convertidos em escala logaritma (Log_{10}). No entanto, como a circularidade e o arredondamento variam estritamente entre 1.0 e 0.0, onde os objetos circulares e arredondados são aqueles mais próximos a unidade, em contraste ao observado para os objetos irregulares (valores próximos a zero), os dados foram convertidos em funções Logit [Logit (C) e Logit (Ar)] (PRAKONGKEP et al., 2010), as quais foram calculadas a partir das seguintes equações:

$$\text{Logit (C)} = \text{Ln} \left[\frac{C}{1-C} \right]$$

$$\text{Logit (Ar)} = \text{Ln} \left[\frac{Ar}{1-Ar} \right]$$

As imagens BSE de alto contraste foram usadas em modelo de escala de cinza e arquivos formato TIFF com 1024×728 pixels, 8 bits por pixel amostrado e 768 kB (PRAKONGKEP et al., 2010). A dimensão fractal bidimensional das imagens BSE de um

grão de quartzo é em apenas uma orientação específica (Figura 31). A separação dos grãos de quartzo e *background* (poros e matriz) foi realizada através do processamento thresholding, o que envolve a configuração de todos os pixels acima de um determinado valor de intensidade em preto (grãos de quartzo) ignorando todos os outros componentes (background), sendo analisadas apenas as partículas pretas conforme é mostrado na imagem de saída (Figura 31c,d).

3.3. Resultados

A partir das imagens BSE processadas usando o programa ImageJ, apenas os grãos de quartzo com dimensão superior a 20 μm , correspondente ao limite areia-silte estabelecido pela União Internacional de Ciências do Solo (*The International Union of Soil Sciences* - IUSS) foram considerados no tratamento estatístico dos dados. Por ser totalmente constituída por grãos de quartzo, não foi necessário a realização de tratamento específico das imagens para a separação de partículas de outra natureza nas amostras (Figura 31).

Os histogramas apresentados revelam uma distribuição aproximadamente normal para o log da dimensão de *feret* dos solos GS₂ e PF₁ tanto nos horizontes superficiais quanto nos duricrusts (Figura 32). Estes solos apresentaram baixos valores de desvio padrão e mediana semelhantes indicando um elevado grau de seleção de partículas. Em contraste, o perfil PF₃ mostrou um maior desvio padrão e uma distribuição assimétrica positiva dos valores do log da dimensão de *feret* dos grãos de quartzo presentes no nódulo de Fe do duricrust. Esta variação na distribuição do tamanho de partículas pode ser consequência da influência dos sedimentos metareníticos da Formação Santa Rita, sobre os metarenitos puros formados em ambiente eólico da formação Galho do Miguel na SdEM (Figura 29) e, ou, decorrente do processo de seleção de partículas ocorrentes ao longo do transporte e gênese dos nódulos de Fe (EL SAMRANI et al., 2004; PRAKONGKEP et al., 2010). Embora o log da dimensão de *feret* dos grãos de quartzo do horizonte A do PF₃ tenha apresentado uma distribuição normal, observou-se uma distinção clara de tamanho na transição entre as camadas sedimentares, indicando a elevada seletividade dos eventos de transporte e deposição de partículas (Figura 33).

Os valores do logit da circularidade dos grãos de quartzo apresentaram em sua maioria uma distribuição normal. No entanto, os dados observados no nódulo de Fe do duricrust do solo PF₃ mostraram-se bimodalmente distribuídos (Figura 34). A associação desse resultado com aquele observado para a dimensão de *feret*, indica que durante a gênese do duricrust PF₃

houve a deposição de nódulos de Fe formados sob a influência de material de origem distinto. O Grupo Guinda representa a maior parte dos atuais afloramentos rochosos da SdEM e reúne três formações geológicas: Galho do Miguel, Sopa-Brumadinho e São João da Chapada (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002). Embora o PF₃ esteja situado sobre a Formação Galho do Miguel (Figura 29), constituída por metarenitos puros formados em ambiente eólico (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002), materiais da formação Santa Rita podem ter provocado a variação no tamanho dos grãos de quartzo dos nódulos de Fe que foram paulatinamente depositados e serviram de arcabouço para a gênese do duricrust PF₃.

Figura 32 – Histogramas dos valores de log da dimensão de feret dos grãos de quartzo.

Figura 33 – Imagem obtida com microscópio eletrônico de varredura em baixa magnificação em lâmina delgada do horizonte A do PF₃. Imagem (BSE) (a); BSE depois do processamento thresholding através do programa ImageJ (b) e dados de saída após o cálculo da dimensão de feret, da circularidade e do arredondamento (c).

Assim como para a circularidade, as variações no arredondamento das partículas de quartzo das amostras são apresentadas como histogramas dos valores de logit dos dados (Figura 35). Os dados mostraram-se normalmente distribuídos, sem consideráveis variações entre os valores de desvio padrão em todas as amostras. Os duricrusts ferruginosos mais recentes datados no Brasil (Quadrilátero Ferrífero), apresentaram goethitas com idade em torno de 2 Ma (MONTEIRO et al. 2014). Por se tratar de formações geralmente neogênicas e paleogênicas (terciárias) (VASCONCELOS, 1999; SPIER et al., 2006; VASCONCELOS et al. 2013; MONTEIRO et al. 2014), é comum a ocorrência de nódulos de Fe ou fragmentos de nódulos em duricrusts com poros angulares e subangulares de diferentes formas, anteriormente ocupados por grãos de quartzo que foram dissolvidos ao longo da evolução desses pedomateriais (Figura 31Aa). Assim, a baixa variabilidade dos dados de arredondamento pode ser produto da dissolução de arestas, progressivamente aumentando a esfericidade dos grãos de quartzo dentro do duricrust e, consequente, a uniformização dos parâmetros de forma ao longo do intemperismo. Por outro lado, a seletividade intrínseca dos quartzitos das formações Galho do Miguel e Sopa-Brumadinho, originados em ambiente eólico e fluvial com retrabalhamento eólico esporádico, respectivamente (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002), sobre os quais os solos estão situados (Figura 29), pode ter provocado estes resultados.

A circularidade dos grãos de quartzo variou sistematicamente com o tamanho do grão uma vez que o logit da circularidade decresce linearmente com o aumento do log da dimensão de *feret* (Figura 36), conforme também observado por Prakongkep et al. (2010). Apesar da

tendência de relação negativa não diferir entre os solos e os grãos de quartzo apresentarem circularidade elevada (mediana do logit da circularidade $> 1,2$ em todas as amostras), o nódulo de Fe do duricrust GS₂ apresentou uma maior inclinação da linha ajuste da regressão linear entre o tamanho (log de *feret*) e a circularidade (logit da circularidade) dos grãos. O mesmo comportamento não foi observado com o arredondamento, em razão da elevada dispersão dos dados e baixo ajuste da equação linear, embora, ainda seja possível constatar uma suave tendência de redução do log da dimensão de *feret* com o aumento do logit do arredondamento dos grãos de quartzo na maioria das amostras.

Figura 34 – Histogramas dos valores de logit da circularidade dos grãos de quartzo.

Figura 35 – Histogramas dos valores de logit do arredondamento dos grãos de quartzo.

Apesar da distribuição de tamanho de partículas ser determinada a partir de laminas delgadas onde os grãos são cortados aleatoriamente para formação de uma seção transversal bidimensional, a qual não indicaria realisticamente os eixos máximos e mínimos (SCHÄFER & TEYSSEN, 1987; HEIBRONNER & KEULEN, 2006; PRAKONGKEP et al., 2010), vários pesquisadores tem relatado a eficiência do uso da análise de imagens para a medição dos padrões de distribuição de tamanho e forma de partículas em seções bidimensionais, destacando-se a forte correlação com outros resultados obtidos a partir da análise tridimensional (peneiramento) (SCHÄFER & TEYSSEN, 1987; FRANCUS, 1998; MERTENS & ELSSEN, 2006; PRAKONGKEP et al., 2010). No entanto, Prakongkep et al., 2010 ressaltam a importância de se ter consciência da possibilidade de diferença entre os resultados obtidos por métodos de análises de imagens em seções bidimensionais e aqueles adquiridos por peneiramento.

3.4. Discussão

A análise de imagens de grãos de quartzo em duricrusts ferruginosos sobre quartzitos do Supergrupo Espinhaço, tem demonstrado uma distribuição assimétrica positiva e bimodal para o tamanho e circularidade de partículas, respectivamente, no nódulo de Fe do PF₃. Estes resultados indicam que houve aporte de nódulos de Fe formados sobre material de origem distinto daquele encontrado na matriz do duricrust. Embora todos os perfis estudados encontrem-se geomorfologicamente distribuídos em relevo plano emoldurado por afloramentos quartzíticos, o PF₃ situa-se em cota altimétrica inferior e próximo a rede de drenagem. Isto, fortalece a ideia de interpretação da ocorrência de transporte de nódulos formados sob condições litológicas distintas, no duricrust PF₃. Além disso, a presença de horizonte A escurecido (acúmulo de C) sugere que as oscilações de lençol e inundações temporárias ainda são intensas naquele perfil, o que promoveria a redução do potencial redox e a manutenção do seu conteúdo de C orgânico. Em termos geocronológicos relativos, isto pode indicar que o duricrust PF₃ apresenta idade mais recente dentre aqueles aqui apresentados e, além disso, pelo menos dois eventos deposicionais distintos ocorreram neste perfil.

Figura 36 – Representação log-logit da dimensão de feret (mm) versus circularidade e arredondamento de partículas individuais de quartzo. A linha representa o ajuste da equação linear aos dados.

Portanto, pode-se dizer que o duricrust PF_3 apresentam grãos de quartzo, no interior dos nódulos de Fe, com propriedades morfológicas que indicam a atuação de processos poligênicos durante a sua gênese e evolução. No solo PF_1 embora não tenham sido encontrados indícios de detritos poligênicos em seu duricrust, a Figura 31A evidencia o caráter policíclico dos nódulos de Fe, onde é possível a observação de fragmentos individualizados com espaços porosos anteriormente ocupados por grãos de quartzo que sofrem dissolução ao longo do intemperismo (DELVIGNE, 1998).

A tendência geral de normalidade na distribuição dos parâmetros de forma dos grãos de quartzo pode ter sido provocada pela elevada seletividade de partículas oriundas das rochas do Grupo Guinda, a quais foram geralmente formadas através do metamorfismo de sedimentos eólicos e fluviais (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002).

3.5. Conclusões

Os duricrusts ferruginosos do Planalto Diamantina (SdEM) sob a influência do maciço quartzítico do Supergrupo Espinhaço e situados em cotas altimétricas elevadas (> 1200 m), além de policíclicos, também podem apresentar características poligenéticas. Assim, durante a erosão diferencial da paisagem provocando o rebaixamento e aplainamento do relevo para a formação das extensas e elevadas superfícies de erosão onde situam-se estas formações supérgenas, grãos de quartzo com propriedades morfológicas distintas foram também aglutinados e incorporados à matriz dos nódulos que, ao longo da evolução da paisagem, foram transportados e depositados em áreas mais baixas servindo de substrato para a gênese dos duricrusts.

Referências

- ALMEIDA-ABREU, P.A. O supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos**, v. 3, p. 1-18, 1995.
- ALMEIDA-ABREU, P.A.; RENGGER, F.E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico (Southern Serra do Espinhaço: a mesoproterozoic collision orogeny). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 1-14, 2002.
- BLOTT, S.J.; PYE, K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. **Sedimentology**, v. 55, p. 31-63, 2008.
- CAMPOS, J.R.R.; SILVA, A.C.; SLATER, L.; NANNI, M.R.; VIDAL-TORRADO, P. Stratigraphic control and chronology of peat bog deposition in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **Catena**, v. 143, p. 167-173, 2016.

CAMPOS, J.R.R. **Relações entre morfoestratigrafia e hidrologia na formação das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional (MG)** (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba - SP, 2014, p. 98.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. **Micromorfologia do Solo: Bases e Aplicações**. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S.; ALVAREZ, V.H., eds. *Tópicos em Ciência do Solo*, vol. III. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 107-164, 2003.

COX, E.A. A method for assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. **Journal of Paleontology**, v. 1, p. 179-183.

COX, M.R.; BUDHU, M. A practical approach to grain shape quantification. **Engineering Geology**, v. 96, p. 1-16, 2008.

DELVIGNE, J.E. **Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering**. The Canadian Mineralogist (Special publication 3) and ORSTOM. Ottawa and Paris, p. 494, 1998.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, v. 3, p. 19-26, 1995.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M.; CHAVES, M.L.S.C. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, p. 178-186, 1990.

EL SAMRANI, A.G., LATGES, B.S., GHANBAJA, J., YVON, J., KOHLER, A. Trace element carriers in a combined sewer during dry and wet weather: an electron microscope investigation. **Water Research**, v. 38, p. 2063-2076, 2004.

FERREIRA, T.; RASBAND, W. **ImageJ user guide**. Tech. Rep. IJ 1.46r. Bethesda, MD: National Institute of Health, 2012.

FRANCUS, P. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of soft clastic sediments. **Sedimentary Geology**, v. 121, p. 289-298, 1998

HEILBRONNER, R.; KEULEN, N. Grain size and shape analysis of fault rocks. **Tectonophysics**, v. 427, p. 199-216, 2006.

MAGALHÃES JR., A.P.; BARROS, L.F.P.; FELIPPE, M.F. **Southern Serra do Espinhaço: The Impressive Plateau of Quartzite Ridges**. In: VIEIRA, B.C.; SANTOS, L.J.C.; SALGADO, A.A.R. (Org.). *Landscapes and Landforms of Brazil - World Geomorphological Landscapes*. 1ed.: Springer Netherlands, 2015, p. 359-370.

MARINONI, N.; PAVESEA, A.; FOIA, M.; TROMBINO, L. Characterisation of mortarmorphology in thin sections by digital image processing. **Cement and Concrete Research**, v. 35, p. 1613-1619, 2005.

MERTENS, G.; ELSEIN, J. Use of computer assisted image analysis for the determination of the grain-size distribution of sands used in mortars. **Cement and Concrete Research**, v. 36, p. 1453-1459, 2006.

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, p. 267-289, 2014.

PENTLAND, A. A method of measuring the angularity of sands. **The Royal Society of Canada – Transactions and Proceedings** (Ser. 3), v. 21, xciii, 1927.

PRAKONGKEP, N.; SUDDHIPRAKARN, A.; KHEORUENROMNE, I.; GILKES, R. J. SEM image analysis for characterization of sand grains in Thai paddy soils. **Geoderma**, v. 156, p. 20-31, 2010.

RILEY, N.A. Projection sphericity. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 11, n. 2, p. 94-97.

RUSS, J.C. **Computer assisted microscopy, the measurement and analysis of images**. Plenum Press, New York. 1990.

SAADI, A. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, p. 41-75, 1995.

SCHÄFER, A.; TEYSSEN, T. Size, shape and orientation of grains in sands and sandstones - image analysis applied to rock thin-sections. **Sedimentary Geology**, v. 52, p. 251-271, 1987.

SHAW, J.N.; WEST, L.T.; BOSCH, D.D.; TRUMAN, C.C.; LEIGH, D.S. Parent material influence on soil distribution and genesis in a Paleudult and Kandudult complex, southeastern USA. **Catena**, v. 57, p. 157-174, 2004.

SILVA, A.C. Solos. In: SILVA, A.C.; PREDREIRA, L.C.V.S.; ALMEIDA-ABREU, P.C. **Serra do Espinhaço Meridional: paisagem e ambiente**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. Cap. 3, p. 59-77.

SPIER, C.A.; VASCONCELOS, P.M.; OLIVEIRA, S.M.B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**, v.234, p. 79-104, 2006.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M. Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. **Geonomos**, v. 3, p. 99-107, 1995.

VASCONCELOS, P.M.; HEIM, J.A.; FARLEY, K.A.; MONTEIRO, H.; WALTEBERG, K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He – $4\text{He}/3\text{He}$ geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 117, p. 283-312, 2013.

VASCONCELOS, P.M. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering processes. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 27, p. 183-229, 1999.

WADELL, H. Volume, shape and roundness of quartz particles. **The Journal of Geology**, v. 43, p. 250-80.

WELTJE G.J.; VON EYNATTEN, H. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. **Sedimentary Geology**, v. 171, p. 1-11, 2004.

WIDDOWSON, M. Laterite and ferricrete. In: NASH, D.J.; McLAREN, S.J. (Eds.). *Geochemical sediments and landscapes*. Blackwell. Malden, 2007, p. 46-94.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

1. Os estudos mineralógicos, geoquímicos e morfológicos (macro e micro) integrados mostraram-se eficientes para a separação genética dos duricrusts ferruginosos estudados. Assim, foi possível identificar formações supérgenas geneticamente distintas, denominadas de lateritas ferruginosas e ferricretes, as quais forneceram subsídios para o entendimento de sua distribuição e, conseqüentemente, idealizar modelos de evolução da paisagem regional durante os ciclos paleoclimáticos ocorridos ao longo do período Pós-Gondwanico, uma vez que os duricrusts ferruginosos do Planalto de Diamantina na Serra do Espinhaço Meridional, estão predominantemente localizados nesta superfície.

2. O uso de imagens BSE obtidas por microscopia eletrônica de varredura e usadas em programas de análise de imagens para o estudo da distribuição de tamanho e parâmetros de forma mostrou-se uma ferramenta útil e rápida no desenvolvimento de informações importantes para o entendimento de processos poligênicos atuantes ao longo da evolução genética de duricrusts ferruginosos.