

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

***Duricrusts* ferruginosos e aluminosos e relações pedologia-
geomorfologia-geologia no Alto Jequitinhonha (MG)**

Daniela Schievano de Campos

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

**Piracicaba
2023**

Daniela Schievano de Campos
Geóloga

***Duricrusts* ferruginosos e aluminosos e relações pedologia-geomorfologia-geologia
no Alto Jequitinhonha (MG)**

versão revisada de acordo com a Resolução CoPGr 6018 de 2011

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

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

Piracicaba
2023

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

Campos, Daniela Schievano de

Duricrusts ferruginosos e aluminosos e relações pedologia-geomorfologia-geologia no Alto Jequitinhonha (MG) / Daniela Schievano de Campos - - versão revisada de acordo com a Resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2023.

229 p.

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

1. Plintossolo Pétrico 2. Couraça ferruginosa e bauxítica 3. Índices geomórficos 4. Litologia resistente 5. Evolução da paisagem I. Título

DEDICATÓRIA

*A minha querida mãe,
companheira e melhor amiga.
Você é responsável por
todas as minhas conquistas.*

AGRADECIMENTOS

A Deus.

Aos meus pais, Márcia e João, pelo apoio incondicional, pela confiança e pelo carinho recebidos durante esses longos anos.

Ao meu querido orientador Pablo Vidal-Torrado, pela imensa dedicação, paciência e amizade. Eu posso afirmar com certeza que estes foram os meus anos de maior aprendizagem. E quando o senhor diz “*queria ter um orientador assim!*”, eu tenho orgulho e o privilégio em responder “*pois eu tenho!*”.

Aos meus co-orientadores Prof. Marcilene dos Santos, Dra. Hevelyn Monteiro, Prof. Paulo Vasconcelos, Prof. Alexandre Christófaros e Prof. Danilo Camêlo, por todo apoio e aprendizagem recebidos. Vocês foram fundamentais para o meu crescimento profissional e pessoal.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado (Processo nº 140833/2018-8) que viabilizou todos esses incríveis anos de pesquisa.

Aos funcionários da ESALQ, Dorival Grisotto, Sônia Morais, Reginaldo Nogueira (Rossi), Nivanda Ruiz, José Luiz Vicente (Chiquinho), Marina Colzato, Ednéia Mondoni (Néia), Luis Silva (*in memoriam*), Paulo Jaoudé, José Roberto (Zé), e Anderson Scarazate, por todo auxílio recebido.

Aos colegas da salinha, Mariane Chiapini, Taís Almeida, Karina Marques, Júlio Fernandes, Sara Ramos, Beatriz Motta, Anna Bárbara Cruz, Paulo Pessotti, Murilo Wander, André Reis, Tháiris dos Santos, Daniel Trujillo, Raphael Brizzi e Thiago Vidoca, pela amizade e descontrações.

Aos professores Antônio Azevedo, Tiago Osório, Miguel Cooper e Celso Clemente, por toda aprendizagem recebida na minha ingressão a ciência do solo.

A Prof. Cenira Lupinacci (UNESP/Rio Claro) pela ajuda recebida durante os primórdios deste estudo; e aos funcionários da UNESP/Rio Claro, Daniel Godoy (LABESEM - IGCE) e Suely Martins (Lagea - DGPA), pelo auxílio durante análises e preparações de amostras.

Aos funcionários do Parque Estadual do Biribiri e Parque Estadual de Rio Preto, pela recepção e apoio durante os trabalhos de campo e coleta.

Aos professores da UFVJM, Pedro Ângelo Almeida-Abreu e Lúcio Fraga, pelo apoio e discussões geológicas durante trabalho de campo.

Aos proprietários, Dr. Olemar Santiago Maciel e Tadeu Rocha, que permitiram minha pesquisa e abertura de profundas trincheiras dentro de suas propriedades.

Aos moradores dos arredores de Diamantina, que de alguma forma dedicaram um pouco de seu precioso tempo em algum de meus campos: Sr. Valdete Paixão Paulino (de São Gonçalo da Canjica); José Raimundo (de Datas); Dona Anita (de Datas); Aparecido da Cruz Silva (de Pinheiros); Sr. Marden Carvalho de Souza (de Extração).

Aos meus filhos de quatro patas, Milla e Tico Nelson, por amenizarem a ansiedade e as incertezas geradas durante o longo período de trabalho em casa, em meio a pandemia do Covid-19.

EPIGRAFE

“A pedogênese está apta a desfechos que perturbam até a geologia”

SUMÁRIO

RESUMO	10
ABSTRACT	11
LISTA DE FIGURAS	12
LISTA DE TABELAS	19
Capítulo 1 - Aspectos Gerais	20
1. <i>Duricrusts</i> ferruginosos e aluminosos: uma revisão	20
1.1. Química e mineralogia de <i>duricrusts</i>	21
1.2. Morfologia de <i>duricrusts</i>	24
1.3. Pedogênese de <i>duricrusts</i> e evolução de paisagens lateríticas.....	31
1.4. Datação de <i>duricrusts</i>	35
2. Geologia regional da Serra do Espinhaço Meridional.....	37
3. Geomorfologia da Serra do Espinhaço Meridional	40
4. A bacia do alto Jequitinhonha.....	41
5. Objetivos.....	42
2 - Topographic rejuvenation in landscapes with high bedrock/ <i>duricrust</i> strength: insights from geomorphic evidence in a post-rifted region (SE Brazil)	52
1. Introduction	53
2. Geological and geomorphological setting	58
3. Methods	61
3.1. Background.....	61
3.2. Rock/ <i>duricrust</i> strength classification	62
3.3. Structural lineaments analysis	63
3.4. Mapping of ferruginous and aluminous <i>duricrusts</i>	63
3.5. Extraction of topographic metrics	64
3.6. River profile analysis.....	65
4. Results	68
4.1. Rock/ <i>duricrust</i> strength and lineament analysis	68
4.2. Spatial distribution of ferruginous and aluminous <i>duricrusts</i>	71
4.3. Topographic signatures	74
4.4. Knickpoints and river profile analysis.....	79
5. Discussion.....	83
5.1. Links between <i>duricrusts</i> , bedrock lithology, and topography dynamics.....	83
5.2. Topographic rejuvenation and transience signals	86
5.3. Controlling factors.....	89
6. Conclusions	93

3 - O cenário <i>sui generis</i> da Serra do Espinhaço Meridional e seu controle no desenvolvimento de <i>duricrusts</i> ferruginosos e aluminosos	104
1. Introdução: O arcabouço litológico da SdEM e sua relação com os <i>duricrusts</i>	104
2. Materiais e Métodos.....	105
2.2. Mapeamento dos <i>duricrusts</i>	108
2.3. Descrição de perfis e amostragens de solos	108
2.4. Difração de Raios-X (DRX) e refinamento de Rietveld	109
2.5. Susceptibilidade magnética.....	110
2.6. Fluorescência de Raio-X (FRX)	110
2.7. Espectrometria de Emissão Óptica com Plasmas Indutivamente Acoplado (ICP-OES).....	110
2.8. Microscopia óptica.....	111
2.9. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectroscopia de energia dispersiva (EDS)	112
2.10. Microsonda eletrônica	112
2.11. Análises preparatórias para as datações de goethitas	112
2.11.1. Seleção de grãos de goethitas.....	112
2.11.2. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectroscopia de energia dispersiva (EDS)	113
2.11.3. Microsonda eletrônica	113
2.11.4. Datações de goethitas por (U-Th)/He	113
3. Resultados	114
3.1. Aspectos morfológicos.....	114
3.1.1. Os perfis de intemperismo e as fácies morfológicas dos <i>duricrusts</i>	114
3.1.2. Feições micromorfológicas dos <i>duricrusts</i>	127
3.2. Caracterização geoquímica das <i>duricrusts</i>	133
3.2.1. Análises por Fluorescência de raios-X e Espectroscopia de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente.....	133
3.2.1.1. Elementos Terras Raras.....	136
3.2.2. Mapas geoquímicos por Microscópio Eletrônico de Varredura e análises por Microsonda Eletrônica.....	139
3.3. Caracterização mineralógica dos <i>duricrusts</i>	141
3.3.1. Análises por Difração de Raios-X e quantificação mineralógica	141
3.3.2. Susceptibilidade magnética.....	144
3.4. Geocronologia.....	145
3.4.1. Geoquímica das goethitas	145
3.4.2. Análises de (U-Th)/He	147
4. Discussão	151
4.1. Material de origem e os tipos de acumulação de ferro	151

4.2. Classificação dos solos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) e IUSS Working Group WRB	153
4.3. Duricrusts ferruginosos	155
4.3.1. A formação, transformação e degradação dos duricrusts ferruginosos e os processos induzidos pelo clima e relevo.....	155
4.3.2. As idades por (U-Th)/He	161
4.4. Duricrusts aluminosos ou bauxíticos.....	163
4.4.1. A relação entre litologias erodíveis e os quartzitos.....	164
4.4.2. As idades por (U-Th)/He	168
4.4.3. Processos biogeoquímicos induzidos pelo clima e o papel da vegetação na evolução dos perfis bauxíticos.....	170
4.4.4. O modelo de bauxitização “suspenso por quartzitos”	171
4.5. Por que somente alguns duricrusts ferruginosos se desenvolveram para bauxitas?	173
5. Conclusões.....	175
4 - Os <i>duricrusts</i> e sua relação com a paisagem da Serra do Espinhaço Meridional	185
1. Introdução.....	185
2. As características do relevo do Alto Jequitinhonha	187
3. O papel dos <i>duricrusts</i> na paisagem da SdEM	189
4. Reconstituição evolutiva da paisagem da SdEM.....	191
5. Conclusão	197

RESUMO

***Duricrusts* ferruginosos e aluminosos e relações pedologia-geomorfologia-geologia no Alto Jequitinhonha (MG)**

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais, compõe um contexto geológico-geomorfológico único. A litologia é predominantemente composta por quartzitos puros ou micáceos, intercalados com lentes de filitos, metargilitos, metaconglomerados, metassiltitos e diques máficos. A paisagem é caracterizada por extensos platôs localmente dissecados por drenagens, salientes *inselbergs*, escarpas acentuadas e vales encaixados, expondo um relevo distinto daquele previsto para uma região intraplaca. Plintossolos Pétricos com horizontes litoplínticos (*duricrusts*) ferruginosos e aluminosos formam núcleos maciços em meio aos platôs, revelando antigos e espessos perfis de intemperismo. Diante de um cenário tão exclusivo, pouco se sabe sobre a história evolutiva de esculturação da sua paisagem desde o Cretáceo. Visando compreender a gênese dos *duricrusts* e identificar as principais etapas da evolução da paisagem da SdEM, estudos geomorfológicos, geológicos e pedológicos foram realizados de forma integrada. Para isso, uma área de ~2,000 km², compondo o alto curso da bacia do Jequitinhonha, foi selecionada, abrangendo parte do Planalto Diamantina e o Pico do Itambé, importantes feições da área como um todo, de forma a facilitar a interpretação dos estudos geomórficos. Análises topográficas e fluviais robustas foram utilizadas, revelando um mosaico de relevos transientes e em equilíbrio, sugerindo instabilidades recentes. Antigas estruturas NNW compõem a direção preferencial desses desequilíbrios. A litologia majoritariamente resistente composta por quartzitos possibilitou a persistência de sinais anômalos do relevo. O estudo minucioso dos *duricrusts* abrangeu análises geoquímicas, mineralógicas, macro e micromorfológicas e geocronológicas. *Duricrusts* mineralógica e morfologicamente distintos entre si, mas formados sincronicamente, sugerem diferente atividade hídrica em sua formação, o que pode ser associado a elevações topográficas desiguais. As diferentes *fácies* morfológicas identificadas, tais como pisolítica, protopisolítica, nodular, brechóide, maciça e lamelar, sugerem diferentes graus evolutivos desses *duricrusts*, resultantes de processos de saprolitização, lateritização, bauxitização, transformação e degradação. Os quartzitos maciços, além de terem protegido as litologias menos resistentes da erosão, favorecendo a ação do intemperismo químico, também foram responsáveis pela sustentação da atividade da água dentro desses perfis, de forma que *duricrusts* se formassem em diferentes elevações. Por fim, as análises por (U-Th)/He salientaram que processos de lateritização ocorreram do Oligoceno ao Pleistoceno, e a bauxitização desde o Mioceno, com ápice evolutivo no Mioceno Superior, sugerindo clima mais úmido, e no Pleistoceno Inferior. A integração de todos os dados identificou uma história evolutiva complexa da paisagem da SdEM. Epirogenia e arqueamentos do relevo gerados no Cretáceo, foram alvo de longo período de denudação, do Cretáceo Superior ao Paleógeno, elucidando a escassa presença de *duricrusts* deste período. A partir do Oligoceno, o intemperismo químico supera o físico, formando *duricrusts* ferruginosos e aluminosos. Um novo soerguimento/queda do nível de base ocorreu no Plioceno, resultando na redução evolutiva dos *duricrusts*, cuja formação foi retomada no Pleistoceno.

Palavras-chave: Plintossolo Pétrico, Couraça ferruginosa e bauxítica, Índices geomórficos, Litologia resistente, Evolução da paisagem

ABSTRACT

Ferruginous and aluminous duricrusts and pedology-geomorphology-geology relations in Upper Jequitinhonha (MG)

The Southern Espinhaço Range (SER), Minas Gerais, composes a unique geological-geomorphological context. The lithology is predominantly composed of pure or micaceous quartzites, interbedded with lenses of phyllites, metaargillites, metaconglomerates, metasiltites and mafic dykes. The landscape is characterized by extensive plateaus locally dissected by drainage, protruding inselbergs, accentuated escarpments and deep valleys, exposing a different relief from that predicted for an intraplate region. Petric Plinthosols with ferruginous and aluminous petroplinthic horizons (duricrusts) form massive nuclei amid the plateaus, revealing thick weathering profiles. Given such an exclusive setting, the evolutionary history of sculpting its landscape since the Cretaceous is little known. Aiming to identify the evolution of the SER landscape, geomorphological, geological and pedological studies were carried out and integrated. An area of $\sim 2,000 \text{ km}^2$, comprising the upper course of the Jequitinhonha catchment, was selected, covering part of the Diamantina Plateau and Itambé Peak, important features of the area, in order to facilitate the interpretation of geomorphic studies. Robust topographic and fluvial metrics were used, revealing a mosaic of transient and balanced reliefs, suggesting recent instabilities. Ancient NNW-trending structures make up the preferred direction of these imbalances. The mostly resistant lithology composed of quartzites allowed the persistence of anomalous relief signals. The detailed study of the duricrusts included geochemical, mineralogical, morphological and geochronological analyses. Distinct mineralogical and morphologically duricrusts, but formed synchronously, suggest different water activity in their formation, which can be associated with uneven topographic elevations. The different morphological *facies* identified, such as pisolithic, protopisolithic, nodular, brechoid, massive and lamellar, suggest different evolutionary degrees of these duricrusts, resulting from saprolitization, lateritization, bauxitization, transformation and degradation processes. Resilient quartzites, in addition to protecting the less resistant rocks from erosion, were also responsible for sustaining water activity within these profiles, so that duricrusts formed at different elevations. Finally, the (U-Th)/He analyzes highlighted that lateritization processes occurred from the Oligocene to the Pleistocene, and bauxitization from the Miocene, with an evolutionary apex in the Upper Miocene, suggesting a wetter climate, and in the Lower Pleistocene. Integrating all the data identified a complex evolutionary history of the SER landscape. Compressions and uplifts generated in the Cretaceous, resulted in a long-term denudation, from the Upper Cretaceous to the Paleogene, elucidating the scarce presence of duricrusts from this period. From the Oligocene, chemical overcomes physical weathering, forming ferruginous and aluminous duricrusts. A new uplift occurred in the Pliocene, reducing the duricrusts formation, being resumed in the Pleistocene.

Keywords: Petric Plinthosol, Ferruginous and aluminous cuirass, Geomorphic indices, Resistant lithology, Landscape evolution

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Perfil laterítico completo**, apresentando a sequência de horizontes e a equivalente classificação de Bocquier et al. (1984) (redesenhado de Tardy, 1992). 26
- Figura 1.2. Principais tipos de glébulas ou nódulos**, sendo o nódulo típico sem estruturas particulares, o pisolito ou nódulo pisolítico caracterizado pelos córtex goethíticos, e os grânulos ou nódulo granular com franjas de redução (adaptado de Tardy, 1993). 26
- Figura 1.3. *Fácies de duricrust* ferruginoso, segundo grau evolutivo (agração e degradação)**. 1, 2 e 3 representam formação/agração do *duricrust*, partindo de *fácies* nodular até maciça; e 4, 5 e 6 representam etapas de degradação do *duricrust*, a partir de *fácies* maciça, até atingir *fácies* pisolítica (adaptado de Tardy, 1993). 30
- Figura 1.4. Principais estágios do processo e formação de plintita em uma superfície de aplainamento em ambiente tropical úmido com estação seca definida**. Estágio 1: formação do solo inicial. Estágio 2: após entalhamento dos vales, aprofundamento dos solos e estabelecimento do nível freático, surgem as segregações de Fe formando a zona mosqueada na zona vadosa e plintita na franja capilar. Estágio 3: posteriormente, com um gradual contínuo aprofundamento do nível de base regional, a plintita passa a se formar em posição inferior ao nível anterior, espessando o horizonte plíntico de cima para baixo ao mesmo tempo que surge uma zona desferrificada (zona pálida) abaixo da zona mosqueada. Com o avanço do tempo, mudanças das condições climáticas e evolução geomorfológica o espesso horizonte plíntico poderá evoluir para petroplintita/ *duricrusts* ferruginoso (modificado de Mohr et al., 1972). 33
- Figura 1.5. Acumulação lateral de Fe em solução**, proveniente de fontes mais elevadas da paisagem, e depositadas nas posições mais baixas: 1) acumulação de Fe; 2) *duricrust* ferruginoso já formada e evolução do relevo; 3) inversão de relevo (Maignien, 1966). 34
- Figura 1.6. Intemperismo de minerais primários e formação de minerais secundários em *duricrusts* ferruginosos e aluminosas**, em relação ao grau de alteração (modificado de Gilkes e Suddhiprakaran, 1981). 34
- Figura 1.7. Inversão de relevo em região com *duricrusts* ferruginosos**. a) formação de *duricrusts* ferruginosos nas porções mais rebaixadas do relevo, b) a resistência dos *duricrusts* os preservam de serem erodidos, ocorrendo a inversão do relevo (modificado de Pain e Ollier, 1995). 35
- Figura 1.8. Localização e arcabouço tectônico da SdEM (modificado de Knauer, 2007)**. A SdEM localiza-se na borda sudeste do Cráton do São Francisco, e pertence ao Cinturão Araçuaí. 38
- Figura 1.9. Evolução tectônico-geológica da Bacia do Espinhaço**. a) e b) representam soerguimento e rifteamento crustal; c) deposição do Gr. Guinda, composto pelas formações Bandeirinhas, São João da Chapada, Sopa Brumadinho e Galho do Miguel, depositados em ambiente de origem continental, e compostos principalmente por quartzitos; d) deposição do Gr. Conselheiro da Mata, composto pelas formações Santa Rita, Córrego Borges, Córrego das Bandeiras, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, depositados em ambiente marinho costeiro durante alternâncias entre regressão e transgressão marinha, com unidades arenosas e pelíticas intercaladas; e) e f) representam colisão continental entre o Cráton São Francisco e a placa do Congo, e consequente deformação do Supergrupo Espinhaço (modificado de Dossin et al., 1990). 39
- Figure 2.1. Geological setting of the study area**. (a) Tectonic framework of the Southern

Espinhaço Range (adapted from Knauer, 2007) (the red-dashed rectangle shows the location of Fig. 2.1b). (b) Geological map of the Southern Espinhaço Range and Quadrilátero Ferrífero (black-dashed polygon) (adapted from CPRM, 2014) and the localization of the study area. The red-dashed rectangle shows the location of Fig. 2.1c). (c) Study area and third order catchments in the Upper Jequitinhonha catchment (red polygons); catchments with numbers highlighted in yellow indicate those selected for chi-plot analysis, as shown in Fig. 2.9..... 57

Figure 2.2. Detailed geology and rock strength classification of the study area. (a) Geological map (adapted from CPRM, 2014). (b) Relative rock/duricrust strength classification proposed in this study; see section 3.2 for details. 60

Figure 2.3. Structural lineaments in the study area. (a) Drainage lineaments (negative lineaments); (b) crest and escarpment lineaments (positive lineaments); (c) and (d) rose diagrams for the lineaments in the study area, extracted from the negative (a) and positive (b) segments, respectively. 70

Figure 2.4. Spatial distribution and major features of duricrusts in the study area. (a, b) *In situ* duricrusts mantling LRUs. (c) Spatial distribution of duricrusts and relationships with LRUs; a–i indicates the location of photos a–i. (d) Extensive surface slabs of duricrusts. The duricrusts present distinct morphologies, such as nodular and pisolitic (e), with a preserved parent material structure (f), and mottled (g). Some duricrusts are thick and *in situ* (h), whereas others are evolved from landslides (i). Panel (c) indicates the location of images P-P1-P3, as shown in Fig. 2.10. 72

Figure 2.5. Some features associated with NNW-trending faults. (a) NNW-trending escarpment with local relief of ~800 m in the right bank of the Jequitinhonha River. (b) NNW-trending fault escarpments and land sliding repositioning detrital duricrusts in the foothill and valley floor. (c) Regional NNW-trending fault affecting *in situ* duricrust and fault-stepped blocks of Fig. 10a. (d) Google Earth Pro image shows a faulted and stepped low-relief upland (LRU) by regional NNW-trending faults; stepped low-relief upland patch (yellow arrow) and shift in the trunk river (yellow star) towards a NNW trend. See location of P1, P4, P5, and P6 in Fig. 2.6d. 74

Figure 2.6. Topographic metrics of the study area. (a) Map of local relief, highlighting the spatial distribution of the interpreted low-relief upland patches. (b) Swath profile J1 crossing both banks of the Jequitinhonha river in the northern domain. (c) Local relief in the study area extracted using a 4-km radius window. (d) Map of the spatial distribution of hillslope angles over a hillshade image. Panel (d) indicates the location of images P1, P4, P5 (black square), and P6 (black-dashed line), as shown in Fig. 2.5. 76

Figure 2.7. Map showing the spatial variation in normalised channel steepness (k_{sn}). (a) Upper Jequitinhonha catchment and adjacent areas and (b) detailed sector in the central-eastern domain with higher k_{sn} values along the NE- trending segment of the trunk river and the majority of the headwater tips. 78

Figure 2.8. Knickpoints of the drainage network in the study area. (a) Map distribution of knickpoints classified by elevation and their relationship with rock strength and low-relief uplands. (b) Histogram of the knickpoint elevation (above sea level) and frequency for all extracted knickpoints. (c) Longitudinal river profiles and knickpoint heights..... 80

Figure 2.9. χ -transformed river profiles and knickpoints. (a) χ -transformed river profiles and knickpoints for the river network of the study area. (b–o) χ -transformed river profiles and knickpoints for the 14 selected third-order catchments (see location in Fig. 2.1c). 82

Figure 2.10. Signs of reactivated weakness zones. (a) Paleochannel sediments with detrital duricrusts in a hanging strath terrace. (b) Sector with an approximate 90° shift in the

Jequitinhonha River towards a NNW trend and affected by NE and NW faults, as well as strath terraces (T1 and T2) generated by a strong incision (see regional location represented by yellow star in Fig. 2.5d). (c) NW-trending fault escarpment stepped *in situ* ferruginous duricrust and dismantled by land sliding. (d) Google Earth image showing escarpment (see Fig. 2.5d for detail) and trapezoidal facets displaced by NE faults (yellow line) along main NNW-trending fault (red line), as well as fault steps on the right bank of the Jequitinhonha River. LRU: low-relief upland. RR: rejuvenated relief. See Fig. 2.4c for location of the images. 88

Figure 2.11. Summary of the landscape evolution of the SER based on the propositions presented in this study. (a) Later post-rift rejuvenation triggers uplift and high denudation rate. (b) Quiescence period associated with wetter climate results in the deepening of chemical weathering and duricrust profile development. (c) Relief growing due to regional uplift/base level fall generated by combined flexural isostasy and far-field stress (Quechuan phase of the Andean orogeny and spreading of the passive rifted margin); reactivation of inherited NNW discontinuities enhanced differential duricrust dismantling and asymmetric topography. I-III: Upstream propagation of transient signal related to uplift/base level fall in the trunk river during the Pliocene and the slow and progressive reduction of LRU and duricrust cores. 92

Figura 3.1. Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço. No Supergrupo Espinhaço predominam quartzitos maciços, com lentes de metapelitos, metamáficas e metaconglomerados (modificado de Martins-Neto, 1998). 105

Figura 3.2. Serra do Espinhaço Meridional e a área de estudo. a) Localização da área de estudo, dentro da Serra do Espinhaço Meridional, e sua relação espacial com o Quadrilátero Ferrífero. b) Mapa da bacia do Alto Jequitinhonha, com o modelo digital de elevação e a localização dos perfis de Solos estudados. A-B é referente ao perfil geológico-topográfico da Figura 3.24. 107

Prancha 1. Fácies morfológicas do perfil RP1. O aspecto mosqueado com contatos difusos em profundidade, tornam-se bem definidos (matriz amarela e vermelha) em direção ao topo o perfil. 120

Prancha 2. Fácies morfológicas do perfil RP2. Matriz torna-se mais amarelada em profundidade, com surgimento de nódulos pisolíticos caracterizados por halos goethíticos ocre. 121

Prancha 3. Fácies morfológicas do perfil PB3. O *duricrust* mosqueado no topo é substituído por solo endurecido, avermelhado e nodular na base. 122

Prancha 4. Fácies morfológicas do perfil PB1. Nódulos alteromórficos compostos por fragmentos de filito hematítico intensamente ferruginizados e orientados caracterizam todo o perfil. 123

Prancha 5. Fácies morfológicas do perfil GUI1. Horizonte caracterizado por pisolitos em matriz solta arenosa. 123

Prancha 6. Fácies morfológicas do perfil DT1. É perceptível o aumento da intensidade da ferruginização da base para o topo. 124

Prancha 7. Fácies morfológicas do perfil GUI2. Fragmentos de filito, quartzito e antigo *duricrust* são cimentados por fluxos ferruginosos. 125

Prancha 8. Fácies morfológicas do perfil CM1. Perfil caracterizado por espessa camada de solo friável sobre espessa camada de *duricrust*. A degradação do *duricrust* é perceptível da base para o topo. 126

Figura 3.3. Fotomicrografias do fundo matricial. a) Difusão do Fe gera matriz com aspecto “mosqueado”, composto por matriz amarela aluminosa e matriz vermelha ferruginosa (PB3). b) Contato abrupto entre as matrizes amarela e vermelha (RP1) ou c) contato serrilhado (RP1). d) Fundo matricial de DT1 é caracterizado por fluxos hematíticos que cimentam grãos de quartzo. e) A matriz de GUI2 caracteriza-se por cimento hematítico inicial e fluxos goethíticos posteriores cimentando e preenchendo canais. f) Matriz mais e menos ferruginosa compõem diferentes fluxos em CM1. O_xFe – óxido de ferro. Gt – goethita. Hm – hematita. il – luz incidente..... 128

Figura 3.4. Fotomicrografias de poros, canais, preenchimentos e revestimentos. a-c) Poros policôncavos formados por dissolução química, com hipo-revestimento (hi) ferruginoso (a-b) e revestimento por depleção (dp) de Fe (c). d-g) Canais por desidratação, formando aspecto “craquelado”, principalmente na matriz amarela aluminosa, e posteriormente preenchidos por gibbsita cristalina (GbC) ou cristalárias. h) Canal revestido por grãos de areia cimentados por hematita. i) Canal com hipo-revestimento ferruginoso preenchido por argilãs (ar). (a, g – RP2; b, d-f, h – RP1; c – PB3; i – DT1). il- luz incidente. xpl – nicóis cruzados. uv – luz ultravioleta..... 129

Figura 3.5. Fotomicrografias de diferentes tipos de nódulos. a) Horizontes superficiais de CM1 apresentam glébulas reliquiaes, tais como nódulo hematítico alterando para goethítico (centro), nódulo hematítico (canto direito inferior) e grânulo caracterizado por núcleo hematítico e bordas de depleção em Fe (canto direito superior). b) Nódulo *in situ* se formando em porção mais porosa da matriz em DT1. c-d) Grânulo composto por núcleo hematítico, com poros por dissolução do quartzo, e halo formado pela dissolução do Fe em RP2; revestimento fino hematítico ao redor. e) Pisolito típico com núcleo hematítico e com grãos de quartzo, e córtex formado pela precipitação de goethita, em GUI1. f) Predominância de pisolitos cimentados em GUI2, com presença de nódulo hematítico. 131

Figura 3.6. Fotomicrografias de litorrelíquias e pedorrelíquias. a-b) Nódulos alteromórficos compostos por fragmentos de filito (fi) ferruginizado e de antigo *duricrust* (dr). c) Estratificação inclinada formada pela deposição e acomodação de grãos de quartzo transportados e mal selecionados. d) Quartzo (qz) com dissolução parcial, preenchida por óxidos de Fe (*runiquartz*). e) Grão de quartzo com dissolução em estágio mais avançado que na foto d, com rompimento do grão, gerando grãos menores. f) Fragmento de argila ou pápula (p), revelando antigo ciclo de iluviação. (a-d – GUI2; e – CM1; f – RP2). il – luz incidente. xpl – nicóis cruzados. uv – luz ultravioleta. 132

Figura 3.7. Foto e fotomicrografias da atividade de organismos nos *duricrusts*. a) Termiteiro e gramíneas sobre laje de *duricrust* muito endurecida (horizonte litoplíntico). b) Restos de raízes (r) e excrementos (e) dentro de canal formado por dissolução química. c-d) Canais por bioturbação (bi) formados preferencialmente em porções menos ferruginosas da matriz, com preenchimento denso, excrementos (e) e material mineral. e) Detalhes de excrementos. f) Degradação de *duricrust* por bioturbação (bi). g) Retrabalhamento de *duricrust* por ação de organismos e posterior cimentação por gibbsita cristalina. h-i) Antiga estrutura/tecido de raiz substituída por minerais componentes do solo. (a, d-e – RP1; b, f – PB3; c – CM1; g – RP2; h-i – DT1). xpl – nicóis cruzados. uv – luz ultravioleta..... 133

Figura 3.8. Diagramas ternário SiO₂ – Al₂O₃ – Fe₂O₃ obtidos para cada perfil deste estudo. Enquanto os *duricrusts* de RP1, RP2 e PB3 revelam natureza aluminosa, os demais perfis mostram-se mais ferruginosos..... 135

Figura 3.9. Proporções de Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, TiO₂ e LOI ao longo dos perfis. As amostras tracejadas são referentes a solo friável ou matriz solta. O valor de LOI é sempre mais elevado onde ocorre maior concentração de Al. 136

Figura 3.10. Padrões dos ETR normalizados para a Crosta Continental Superior (Taylor e McLennan, 1985) para amostras selecionadas de todos os perfis. As amostras em preto referem-se aos *duricrusts* (horizontes F) ou material nodular (horizontes Fc ou Bc), e as amostras em vermelho representam solos friáveis (horizontes A ou Bw) ou material solto (horizontes Fc ou Bc)..... 138

Figura 3.11. Fotomicrografias, mapas elementares e análises quantitativas pontuais referentes aos perfis GUI2 (a), DT1 (b) e CM1 (c-d). a) Soluções ferruginosas cimentam porções menos ferruginosas da matriz. b) Goethita aluminosa forma diferentes fluxos que cimentam porções mais hematíticas e quartzosas. c) Contato brusco entre matriz mais caulínica e mais goethítica. d) Diferentes colorações da matriz revelam ora goethita aluminosa, ora goethita rica em Si e Al. a2-d2 – mapas químicos obtidos por MEV. a3-d3 - imagens de *backscatter* obtidas por microsonda. Gb – gibbsita; Gt – goethita; Al-Gt – goethita aluminosa; Al-Si-Gt – goethita aluminosa e silicosa; Hm – hematita; Kao – caulinita; Qz – quartzo. il - luz incidente..... 140

Figura 3.12. Fotomicrografias, mapas elementares e análises quantitativas pontuais referentes aos perfis RP1 (a), RP2 (b-c) e PB3 (d). a, b, d) Dissoluções e perdas de Fe consecutivas resultam na concentração do Al na matriz, predominando gibbsita. c) Precipitação de gibbsita cristalina a partir de soluções aluminosas. a2-d2 – mapas químicos obtidos por MEV. a3-d3 - imagens de *backscatter* obtidas por microsonda. Gb – gibbsita; Gb.C – gibbsita cristalina; Gt – goethita; Al-Gt – goethita aluminosa; Óx. Fe – óxido de ferro (hematita + goethita); Óx.Ti – óxido de titânio; Qz – quartzo. xpl – nicóis cruzados. uv – luz ultravioleta. il – luz incidente..... 141

Figura 3.13. Relação entre as análises químicas por FRX e a mineralogia obtida pelo refinamento de Rietveld. Enquanto SiO₂ apresenta a melhor correlação com teores de quartzo e caulinita, Fe₂O₃ mostra a menor linearidade com hematita e goethita..... 143

Figura 3.14. Relação entre susceptibilidade magnética (χ_{lf}) e a frequência (χ_{fd}). Contraste magnético entre *duricrust* e solo do perfil CM1 (a). Evolução pedogênica entre PB1 e PB3 e o consequente comportamento magnético (b). Comportamento magnético dos *duricrusts* aluminosos (c). Comportamento magnético dos *duricrusts* ferruginosos (d)..... 145

Figura 3.15. Imagens de grãos de goethita obtidas em microsonda eletrônica. As goethitas deste estudo apresentam baixa cristalinidade, devido substituição de Al ou Al e Si em sua estrutura cristalina (a-i); algumas possuem mais de uma geração de goethita (a, h-i); intercrescimento de outras fases minerais, como gibbsita ou hematita (a, f); e alguns cristais apresentam alta porosidade (b, d, i). 146

Figura 3.16. Geoquímica das goethitas. Relação entre teores de Al e Fe na composição das goethitas dos *duricrusts* aluminosos (a) e ferruginosos (b) revelam natureza aluminosa na maioria dos grãos de goethita. Teores de Al e Si na composição das goethitas dos *duricrusts* aluminosos (c) e ferruginosas (d) indicando a forte influência da gibbsita na maioria dos perfis..... 147

Figura 3.17. Amostras de *duricrusts* ferruginosos cujos grãos de goethita foram coletados e datados, sendo: GUI2 (a), DT1/DT2 (b), CM1 (c) e CJ1/CJ2 (d). O perfil CM1 tem as idades mais antigas, enquanto as de DT1/DT2 são as mais novas. 148

Figura 3.18. Amostras de *duricrusts* aluminosos datados e sua posição no perfil, sendo: PB3 (a), RP1 (b) e RP3 (c). O perfil de RP1, caracterizado por goethitas ocreas, possui as idades mais antigas, seguido de RP3 e PB3, com goethitas principalmente marrons e pretas. 149

Figura 3.19. As idades e suas frequências e altitudes associadas. Diferentes frequências de

idade desde o Eoceno para *duricrusts* ferruginosos e aluminosos (a). Do Mioceno Médio ao Pleistoceno Inferior, formaram-se a maioria dos *duricrusts* ferruginosos, enquanto os aluminosos destacam-se no Mioceno Superior e Pleistoceno Inferior. Relação entre as idades obtidas e a elevação do perfil/amostra (b). Desde o Oligoceno os *duricrusts* de diferentes elevações vem se desenvolvendo. 150

Figura 3.20. Relação entre geoquímica e idade das goethitas. Concentrações de U e Th, e razão Th/U nas goethitas ocre, marrons e pretas para as couraças ferruginosas (a) e aluminosas (b). Maiores concentrações de Th e U se destacam nas goethitas ocre. 151

Figura 3.21. Perfis ferruginosos e suas relações com a paisagem. a) PB1, localizado na borda do platô, preserva estruturas do material de origem. b) CUR1 em posição de ombro também preserva algumas informações da rocha mãe. 157

Figura 3.22. Perfis ferruginosos e suas relações com a paisagem. a) DT1 na base da encosta e em relação aos níveis de *duricrusts* DT2 e DT3. Entre DT1 e DT2 há fluxo de solução rica em ferrihidrita. b) GUI2 no sopé coluvional e GUI1 na base da encosta, onde predominam filitos hematíticos no topo. c) CM1, localizado entre ombro e meia encosta, caracteriza-se por espesso perfil de alteração no topo do *duricrust*. 159

Figura 3.23. Grau de evolução e degradação dos perfis ferruginosos estudados, revelando diferentes etapas de desenvolvimento dos *duricrusts*. Nos perfis menos evoluídos predominam processos de saprolitização, e nos mais evoluídos os processos de lateritização. Assim, PB1 é o perfil menos evoluído, DT1 e GUI2 seriam os mais evoluídos, e GUI1 o mais degradado. 161

Figura 3.24. Relações Th, U e idades nos grãos de goethita. Razão Th/U para os *duricrusts* ferruginosos mostra maiores valores para GUI2 e duas populações de goethitas bem definidas em CM1, sendo (a.1) geral e (a.2) sem valores discrepantes. Os teores de Th e U para cada grão de goethita aponta para uma relação quase linear, pois grãos com alto Th geralmente apresentam alto U, e vice-versa (b). As frequências de idades dos *duricrusts* exibem dissolução-precipitação desde o Oligoceno, até o Pleistoceno, com ápice evolutivo no Mioceno (c). 163

Figura 3.25. Fotos de campo e dos perfis bauxíticos deste estudo. a-c) Localização de PB3 no Planalto Diamantina e seu relevo escalonado, e a relação filito-quartzito. d-i) Localização de RP1, RP2 e RP3 em paisagem típica de platô, e a relação bauxita-filito. A localização do perfil A-B aparece na Figura 3.2 b. 165

Figura 3.26. Saprolito na base do perfil RP1, a 380 cm de profundidade (a), e com nicóis cruzados (b). As reações 1 e 2 estão descritas na Tabela 3.4. Mus –mucovita. K – caulinita. Qz – quartzo. FeOx – óxido de Fe. 168

Figura 3.27. Fotomicrografias de gibbsita cristalina preenchendo poros e canais. A intensa precipitação de gibbsita cristalina, ou cristalárias, é posterior a ciclos de umedecimento e secamento, responsáveis pela abertura de poros por distensão e contração. A dissolução e reprecipitação do Al estão representadas pelas reações 9 e 10 (Tabela 3.4). 168

Figura 3.28. Modelo de bauxitização “suspenso por quartzitos”. O modelo sugere que processos pedogênicos podem ser originados da proteção/sustentação de litologias com diferentes resistências (p.e., quartzito-filito), conduzindo a diferentes graus de intemperismo, tais como lateritização (caulinitização e ferruginização), até atingir bauxitização quando sob condições climáticas ideais e ação da vegetação. Na SdEM, o Mioceno é considerado o período do primeiro ciclo de bauxitização. Os valores de precipitação utilizados são baseados em Beauvais e Tardy (1991) e Tardy (1992). 173

Figura 4.1. Cronologia evolutiva dos *duricrusts* ao longo da área de estudo. Índícios de

formação dos *duricrusts* desde o Oligoceno, com ápice evolutivo no Mioceno Superior. No Plioceno há uma queda significativa no desenvolvimento dos *duricrusts*..... 191

Figura 4.2. Evolução esquemática da paisagem da área de estudo. a) Propagação de stress proveniente da borda da Placa Sul-Americana culminou na configuração de *gráben* e *horst* durante o Cretáceo. b) Após soerguimento da área, intensa taxa de denudação foi desencadeada do Cretáceo Superior ao Paleógeno. c) Aproximadamente no Oligoceno a paisagem atingiu equilíbrio, e a erosão foi reduzida, favorecendo o intemperismo químico. *Duricrusts* se formaram, com ápice no Mioceno Superior, quando o clima tornou-se mais úmido. d) Antigas zonas de fraqueza foram reativadas, resultando em soerguimento/queda do nível de base mais significativo na borda leste da área, durante o Plioceno. Durante esse evento, *duricrusts* tiveram sua evolução relativamente reduzida. e) *Duricrusts* retomaram sua formação no Pleistoceno. Período de quiescência tectônica (?) perdura até o Presente, mas os desequilíbrios topográfico e fluvial permanecem devido a predominância de rochas resistentes. 196

LISTA DE TABELAS

Table 1. Strength classification of rock units exposed in the study area.	69
Tabela 3.1. Descrição morfológica dos perfis	115
Tabela 3.2. Classificação dos perfis de solo	153
Tabela 3.3. Principais reações químicas associadas a evolução/degradação dos <i>duricrusts</i> ferruginosos.	156
Tabela 3.4. Principais reações químicas associadas ao intemperismo do filito hematítico em bauxita	167

CAPÍTULO 1 - ASPECTOS GERAIS

1. *Duricrusts* ferruginosos e aluminosos: uma revisão

O termo laterita foi utilizado pela primeira vez por Buchanan (1807), em sua viagem à Índia, ao descrever: “*It very soon after becomes as hard as brick, and resists the air and water much better than any bricks that I have seen in India... As it is usually cut into the form of bricks for building, in several of the native dialects it is called the brick-stone... The most proper English name would be Laterite, from Lateritis, the appellation that may be given to it in science*”. Posteriormente, foram feitas várias tentativas visando estabelecer uma caracterização mais precisa do termo. Webster (2004) considera laterita o tema mais complexo em Ciência do Solo.

A inclusão de laterita (ou laterito, como alguns se referem) no grupo das rochas (Jutson, 1914; Schellmann, 1983; Aleva, 1994) foi a primeira controvérsia em torno do termo, enquanto para outros autores não restam dúvidas de se tratar de um manto de intemperismo, já que se formam por processos pedogenéticos específicos (Walther, 1916; Eggleton e Taylor, 1998; Widdowson, 2009b; Eze et al., 2014).

Alguns pesquisadores do começo do século XX passaram a considerar laterita como o produto final da dessilicatização, de forma que, a presença de caulinita, por sugerir dessilicatização incompleta, era indicativa de não se tratar de uma laterita (McFarlane, 1976). Esse tipo de afirmação não é mais aceita, visto que é de senso comum no meio científico considerar goethita, hematita, caulinita, gibbsita e quartzo como a principal composição mineralógica de lateritas (Schellmann, 1981; Aleva, 1994).

Um novo empenho em idealizar uma concepção mais precisa e moderna para laterita, foi em termos de acumulação relativa (autóctone) e absoluta (alóctone) de Fe e Al (d’Hoore, 1954), causando novas discordâncias na comunidade científica. Alguns autores afirmaram que o enriquecimento de Fe e Al em lateritas seria exclusivamente de forma relativa ou autóctone, a partir da remobilização dos elementos móveis e concentração dos elementos imóveis do material de origem, sob condições tropicais (Schellmann, 1981, 1994). Outros pesquisadores admitem que o enriquecimento absoluto ou alóctone de Fe pode ser uma explicação plausível para que lateritas se formem sobre materiais de origem pobres em Fe (Bourman, 1993; Bourman e Ollier, 2002; Widdowson, 2009a; McFarlane, 1976; Alexandre, 2002; Retallack, 2010). Aleva (1986) considera que lateritas puramente relativas ou puramente absolutas são raras, mas que a mistura entre ambas é evidente. Tardy (1993) encontrou indícios de

movimentação vertical e lateral de Fe em perfis na África Central, ao associar o movimento vertical de Fe a lateritas formadas a montante de drenagens, com características maciça ou nodular, enquanto o movimento lateral de Fe integra lateritas formadas a jusante, desenvolvendo fácies vermiformes com goethita dominante.

Ainda em relação ao enriquecimento relativo e absoluto, Ghosh e Guchhait (2015) classificam lateritas da Índia em primárias, quando originadas pelo intemperismo *in situ* do material de origem, e secundárias, quando lateritas passam por processos de re-laterização pela entrada de materiais *ex situ*.

Webster (2004) afirma que pesquisadores de diferentes áreas e com conhecimentos limitados definiram laterita baseados em interesses próprios e isso dificultou ainda mais o entendimento sobre o tema. Como consequência, atualmente lateritas abrangem ferricretes, *duricrusts* ferruginosos e aluminosos, crostas ferruginosas, bauxitas, plintossolos, couraças, carapaças, horizontes mosqueados, e até solos ferruginosos tropicais (Tardy, 1992; Nahon e Tardy, 1992). Dentre estes, ferricretes geralmente são utilizados para descrever materiais originados por acumulações absolutas de Fe (Tardy e Roquin, 1992; Anand, 1997; Coelho et al., 2001), enquanto *duricrusts* não definem a forma específica de acumulação, representando não apenas acumulações de ferro, mas também de alumínio, sílica e carbonato de cálcio (Goudie, 1973; Thomas, 1994), e são muitas vezes utilizados como sinônimo de couraça ferruginosa ou aluminosa, silcrete e calcrete (Zeegers e Lecomte, 1992; Thomas, 1994; Widdowson, 2009a).

1.1. Química e mineralogia de duricrusts

- *Duricrusts ferruginosos*

Em *duricrusts* ferruginosos litomórficos, a natureza do material de origem pode ser facilmente determinada, a partir da quantificação de quartzo e dos elementos P, Ba, Cr, Se, Ni, Zn, Cu, Ce e La; enquanto em *duricrusts* pedomórficos e bem evoluídos a composição mineralógica é homogeneizada, independente da rocha-mãe, atingindo aproximadamente 5% de quartzo, 30% de caulinita, 35% de goethita e 30% de hematita (Tardy e Roquin, 1992).

A composição química típica de *duricrusts* pode ser assim definida: H₂O (20 – 30%); Fe₂O₃ (35 – 80 %, sendo muito variável); Al₂O₃ (50 – 60%, diminuindo com o aumento de Fe e o de quartzo); SiO₂ (pobre em *duricrusts* típicos); TiO₂ (em torno de 2%); Mn (geralmente em baixa quantidade, com exceção às *duricrusts* manganésíferos); P₂O₅ (variável); e elementos álcalis e alcalino-terrosos são escassos devido à alta lixiviação (Varghese e Byju,

1993). A composição química e mineralógica, bem como suas proporções, apresenta-se variável ao longo de um perfil laterítico, devido às diferenças de umidade, pH, atividade biológica e influência atmosférica. A razão $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ (sendo $\text{R}_2\text{O}_3 = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) é amplamente utilizada para caracterização de *duricrusts* (Alexander e Cady, 1962; Maignien, 1966; Ghosh e Guchhait, 2015, 2019), sendo que quando $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ e $\text{SiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3 < 1.33$, classifica-se como *duricrust* ferruginoso; enquanto $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ e $\text{SiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3 < 1.33$, considera-se como *duricrust* aluminoso (Karunakaran e Sinha Roy, 1981; Ghosh e Guchhait, 2015, 2019).

Perfis lateríticos apresentam uma sequência de horizontes com diferentes graus de endurecimento e composição mineralógica ora mais ora menos hidratada (Tardy e Roquin, 1992). Nahon (1986, 1991) subdividiu o perfil laterítico, da base para o topo, em três horizontes: saprolítico, mosqueado e crosta ferruginosa. Tardy (1993) seccionou a crosta ferruginosa em: carapaça, couraça ferruginosa (nodular e pisolítica) e horizonte de desmantelamento. As variações químicas, mineralógicas e morfológicas entre esses horizontes são atribuídas principalmente a mudanças climáticas. Porém, tais variações podem estar associadas a processos de auto-organização, que resultam da reação entre minerais dissolvidos e precipitados e soluções percolantes, de modo que o sistema geoquímico do solo sempre reestabeleça o equilíbrio (Nahon, 1991). A morfologia dos perfis lateríticos será descrita no item 1.2 (Cap. 1) deste trabalho.

O horizonte mosqueado apresenta um contraste entre domínios descoloridos, compostos por quartzo e caulinita, e domínios avermelhados e/ou amarelados ricos em óxi-hidróxidos de ferro (Tardy, 1992). A carapaça representa uma acumulação progressiva de ferro, com formação de nódulos típicos hematíticos; enquanto a couraça (*duricrust sensu stricto*) é endurecida, avermelhada e rica em hematita (Tardy, 1992, 1993). No horizonte de desmantelamento a couraça é degradada, nódulos pisolíticos são destacados em uma matriz areno-argilosa, e há maior formação de goethita (Tardy, 1992, 1993; Beauvais e Tardy, 1993). Os horizontes descritos são caracterizados por uma sucessão de minerais hidratados, tais como goethita e gibbsita, e desidratados, como hematita, caulinita e boehmita.

Os fatores hidrológicos estão intimamente associados às sequências mineralógicas formadas ao longo do perfil (Lelong e Lemoine, 1968; Tardy e Roquin, 1992). Os minerais hidratados são comumente encontrados na base e topo do perfil laterítico, associados às oscilações do lençol freático e às estações chuvosas, respectivamente (Tardy e Roquin, 1992; Nahon e Tardy, 1992; Beauvais e Tardy, 1993). Os minerais desidratados compõem a parte central do perfil, e estão associados diretamente ao endurecimento da couraça ferruginosa,

sendo considerados como os minerais *sensu stricto* típicos de *duricrusts* (Tardy e Roquin, 1992; Tardy, 1993). Assim, Tardy (1993) afirma que a desidratação, e consequente desenvolvimento de minerais desidratados (hematita e caulinita) estaria associada à formação/agradção da *duricrust* ferruginoso; enquanto a hidratação e geração de minerais hidratados (goethita) é indício de sua degradação e desmantelamento.

A formação de um *duricrust* ferruginoso pode ser descrita como a combinação de diversos processos pedológicos que atuam com diferente expressão ao longo do tempo, mas em consonância com o contexto climático. Assim, a coexistência de minerais hidratados e desidratados em um mesmo horizonte também revela a alternância entre períodos secos e úmidos que afetaram a formação do *duricrust*. Nahon (1991) considera a simultaneidade dos seguintes processos no desenvolvimento de *duricrusts*: dissolução das caulinitas e lixiviação; pequenas perdas e ganhos de ferro; formações secundárias de caulinita; concentrações ferruginosas e formação de hematita e goethita; desenvolvimento de poros; entre outros. A sobreposição de eventos pode acrescentar novas estruturas e acumulações, mas também pode deletar atributos gerados no passado (Nahon, 1991).

Substituições isomórficas resultando em hematitas e goethitas aluminosas são comuns em *duricrusts* ferruginosos (Tardy e Nahon, 1985). O teor de alumínio em goethitas e hematitas reflete a quantidade de Al em solução, resultante da dissolução da caulinita e consequente formação de gibbsita (Tardy e Roquin, 1992). A substituição por Al é superior em goethitas do que em hematitas e, em perfis bauxíticos, a taxa de substituição é ainda mais elevada, atingindo 5 – 33% de Al em goethitas (Didier et al., 1985). Assim, é possível inferir que, quanto mais eficiente a dessilicatização, maior será a atividade do alumínio em solução, formando tanto gibbsita como hematita e goethita aluminosas.

- *Duricrusts* aluminosos ou bauxitas

Duricrusts aluminosos, couraças aluminosas ou bauxitas, como foram primeiramente intituladas por Berthier (1821), são espessas acumulações de alumínio que apresentam relevante valor econômico (Boulangé et al., 1997), tanto que a produção global de alumínio é sobretudo proveniente destes materiais (Retallack, 2010). Bauxitas são compostas principalmente por oxi-hidróxidos de Al (gibbsita e boehmita) e oxi-hidróxidos de Fe (goethita e hematita). Sua formação, em relação aos *duricrusts* ferruginosos, é favorecida tanto pelo aumento da umidade com precipitações médias anuais superiores ou em torno de 1.700 mm, como pela maior atividade termodinâmica da água (Tardy, 1992).

A formação de bauxitas está diretamente associada a processos de dessilicatização e alitização, e pode ocorrer por duas vias: bauxitização direta e bauxitização indireta (Millot, 1964). No processo direto, os minerais primários do material de origem são intensamente hidrolisados, e os elementos móveis, incluindo o Si são lixiviados (alitização), resultando na neoformação de gibbsita e goethita (Thomas, 1994; Boulangé et al., 1997). Neste caso, a estrutura original da rocha é preservada (Boulangé, 1984; Nahon et al., 1992). Na bauxitização indireta, a hidrólise não é totalmente eficiente, acumulando Al, Fe e parte da Si, e pelo processo de monossilatização são formadas goethita e caulinita, desenvolvendo um ferricrete precursor para a formação de uma bauxita sem a preservação das estruturas originais do material de origem (Boulangé et al., 1997; Nahon et al., 1992). Seja pelo método direto ou indireto, Boulangé et al., (1997) consideram que para a formação de 15 m de bauxita, são necessários entre 3 e 5 milhões de anos.

Em oposição à evolução dos *duricrusts* ferruginosos, a formação/agradção e endurecimento de bauxitas são favorecidos pela hidratação, com formação de gibbsita, e sua degradação/desmantelamento associa-se a desidratação e formação de boehmita (Tardy et al., 1993, 1997).

O material de origem para a formação das bauxitas pode variar desde rochas sedimentares a magmáticas alumino-silicáticas até rochas carbonáticas (Bárdossy, 1982), preferencialmente com alta razão Al_2O_3/Fe_2O_3 e baixa quantidade de sílica (Schellmann, 1994). No Brasil, o país com a terceira maior reserva de bauxita do mundo (USGS and Geoscience Australia), aproximadamente 97% deste material foi originado a partir de rochas sedimentares clásticas, enquanto apenas 3% é proveniente dos demais tipos de rochas, incluindo rochas alcalinas na região sudeste e rochas metassedimentares e metamórficas do Quadrilátero Ferrífero (Melfi e Carvalho, 1983; Melfi, 1997). Bauxitas com agregado valor econômico apresentam em torno de 45 – 50% de Al, <20% de Fe e 3 – 5% de Si (Valeton, 1972; Gow e Lozej, 1993).

1.2. Morfologia de *duricrusts*

Características físicas, tais como o grau de endurecimento e a coloração, definem materiais lateríticos, embora as configurações morfológicas destes sejam bastante variadas (Maignien, 1966; McFarlane, 1976). O grau de endurecimento pode ser variável de um perfil ao outro, porém *duricrusts* com maior teor de Fe, menor umidade e composição mais homogênea, geralmente apresentam-se mais endurecidas (Maignien, 1966). A coloração

também é surpreendentemente heterogênea, variando do vermelho ao ocre, rosa, marrom, violeta e até preto, dependendo de condições redutoras ou oxidantes do meio, e da composição mineralógica, visto que óxi-hidróxidos de Fe, conferem cores avermelhadas e amareladas, manganês confere o preto, hidróxidos de Al são brancos, assim como a caulinita e o quartzo (Maignien, 1966; Varghese e Byju, 1993).

Tardy (1992, 1993) subdivide o perfil laterítico, da base para o topo, em: saprolito grosso, saprolito fino, zona mosqueada, carapaça, couraça ferruginosa (nodular e pisolítica) e zona de desmantelamento (Figura 1.1). Bocquier et al. (1984) engloba os saprolitos (grosso e fino) em uma zona de alteração, marcada pela dissolução de minerais primários e lixiviação; e a zona mosqueada, carapaça e couraça ferruginosa em uma zona glebular, caracterizada pela acumulação de ferro e de alumínio em glébulas endurecidas. Conforme a localização do perfil laterítico na paisagem, ele pode apresentar solos macios, ou, quando estes são erodidos, geralmente em platôs, o horizonte endurecido aparece exposto (Varghese e Byju, 1993).

A zona de alteração, formada por intemperismo *in situ* (Ambrosi e Nahon, 1986), geralmente está associada ao nível freático, e por isso caracteriza-se pela natureza constantemente úmida (Tardy, 1992). O saprolito grosso preserva fragmentos de rocha e minerais primários inalterados, mas com aumento da porosidade e neoformação de caulinita férrica associada a hidróxidos de ferro amorfos, em relação à rocha subjacente (Nahon e Tardy, 1992). O saprolito fino ainda preserva estruturas e volume do material de origem, porém há um aumento na porosidade e predomínio de caulinita e oxi-hidróxidos de ferro, como goethita, hematita e minerais amorfos (Tardy, 1992).

A zona glebular é reconhecida pelo desenvolvimento de glébulas esferoidais ou elípticas. Glébula é a denominação geral para uma concentração de determinado constituinte mineral, químico ou granulométrico, que se diferencia do fundo matricial que o circunda (Brewer e Sleeman, 1964; Tardy, 1993). Os diferentes tipos de glébulas foram individualizados por Tardy (1993) como: nódulos, grânulos ou pisólitos (Figura 1.2). O termo glébula foi substituído por Bullock et al. (1985) e Stoops (2003) por nódulo, e sua individualização quanto a morfologia pode ser classificada como nódulos típicos, concêntricos, pisolíticos, entre outros, e esta será a denominação adotada neste estudo.

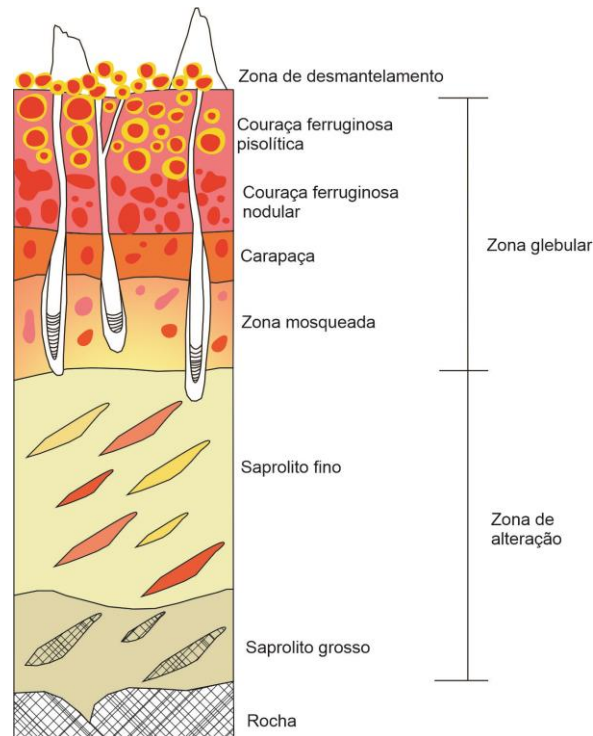


Figura 1.1. Perfil laterítico completo, apresentando a sequência de horizontes e a equivalente classificação de Bocquier et al. (1984) (redesenhado de Tardy, 1992).

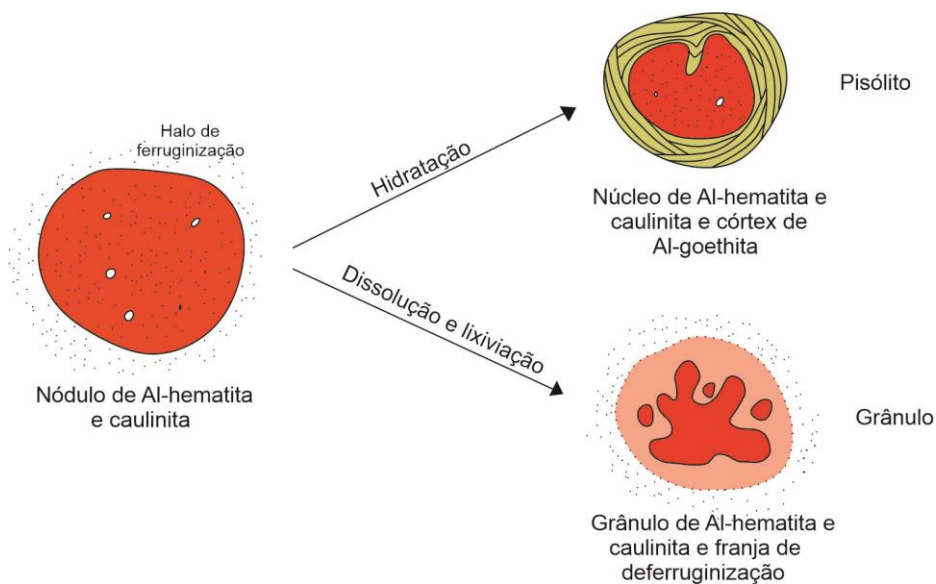


Figura 1.2. Principais tipos de glébulas ou nódulos, sendo o nódulo típico sem estruturas particulares, o pisolito ou nódulo pisolítico caracterizado pelos córtex goethíticos, e os grânulos ou nódulo granular com franjas de redução (adaptado de Tardy, 1993).

Nódulos (Tardy, 1993) ou nódulos típicos (Bullock et al., 1985; Stoops, 2003) são concentrações de material sem estrutura particular, ou seja, sem cerne, córtex ou poro central (Brewer e Sleeman, 1964; Tardy, 1993), formados pela acumulação centrípeta de hematita e caulinita no interior de microporos, e seu posterior endurecimento (Pullan, 1967; Tardy,

1993), sendo neste caso de origem pedo-reliquial (Tardy, 1992). São considerados lito-reliquiais quando originados da alteração de minerais primários ricos em Fe e Al, formando os minerais secundários caulinita e óxidos de Fe (Tardy, 1992). Comumente, o formato e arranjo interno do mineral primário permanece evidente em nódulos lito-reliquiais (Stoops e Marcelino, 2010). Há também os termos nódulos alteromórficos e pedomórficos, utilizados por Tardy (1993), para designar nódulos com estrutura interna de rocha preservada e nódulos formados por processos pedogenéticos, respectivamente. Em *duricrusts* aluminosos ou bauxitas, os nódulos são compostos por gibbsita, resultantes da dessilicização e perdas de Fe, com hipo-revestimentos de ferro ao redor dos nódulos (Delvigne, 1998; Stoops e Marcelino, 2010).

Grânulos são resultantes da degradação de nódulos, a partir da dissolução ou lixiviação de suas bordas, formando franjas (Beauvais, 1991; Beauvais e Tardy, 1991; Tardy, 1993). Pisólitos também são originados da degradação de nódulos, por hidratação, formando revestimentos de goethita do tipo córtex (Pullan, 1967; Tardy, 1993). Em bauxitas, pisólitos são formados quando o ambiente se torna menos hidratado, desestabilizando a gibbsita, desenvolvendo córtex de boehmita, e adição de Fe (Boulangé, 1984; Boulangé et al., 1997; Delvigne, 1998; Stoops e Marcelino, 2010). Seguindo os critérios de Bullock et al. (1985) e Stoops (2003), estes dois tipos poderiam ser classificados como nódulos granular e pisolítico.

A variação mineralógica que compõe desde a zona mosqueada até a zona de desmantelamento é decorrente das flutuações no nível freático, associadas às alternâncias entre períodos secos e úmidos, e pela diferença de mobilidade dos elementos químicos presentes (Nahon e Tardy, 1992).

A zona mosqueada, associada a condições hidromórficas (Stoops et al., 1990), é caracterizada pelo contraste entre domínios esbranquiçados, compostos por caulinita e quartzo, e domínios avermelhados e/ou amarelados, com oxi-hidróxidos de Fe (Tardy, 1992). Os domínios avermelhados associam-se a acumulação de Fe e os esbranquiçados a sua depleção (Alexandre, 2002). A perda de ferro dos domínios claros está relacionada ao nível freático e zona vadosa, porém sua concentração e endurecimento em pequenos poros e manchas avermelhadas ocorrem nas estações secas, iniciando o processo de nodulação (Tardy, 1993; Alexandre, 2002). Em direção ao topo do horizonte, as porções avermelhadas tornam-se ainda mais concentradas, e a matriz mais amarelada, devido a maior atuação dos processos pedogenéticos, tais como dissolução, lixiviação e ferruginização, além do perceptível aumento nos poros e canais (Stoops e Marcelino, 2010). A carapaça representa um acúmulo

progressivo de ferro, com formação de nódulos hematíticos endurecidos, e redução nos domínios esbranquiçados (Tardy, 1992).

Da carapaça à couraça ferruginosa ocorre um avermelhamento progressivo do fundo matricial e decorrente redução dos domínios descoloridos e amarelados, aumento na quantidade e tamanho dos nódulos e redução do tamanho e volume dos poros (Herbillon e Nahon, 1985; Tardy, 1993). A couraça ferruginosa, ou *duricrust*, tem como principal processo de formação o aumento no tamanho dos nódulos hematíticos, com a consequente coalescência entre eles, e exibindo fundo matricial não contínuo, formando *fácies* maciça endurecida (McFarlane, 1976; Beauvais, 1991; Tardy, 1993). Este horizonte é considerado o estágio mais evoluído das couraças ferruginosas, e também é o mais rico em ferro, composto principalmente por hematita e caulinita, e geralmente pobre em quartzo (Tardy, 1992).

Em direção ao topo, a couraça/*duricrust* ferruginoso, antes nodular e maciça, torna-se pisolítica, indicativa de reidratação e degradação (Tardy, 1993). No processo de pisolitização, o núcleo hematítico dos nódulos são reduzidos, enquanto um córtex composto por goethita aluminosa e caulinita cresce concentricamente, bem como preenchendo as paredes de poros e canais (Stoops e Marcelino, 2010). A couraça pisolítica mantém-se endurecida, porém, em direção ao topo do perfil, a goethita torna-se progressivamente menos aluminosa, até quase pura, e há uma redução no tamanho dos pisólitos, com formação de fissura, rachaduras e perda de coesão, resultando no colapso da couraça, desenvolvendo a zona de desmantelamento (Nahon e Tardy, 1992). A formação da zona de desmantelamento está associada a maior umidade em poros de grande diâmetro durante períodos chuvosos (Tardy, 1992). Além disso, a atividade biológica exercida principalmente por térmitas e raízes desempenha um importante papel na transformação e desmantelamento de couraças, já que exercem remobilização mecânica ao longo de todo perfil, criação de canais que auxiliam na passagem de água meteórica e possibilitam transformações biogeoquímicas (Tardy e Roquin, 1992; Beauvais, 2009; Oliveira et al., 2014).

A descrição e classificação de couraças/*duricrusts* ferruginosos são baseadas nas seguintes componentes do solo: elementos individualizados (nódulos, fragmentos de rochas e minerais), fundo matricial (grãos, plasmas e microporos), poros e revestimentos (Alexandre, 2002). A forma como esses componentes se correlacionam, ou seja, o formato dos poros em contraste com a configuração das precipitações/acumulações, geram diferentes *fácies*, que são comumente interpretadas como: maciça, vermiforme ou tubular, alveolar ou celular, conglomerática, brechóide, lamelar, nodular, cascalhosa e pisolítica (Maignien, 1966; Pullan, 1967; Boulangé et al., 1973; McFarlane, 1976; Alexandre, 2002); ou classificadas, segundo

Tardy (1993), pelo grau de agradação/degradação: nodular, metanodular, maciça, protopisolítica e pisolítica (Tardy, 1993). O termo *fácies*, amplamente utilizado na geologia para uma caracterização rápida e visual de rochas, tanto do ponto de vista deposicional (para rochas sedimentares) quanto do seu grau metamórfico (para rochas metamórficas), também foi amplamente utilizado na descrição macromorfológica de *duricrusts* (p.e., Maignien, 1966; Boulangè et al. 1973; Nahon, 1976; Tardy, 1993), e neste trabalho será utilizado como “*fácies morfológicas*”.

Pela classificação de Tardy (1993) (Figura 1.3), *fácies* nodular representa o início da formação de um *duricrust*, caracterizada por um fundo matricial pouco ferruginoso e pela formação de nódulos hematíticos. Com a crescente acumulação de ferro, os nódulos aumentam de tamanho e começam a coalescer entre si, formando *fácies* metanodular, que evolui para *fácies* maciça quando os nódulos coalescidos se fundem com o fundo matricial, atingindo o maior grau evolutivo do *duricrusts* ferruginoso. O aumento na umidade proporciona a degradação do *duricrust*, com desferruginização do fundo matricial e formação de córtex de goethita, gerando *fácies* protopisolítica e pisolítica (Figura 1.3). Nem sempre é simples utilizar essa classificação, pois os elementos individualizados, os poros, e a sobreposição de eventos ambientais que atuaram no desenvolvimento do *duricrust* muitas vezes tornam sua morfologia bastante complexa.

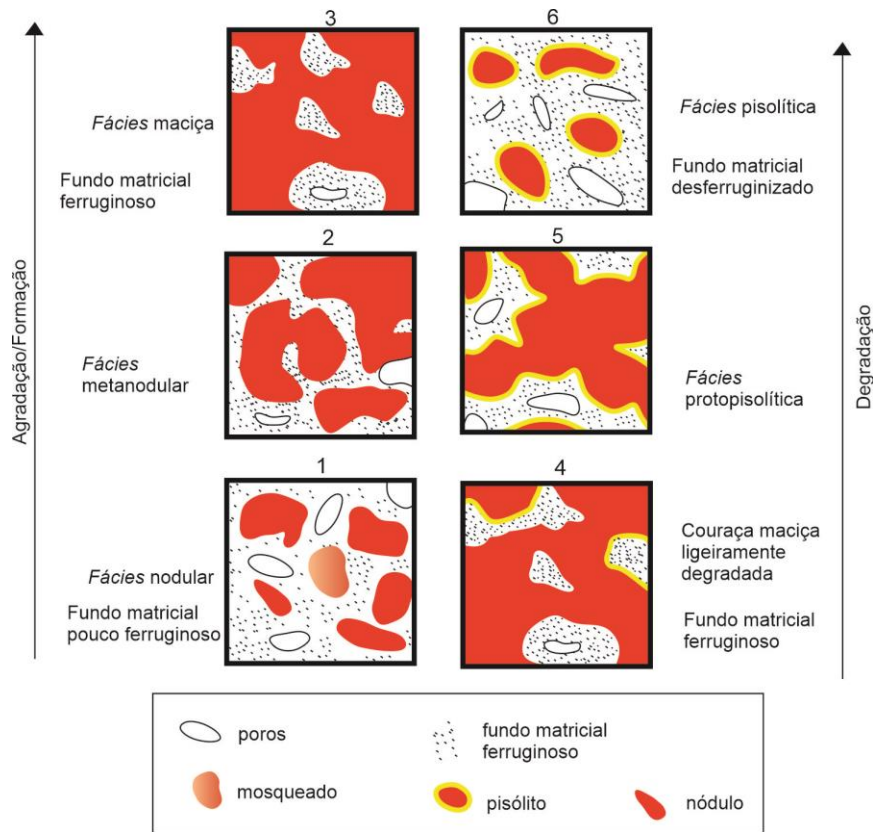


Figura 1.3. Fácies de duricrust ferruginoso, segundo grau evolutivo (agração e degradação). 1, 2 e 3 representam formação/agração do duricrust, partindo de fácies nodular até maciça; e 4, 5 e 6 representam etapas de degradação do duricrust, a partir de fácies maciça, até atingir fácies pisolítica (adaptado de Tardy, 1993).

Assim, as demais fácies podem ser sintetizadas:

- *fácies* vermiforme ou tubular: predominância de túbulos ou canais, que podem ou não estar preenchidos. Alguns autores associam esse formato às atividades de térmitas, outros relacionam à penetração de raízes, e ainda alguns correlatam esse formato ao movimento das soluções e precipitações (McFarlane, 1976). Esta *fácies* predomina principalmente em *duricrusts* desenvolvidos próximo ao nível freático, apresentando-se verticalizados no topo do perfil, anastomosados na parte central e horizontalizadas na base (McFarlane, 1976);

- *fácies* alveolar ou celular: pequenos compartimentos ou cavidades mais ou menos arredondados, desenvolvidos pela simples ausência de material ou pela alteração e lixiviação de minerais (McFarlane, 1976; Alexandre, 2002);

- *fácies* conglomerática: fragmentos de rochas e minerais, originados de depósitos aluviais ou antigos depósitos conglomeráticos, cimentados por fundo matricial ferruginoso e endurecido; sendo que, em *duricrusts* mais antigos o ferro cimentante ocupará todos os espaços (Boulangé et al., 1973; Alexandre, 2002);

- *fácies* brechóide: quando fraturas e interstícios são preenchidos pela precipitação de goethita pura (Alexandre, 2002);

- *fácies* lamelar: quando há orientação herdada do material de origem (xistos, siltitos...), seja em poros ou fundo matricial. Sua evolução inicia com a alteração e descoloração das bordas do material de origem, e individualização de placas facilitada algumas vezes pela atividade de térmitas, e posterior formação de revestimentos ferruginosos, cimentando os fragmentos de rocha (Boulangé et al., 1973; Alexandre, 2002);

- *fácies* cascalhosa: constituem nódulos que foram transportados, depositados e posteriormente cimentados por uma matriz ferruginosa (Alexandre, 2002). Nem sempre é tão simples diferenciá-la de *fácies* nodular e esta tem origem autóctone, enquanto a *fácies* cascalhosa é alóctone.

Revestimentos são frequentemente vistos nas paredes de canais, poros, fissuras e ao redor de nódulos (d'Hoore, 1954; Alexander e Cady, 1962; Stoops e Marcelino, 2010). Podem atingir espessuras variadas, de inferior a um milímetro até alguns centímetros, e são comumente compostos por goethita aluminosa (Alexandre, 2002) ou goethita-caulinita (Stoops e Marcelino, 2010). Sua formação ainda não é bem definida, mas alguns afirmam que a origem do material é externa, ou seja, alóctone (Alexandre, 2002). Nahon (1991) descreve a auto-organização interna na busca pelo equilíbrio do meio, como a responsável pela formação desses revestimentos, a partir da dissolução e re-precipitação de soluções. A irregularidade no bandamento dos revestimentos e sua interrupção abrupta por grãos de quartzo foram interpretadas por Stoops e Marcelino (2010) como incompatível à origem iluvial, podendo indicar precipitação de soluções e associação a zona vadosa.

1.3. Pedogênese de duricrusts e evolução de paisagens lateríticas

A gênese de *duricrusts* ferruginosos e aluminosos ainda não está bem definida, embora existam várias teorias que formulem sua evolução. De uma forma geral, os principais processos pedológicos associados a sua formação são: dessilicatização, ferralitização, alitização, lateritização, bauxitização e plintitização. Assim como, é de senso comum vincular a gênese de *duricrusts* ao clima tropical quente, com alternâncias entre estações secas e úmidas, em regiões tectonicamente estáveis (Nahon e Tardy, 1992; Thomas, 1994; Widdowson, 2007, 2009b). Eggleton e Taylor (1998) consideram três critérios associados à gênese de perfis lateríticos, sendo: clima tropical sazonal, migrações laterais e fundos de vales. Perfis lateríticos podem ser bem espessos, atingindo até algumas dezenas de metros de

profundidade, sendo que, quando se desenvolvem sobre formações ferríferas bandadas (BIFs) ou sobre rochas ultramáficas podem se tornar economicamente viáveis para exploração de ferro e níquel, respectivamente (Retallack, 2010).

O processo de laterização é uma combinação entre lixiviação intensa de sílica (dessilicização), remoção total de elementos alcalis e alcalinos-terrosos, e concentração de Fe (ferralitização), precipitando hematita, goethita e caulinita na forma de mosqueados, nódulos e revestimentos, e seu posterior endurecimento irreversível associado às oscilações de umidade do meio (Varghese e Byju, 1993; Kämpf e Curi, 2015).

Os mecanismos de bauxitização são fortemente controlados pelo pH, Eh e atividade da água (Norton, 1973; Nahon et al., 1992). A principal função da água é intensificar a lixiviação, reduzindo a quantidade de sílica em solução, favorecendo a precipitação da gibbsita ao invés da caulinita (Schellmann, 1994). Além disso, a intensa percolação da água da chuva carregada em oxigênio eleva o valor de Eh do meio reduzindo a solubilidade do Fe em relação ao Al, quando em meio ácido (Schellmann, 1994). O pH influencia diretamente na solubilidade destes dois elementos. O Fe é solúvel apenas em pH neutro a ácido (< 8), enquanto o Al em pH ácido e básico, e sua precipitação é favorecida entre pH ~ 5 e 8, exceto se a concentração do Al esteja muito baixa na solução (May et al., 1979; Hemingway, 1982). Alta precipitação em clima tropical propicia o desenvolvimento de vegetação, gerando acúmulo de matéria orgânica, e em consequência a maior liberação de ácidos orgânicos responsáveis pela redução do pH do meio (Beauvais e Tardy, 1991; Beauvais, 2009). Segundo Grubb (1970), a vegetação é um dos fatores essenciais para que a bauxitização ocorra.

Entre pedólogos, o processo de plintitização está associado à formação de mosqueados, plintitas e nódulos, e tem como aliados a capilaridade na zona vadosa e a oscilação do nível freático, ocorrendo principalmente em fundos de vales ou em relevos muito planos. A flutuação do nível freático ao longo do perfil do solo faz com que, para a posição acima da zona pálida permanentemente saturada (Figura 1.4), haja difusão de Fe^{+2} e desenvolva um horizonte mosqueado que se torna mais espesso à medida que ocorre o rebaixamento progressivo do nível freático por mudanças climáticas ou por incisão dos vales ou ambos (Mohr et al., 1972; McFarlane, 1976; van Breemen e Buurman, 2002). No topo deste horizonte mosqueado ocorre acumulação de ferro, proveniente da zona pálida e mosqueada devido a sua redução e remobilização, sendo posteriormente precipitado na franja capilar e oxidado, formando a zona plíntica, caracterizada por plintitas ou nódulos (McFarlane, 1976; van Breemen e Buurman, 2002; Eze et al., 2014) (Figura 1.4).

Durante esses processos, a concentração de Fe pode ocorrer de forma relativa (*in situ*), absoluta ou a combinação entre ambas (d’Hoore, 1954; Aleva, 1986). Na concentração relativa, o Fe e Al são produtos da acumulação residual liberados pela alteração de minerais primários provenientes do material de origem (Schellmann, 1981, 1994; Bourman, 1993; Varghese e Byju, 1993). No modelo absoluto, o Fe é mobilizado em soluções, das posições mais elevadas da paisagem, para porções mais rebaixadas do relevo, onde ele se acumula (Maignien, 1966; Bourman, 1993; Bourman e Ollier, 2002) (Figura 1.5).

Minerais desidratados, tais como hematita e caulinita, são “minerais tipicamente de *duricrusts* sujeitos ao endurecimento” (Tardy e Roquin, 1992), porém, o aumento na umidade favorece a formação de minerais hidratados como goethita e gibbsita, conforme Figura 1.6. A hidratação, e consequente precipitação de Al-goethita e gibbsita, propicia degradação do *duricrust*, atingindo o mais alto grau de dismantelamento em *fácies* pisolítica caracterizada por pisólitos com córtex de goethita (Tardy, 1993).

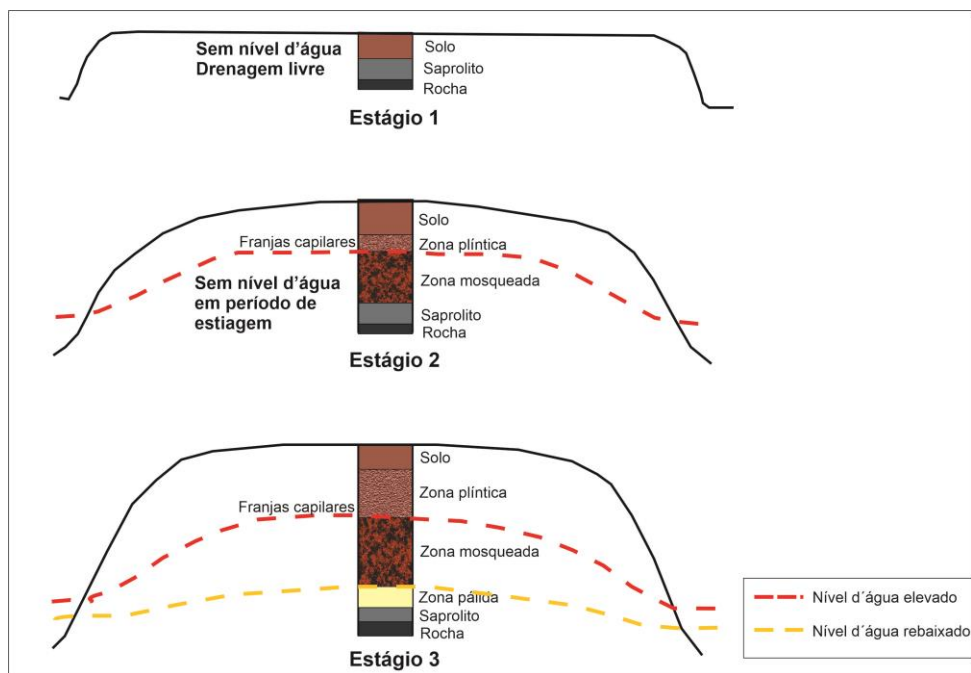


Figura 1.4. Principais estágios do processo e formação de plintita em uma superfície de aplainamento em ambiente tropical úmido com estação seca definida. Estágio 1: formação do solo inicial. Estágio 2: após entalhamento dos vales, aprofundamento dos solos e estabelecimento do nível freático, surgem as segregações de Fe formando a zona mosqueada na zona vadosa e plintita na franja capilar. Estágio 3: posteriormente, com um gradual contínuo aprofundamento do nível de base regional, a plintita passa a se formar em posição inferior ao nível anterior, espessando o horizonte plintico de cima para baixo ao mesmo tempo que surge uma zona desferrificada (zona pálida) abaixo da zona mosqueada. Com o avanço do tempo, mudanças das condições climáticas e evolução geomorfológica o espesso horizonte plintico poderá evoluir para petroplintita/*duricrusts* ferruginoso (modificado de Mohr et al., 1972).

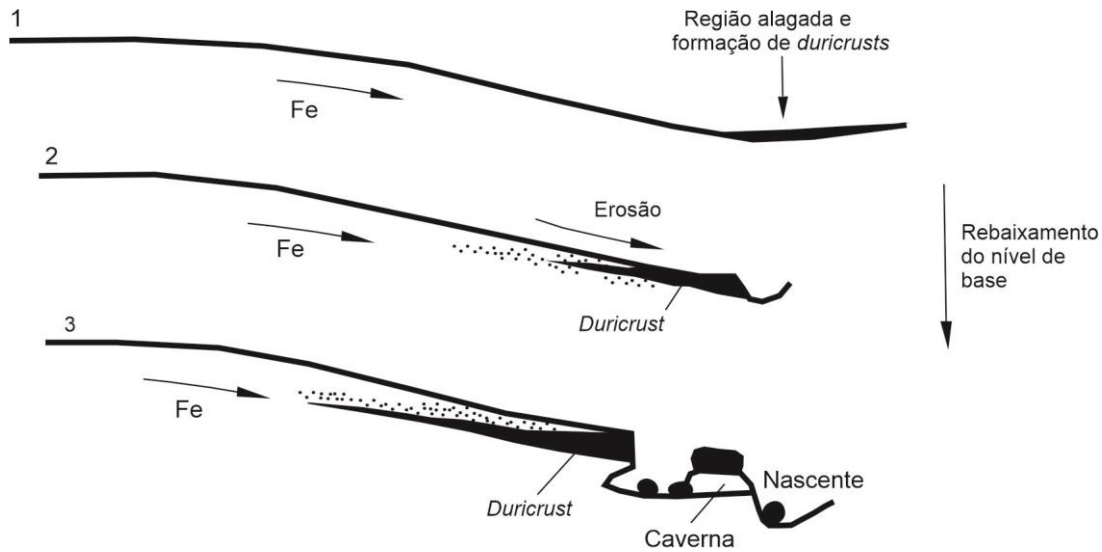


Figura 1.5. Acumulação lateral de Fe em solução, proveniente de fontes mais elevadas da paisagem, e depositadas nas posições mais baixas: 1) acumulação de Fe; 2) *duricrust* ferruginoso já formada e evolução do relevo; 3) inversão de relevo (Maignien, 1966).

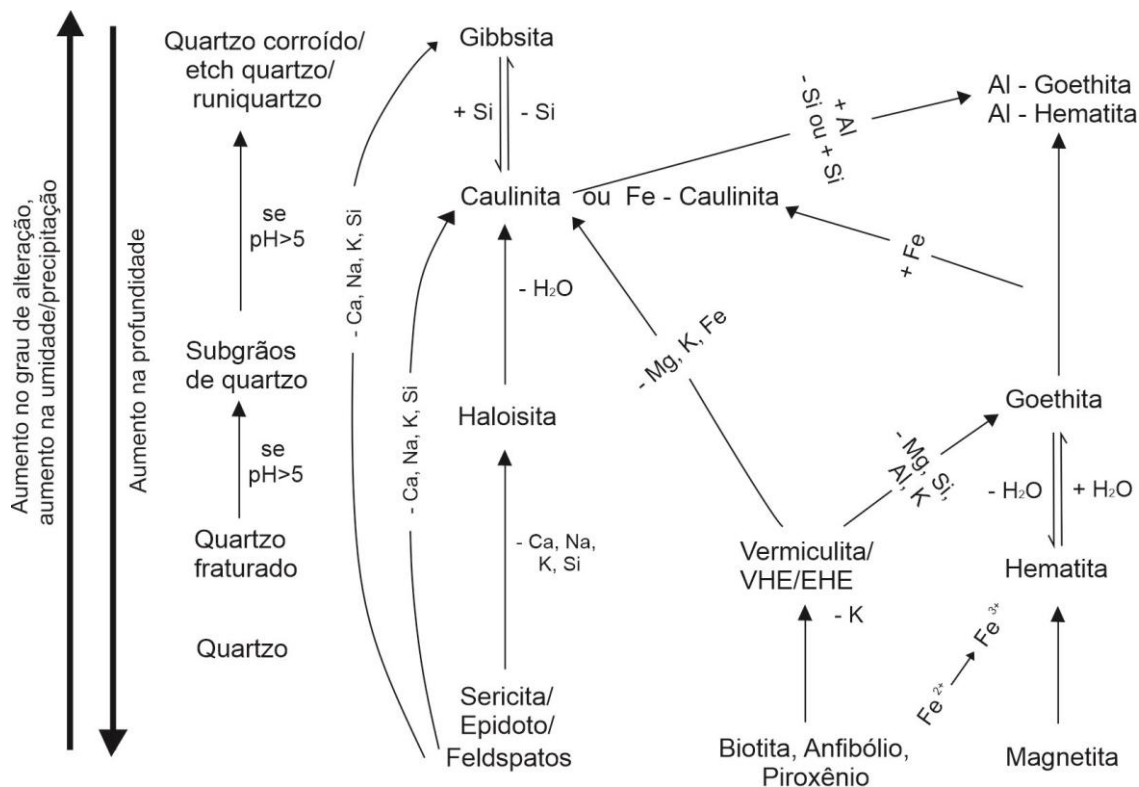


Figura 1.6. Intemperismo de minerais primários e formação de minerais secundários em *duricrusts* ferruginosos e aluminosos, em relação ao grau de alteração (modificado de Gilkes e Suddhiprakaran, 1981).

A dureza elevada e a cimentação por minerais altamente estáveis nas condições de superfície, conferem resistência suficiente aos *duricrusts* ferruginosos para que não sejam facilmente erodidos durante mudanças ambientais, por isso são utilizados como indicadores na reconstituição paleoclimática e paleoambiental, pois eles conservam informações do

ambiente passado em que se formaram (Eze et al., 2014). Essa característica de alta resistência explica sua comum ocorrência em posições topográficas elevadas, geralmente distintas daquelas em que se originaram, o que sugere a inversão de relevo (Figura 1.7), formando superfícies erosivas do tipo planaltos e chapadas (McFarlane, 1976; Pain e Ollier, 1995; Eze et al., 2014).

A teoria da inversão de relevo foi amplamente aceita, uma vez que o desenvolvimento de *duricrusts* foi associado a ambientes geológicos estáveis, especificamente no interior de regiões cratônicas (Widdowson, 2007, 2009b). Assim, erosão acelerada e remoção total de perfis lateríticos poderiam indicar mudanças nas condições de contorno como, por exemplo, soerguimento regional devido a movimentos crustais (Widdowson, 2009b). Trabalhos recentes apontam para atividades tectônicas posteriores à formação de *duricrusts* e a consequente modificação em sua distribuição original na paisagem (Marques et al., 2021; Silva, 2021), auxiliando inclusive na interpretação de estudos de neotectônica em uma determinada região (Widdowson e Cox, 1996; Bourman et al., 2010).

Em contrapartida, o desenvolvimento dos *duricrusts* aluminosos é favorecido em superfícies elevadas (peneplanos e platôs), quando a taxa de erosão mecânica é inferior ao intemperismo químico (Delvigne, 1965; Bardossy e Combes, 1999; Bogatyrev et al., 2009). Assim, soerguimentos tectônicos ou quedas no nível de base, que facilitam na rápida movimentação da água dentro do perfil de intemperismo, podem auxiliar na evolução de bauxitas (Valeton et al., 1991; Thomas, 1994).

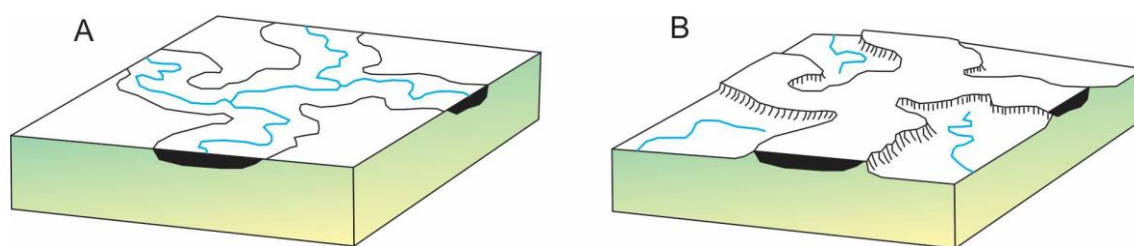


Figura 1.7. Inversão de relevo em região com *duricrusts* ferruginosos. a) formação de *duricrusts* ferruginosos nas porções mais rebaixadas do relevo, b) a resistência dos *duricrusts* os preservam de serem erodidos, ocorrendo a inversão do relevo (modificado de Pain e Ollier, 1995).

1.4. Datação de *duricrusts*

Diferentes abordagens em termos de gênese e nomenclatura dos *duricrusts* dividiram, e continuam a fragmentar, a comunidade científica. Porém, desde os primórdios da pesquisa com lateritas existiu consenso de que esses materiais endurecidos poderiam ser

muito antigos. A posição topográfica de muitas delas pode ser o primeiro indício do quão velhas elas podem ser, além disso, sua localização geográfica atual, sob condições não favoráveis a sua pedogênese, também apontam para longos períodos de evolução (Maignien, 1966). Da mesma forma, perfis com dezenas de metros de espessura, fortemente desenvolvidos por processos pedogenéticos lentos, necessitam de longos períodos de tempo para se formarem (Maignien, 1966; Tardy e Roquin, 1992).

Durante muito tempo, estimou-se a idade de *duricrusts* ferruginosos e aluminosos correlacionando-os com as superfícies geomórficas de aplainamento propostas por King (1956), que se desenvolveram por toda América do Sul e África Central em ciclos específicos após a ruptura do Gondwana (McFarlane, 1976).

Os principais métodos de datação absoluta utilizados em solos e minerais supérgenos, tais como ^{14}C , decaimento de isótopos de U e por luminescência opticamente estimulada (LOE), não apresentam alcance suficiente para obtenção das idades dos *duricrusts*, uma vez que muitos deles podem atingir idades do Paleoceno, ou ainda do final do Cretáceo, como constatado em Vasconcelos et al. (1994), Spier et al. (2006), Vasconcelos e Carmo (2018), Monteiro et al. (2014), colocando-os no grupo dos paleossolos. Técnicas de datação de alta resolução espacial vêm sendo aplicadas a determinados minerais formados por processos específicos do solo (Cornu et al., 2009). A datação desses minerais do solo não fornece exatamente a idade daquele solo, mas sim o tempo de precipitação de minerais em perfis de intemperismo (Vasconcelos, 1999a), permitindo a reconstituição de paleoclimas e paleosuperfícies. Assim, em *duricrusts* ferruginosos, devido aos processos de enriquecimento de Fe, os métodos de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He podem ser ideais, pois possuem uma ampla escala de tempo, que superam 200 ka e 500 ka, respectivamente, sem nenhum limite superior (Vasconcelos, 1999; Shuster et al., 2005).

Para o método de datação (U-Th)/He, o He é gerado durante o decaimento radioativo de U e Th para Pb, e os cálculos são realizados considerando que a amostra permaneceu como um sistema fechado desde sua formação, sem ganhos ou perdas de U, Th e ^4He (Shuster et al., 2005). Óxi-hidróxidos de Fe, como a goethita, apresentam concentrações significativas de U, Th e He, e essa quantidade de U está incorporada na estrutura cristalina do óxido, e não simplesmente adsorvida na superfície mineral (Duff et al., 2002).

Shuster et al. (2005), Heim et al. (2006), Vasconcelos et al. (2013), Monteiro et al. (2014, 2018a,b), Riffel et al. (2015, 2016), Verhaert et al. (2017), utilizaram estudo geocronológico de goethitas, pertencentes a *duricrusts* ferruginosos, por (U-Th)/He, em diferentes países tropicais, e puderam estabelecer idades como ponto de partida na

reconstituição da paisagem pretérita. A distribuição de *duricrusts* pela África, Brasil, Índia e Austrália refletem não apenas as alterações climáticas atuais, mas também as mudanças paleoclimáticas nos últimos 150 milhões de anos, com o movimento dos continentes em relação ao equador e aos trópicos, durante a separação do Gondwana (Tardy et al., 1991).

Na datação por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o tempo é medido a partir do decaimento radioativo do ^{40}K para o ^{40}Ar , a partir da geração do isótopo nucleogênico ^{39}Ar pela reação $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$ (Merrihue e Turner, 1966; Vasconcelos, 1999a,b), sendo considerado um dos métodos de datação mais confiáveis (Carmo, 2005). Os minerais do solo que podem ser datados por esta técnica são aqueles que contêm K, sendo os óxidos de manganês os mais indicados para este fim, tais como hollandita, criptomelana e coronadita. As idades obtidas por este método revelam a idade da precipitação de um mineral que contém K em reações químicas associadas a processos supérgenos (Vasconcelos, 1999a).

2. Geologia regional da Serra do Espinhaço Meridional

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) localiza-se na porção central de Minas Gerais, estendendo-se por cerca de 300 km na direção N-S (Almeida Abreu, 1995). Tectonicamente, a SdEM constitui um Cinturão de Cavalgamentos adjacente à borda sudeste do Cráton do São Francisco (Figura 1.8), apresentando vergência para tal cráton (ou seja, para oeste) (Alkmin et al., 2007). Tal estruturação associa-se ao Orógeno Araçuaí com evento colisional principal em torno de 580 Ma, associado ao processo de amalgamação do Gondwana Ocidental (Alkmin et al., 2007). Entre 535 e 490 Ma, o Orógeno Araçuaí colapsa por efeito gravitacional, gerando uma série de intrusões graníticas (Pedrosa-Soares et al., 2011). No Mesozoico, a região do então extinto Orógeno Araçuaí sofre um soerguimento diferencial regional decorrente do processo de quebra do Gondwana Ocidental e rifteamento e abertura do Oceano Atlântico Sul (Alkmin et al., 2007). Este último episódio de extensão crustal, que irá perdurar até o Cretáceo, gerou diques basálticos (Triássico Superior ao Jurássico Inferior) que cortam todas as unidades estratigráficas, bem como as estruturas de deformação neoproterozoica do Orógeno Araçuaí (Dussin et al., 1995).

Entretanto, esses não foram os únicos eventos de rifteamento e orogênese atuantes na área. Anteriormente, no Paleoproterozoico (1.7 Ga), a crosta continental estendeu e adelgaçou de uma fase rift que resultou em uma ampla bacia sedimentar mesoproterozoica (Dussin e Dussin, 1995; CPRM, 2003) (Figura 1.9 a, b, c, d). Nesta fase foram depositados sedimentos terrígenos, constituindo o Supergrupo Espinhaço, sob ambientes fluviais, deltaicos e marinhos

rasos (formações São João da Chapada, do Calymmiano, e Sopa-Brumadinho, do Calymmiano ao Ectasiano), cobertos por arenitos de ambiente eólico e marinho raso (Formação Galho do Miguel; Ectasiano). Durante este período de rifteamento, intrusões kimberlíticas foram geradas na crosta, conferindo a natureza diamantífera dos conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho (Dossin et al., 1990). O Grupo Conselheiro da Mata, de idade ectasiana, foi depositado em uma fase de estabilidade tectônica, com tendência transgressiva, e é composto por alternância de quartzitos, metassiltitos e filitos. Em torno de 1.2 Ga, ocorreu o fechamento da bacia por orogênese com vergência para oeste. No Neoproterozoico, um novo processo de rifteamento desenvolveu (~900 Ma), marcado pela intrusão de diques toleíticos que cortam toda a sequência do Supergrupo Espinhaço e seu embasamento (Dussin e Dussin, 1995) e posterior deposição de uma sequência glaciogênica denominada de Grupo Macaúbas do final do Toniano ao Cryogeniano (CPRM, 2003).

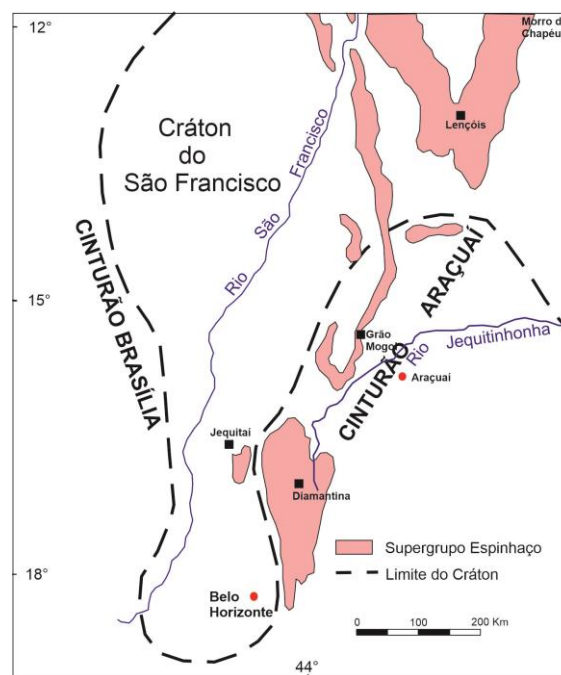


Figura 1.8. Localização e arcabouço tectônico da SdEM (modificado de Knauer, 2007). A SdEM localiza-se na borda sudeste do Cráton do São Francisco, e pertence ao Cinturão Araçuaí.

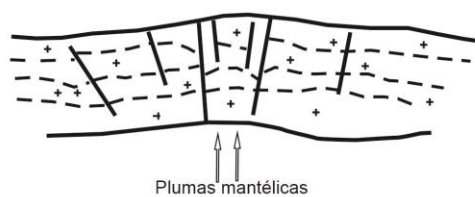
Portanto, a região apresenta uma evolução tectônico-geológica complexa, formada pela superposição de ao menos dois importantes eventos orogênicos e três episódios de rifteamento.

Apesar da existência de importantes estruturas concentradoras de stress em contexto intraplaca na região, como antigos rifts e antigos orógenos ao longo de bordas cratônicas (Mooney et al., 2012; Talwani, 2014, 2017), estudos sobre reativação pós-rifteamento

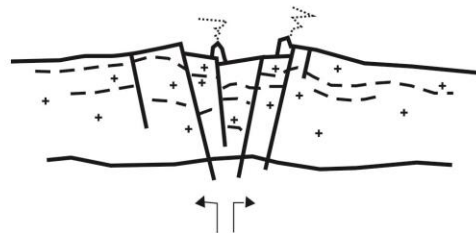
Mesozoico ainda são escassos. Admite-se reativação de antigas estruturas nas margens sul, leste e oeste do Cráton do São Francisco, especialmente durante o Plioceno, prolongando-se com menor intensidade até o Quaternário (Saadi et al., 2005). O Plioceno parece representar o divisor de águas entre um período anterior tectonicamente estável, expresso pela suavização do relevo e deposição de sedimentos da Fm. São Domingos (correspondente continental ao Gr. Barreiras de idade miocênica; Lima, 2008), e um período de compressões e soerguimentos no Cráton do São Francisco, e consequente basculamentos na Serra do Espinhaço (Saadi, 1995). O rejuvenescimento tectônico perdurou até o Pleistoceno, desenvolvendo profundos vales encaixados e terraços escalonados de até 300 m de elevação, além de falhamentos sobre depósitos aluviais e coluviais de idade pleistocênica, e zonas de cisalhamento WNW-ESE e E-W ao longo do Planalto Diamantina (Saadi, 1995).

Paleo- a Mesoproterozóico

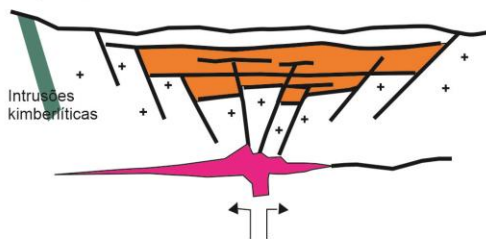
a) ~1.7 Ga: Arqueamento e distensão da crosta



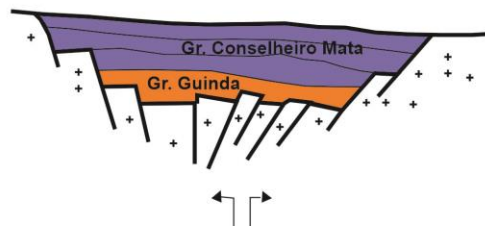
b) 1.7 - 1.6 Ga: Rifteamento



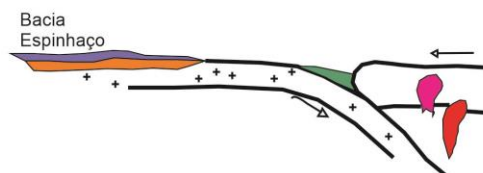
c) 1.6 - 1.3 Ga: Prosseguimento da abertura do rift, com deposição do Grupo Guinda



d) 1.2 Ga: Instalação do oceano e deposição do Grupo Conselheiro Mata



e) 1.2 Ga: Colisão continental com transporte de massas para oeste, em direção ao Cráton São Francisco



f) 1.2 Ga: Dobramento e metamorfismo de baixo grau no Supergrupo Espinhaço; fraturamento e milonitização da crosta continental

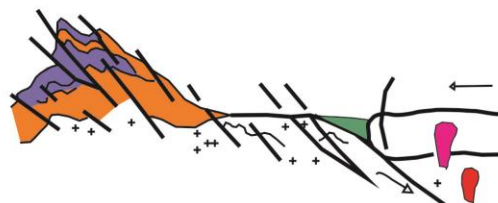


Figura 1.9. Evolução tectônico-geológica da Bacia do Espinhaço. a) e b) representam soerguimento e rifting crustal; c) deposição do Gr. Guinda, composto pelas formações Bandeirinhas, São João da Chapada, Sopa Brumadinho e Galho do Miguel, depositados em ambiente de origem continental, e compostos principalmente por quartzitos; d) deposição do Gr. Conselheiro da Mata, composto pelas formações Santa Rita, Córrego Borges, Córrego das Bandeiras, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, depositados em ambiente marinho costeiro durante alternâncias entre regressão e transgressão marinha, com unidades arenosas e pelíticas intercaladas; e) e f) representam colisão continental entre o Cráton São Francisco e a placa do Congo, e consequente deformação do Supergrupo Espinhaço (modificado de Dossin et al., 1990).

3. Geomorfologia da Serra do Espinhaço Meridional

A Serra do Espinhaço é considerada como um platô de primeira magnitude, com cerca de 1,200 km de extensão e morfologia irregular resultante de processos morfodinâmicos exógenos, influenciados por tectônica complexa e litologias diversas (Magalhães Júnior et. al, 2015). Encontra-se subdividida em dois compartimentos de planaltos: o Planalto Meridional e o Planalto Setentrional, separados entre si por uma zona deprimida de direção NW-SE que passa por Couto de Magalhães (Saadi, 1995) nas proximidades do paralelo 17°00'S (Kanuer, 2007). A SdEM está inserida no Planalto Meridional, e é caracterizada morfologicamente pelo padrão de cordilheiras alternadas e vales esculpidos ao longo de estruturas remanescentes falhadas e dobradas (Magalhães Júnior et. al, 2015). Na parte central deste planalto, onde estão as maiores elevações, encontra-se o Planalto de Diamantina (Abreu, 1982), com altitude média de 1,200 m, e o ponto culminante no Pico do Itambé, com 2,062 m. A predominância de quartzitos rígidos é a base que sustenta as cristas, escarpas e vales.

Existe um contraste morfológico significativo entre as bordas oeste e leste da SdEM (Saadi, 1995). Ambas são escarpadas, mas, enquanto a borda oeste exibe regularidade, com altitudes de 400 m, sustentada por pacotes de quartzitos, a borda leste é caracterizada por escarpas com altitudes variando de 100 a 400 m (com 2 ou mais degraus), com mudanças bruscas de direção, e variabilidade litológica, tais como quartzitos, conglomerados, gnaisses e xistos (Saadi, 1995).

Segundo Abreu (1982), o Planalto Diamantina está subdividido em três níveis escalonados no relevo regional. O primeiro nível, com altitudes de 1,200 e 1,400m, constitui o Nível 1, equivalente à Superfície Pós-Gondwana de King (1956), com relevo arqueado e caracterizado por inselbergs quartzíticos e *duricrusts* ferruginosos. O segundo nível é o Nível 2 ou Superfície Sulamericana (King, 1956), com altitudes de 1,000 a 1,100m. O Nível 3 equivale à Superfície do Ciclo Velhas (King, 1956), com altitudes de 750 a 800 m, cuja formação é atribuída a uma última fase de pedimentação. Além disso, o Pico do Itambé é considerado por alguns autores como um relevo residual da Superfície Gondwana (Chaves et al., 2012).

Já Augustin et al. (2011) subdividiram as superfícies da SdEM em duas unidades do ponto de vista morfoescultural ponderando os principais processos atuantes na elaboração da forma do relevo, discriminando os erosivos e de deposição, considerados respectivamente como Feições Erosivas e Feições Depositionais. Estes autores afirmam que as superfícies

erosivas, formadas por extenso processo de perda física e mecânica das rochas, predominam sobre as superfícies deposicionais, incidindo em todas as cotas altimétricas e litoestruturas.

Saadi (1995) sugere que a instabilidade tectônica do Cenozoico pode ter refletido na reativação tectônica de estruturas na SdEM, e aponta como algumas evidências as diferentes espessuras de sedimentos terciários em locais distintos, estriamentos e falhas em *duricrusts*, estruturas das redes de drenagens, entre outras. Desta forma, o relevo da SdEM pode ser reflexo de reativação tectônica, e suas formas menores seriam resultantes de alterações climáticas (Abreu, 1982).

Estudos sobre a evolução mais recente (1,38 Ma) da paisagem das três grandes bacias hidrográficas da SdEM, utilizando análise cosmogênica de ^{10}Be , apontam baixas taxas de denudação, $<5,0$ m/Ma, que seriam associadas diretamente à influência da elevada resistência dos quartzitos que predominam neste platô (Barreto et al., 2013). Os autores também destacam uma maior taxa de denudação nas sub-bacias analisadas do Jequitinhonha em relação às do São Francisco. Da mesma forma, o controle litológico na manutenção do relevo na SdEM é também evidenciado por estudos anteriores, em que unidades carbonáticas, metapelíticas, metabásicas e graníticas apresentam maior taxa de denudação enquanto unidades quartzíticas mostram as menores taxas (Rezende et al., 2010).

Estudos recentes no Quadrilátero Ferrífero, contígua à porção sul da SdEM, demonstram forte influência de resistência litológica contrastante nos processos superficiais da paisagem (Peifer et al., 2021). Segundo estes autores, o relevo, ao contrário do esperado em paisagens em equilíbrio, evidencia crescimento em função da heterogeneidade litológica do embasamento, a qual impede a paisagem de atingir tal estado de equilíbrio, justificando a persistência de relevo elevado.

4. A bacia do alto Jequitinhonha

A Serra do Espinhaço Meridional constitui um importante divisor hidrográfico na região sudeste do Brasil, abrangendo partes das bacias hidrográficas do São Francisco, Rio Doce e Jequitinhonha (Saadi, 1995; Verdi et al., 2014). O clima da SdEM é diretamente controlado pelo relevo, caracterizado por invernos secos e verões úmidos e quentes, variando de Cwb (classificação de Köppen-Geiger) em altitudes acima de 950 m, a Cwa em altitudes mais baixas (Alvares et al., 2013). A precipitação média anual é de 1,279 mm e a temperatura média anual é de 19,3 °C. A vegetação mais abundante é do tipo cerrado, com predominância de campos rupestres em altitudes superiores a 900 m (Verdi et al., 2014).

A escolha da Serra do Espinhaço Meridional como área de estudo justifica-se por conter o Planalto de Diamantina (Figura 2.1b), importante feição do ponto de vista geomorfológico, pois constitui província de remanescentes *duricrusts* ferruginosos em distintas cotas altimétricas, marcadores regionais de quiescência tectônica.

Para uma melhor investigação da relação entre atividade tectônica e feições geomórficas na SdEM, definiu-se o alto curso do Rio Jequitinhonha, com 2 mil km², como área de estudo representativa (Figuras 2.1 b e 2.1 c). A bacia do Alto Jequitinhonha foi selecionada por diversos argumentos, dentre os quais o fato de que sua nascente localiza-se no Planalto Diamantina, palco de espessos perfis com *duricrusts* ferruginosos e aluminosos. Além disso, esta área abrange outras peculiaridades, tais como o cume mais elevado de toda SdEM, o pico do Itambé (2,062 m), em sua borda sudeste; e também engloba uma parte da Depressão de Couto de Magalhães, ao norte, até então interpretada como resultante de forte dissecação fluvial (Saadi, 1995).

O rio Jequitinhonha é alvo de atividade garimpeira de ouro e diamantes desde o século XVIII, o que resultou em diversos danos ambientais, tais como assoreamento de suas margens, formando extensos bancos de areia, e desvios de pequenos cursos d'água (Verdi et al., 2014). Porém, a área do alto Jequitinhonha abrange importantes parques estaduais que visam à preservação ambiental de recursos hídricos, vegetação e fauna, como por exemplo o Parque Estadual do Rio Preto, Parque Estadual do Biribiri e Parque Estadual do Pico do Itambé.

5. Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é modelar a evolução da paisagem no alto Jequitinhonha a partir da combinação entre dados geológicos, geomorfológicos e pedológicos, obtidos do estudo detalhado dos *duricrusts* ferruginosos e aluminosos da bacia selecionada. Para este propósito, tem-se como objetivos complementares deste trabalho:

- a) Apontar as condições ambientais originais, a pedogênese e as transformações posteriores dos materiais constituintes dos *duricrusts*, a partir da sua caracterização macro e micromorfológica, mineralógica e geoquímica;
- b) Indicar os processos pedológicos envolvidos no tempo de evolução dos *duricrusts*, e definir etapas evolutivas na escala de tempo geológico segundo datação absoluta em óxidos de Fe dos *duricrusts* segundo seus diferentes níveis geomórficos; e
- c) Levantar e analisar indicadores de rejuvenescimento do relevo, e os prováveis fatores

associados, durante o Cenozoico na área.

Referências

- Abreu, A.A. de 1982. 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, 296 p.
- Aleva, G. J. J. 1986. Classification of laterites and their textures. Geological Survey of India, Memoir, v. 120, p. 8 - 28.
- Aleva, G. J. J. 1994. Laterites. Concepts, geology, morphology and chemistry. ISRIC, Wageningen. 169 p.
- Alexander, L.T., Cady, J.G. 1962. Genesis and hardening of laterite in soils. U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Technical Bull., v. 1282, 90 p.
- Alexandre, J. 2002. Les cuirasses latéritiques et autres formations ferrugineuses tropicales. Exemple du Haut Katanga meridional. Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Sciences Géologiques, v. 107, 118 p.
- Alkmim F. F., Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Cruz S. C. P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Geonomos, v. 15, n.1, p. 25 – 43.
- Almeida Abreu, P. A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rift, a bacia e o orógeno. Geonomos, v. 3, n. 1, p. 1-18.
- Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., Gonçalves, J.L.M., Sparovek, G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. Meteorologische Zeitschrift, 22, 711–728.
- Ambrosi, J. P., Nahon, D. 1986. Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. Chemical Geology, v. 57, p. 371 – 393.
- Anand, R R 1997 Distribution, classification and evolution of ferruginous materials over greenstones on the Yilgarn Craton - implications for mineral exploration. State of the Regolith - Geological Society of Australia Special Publication, v. 20, p. 175 – 193.
- Augustin, C. H. R. R.; Fonseca, B. M.; Rocha, L. C. 2011. Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. Geonomos, v. 19, n. 2, p. 50 – 69.
- Bárdossy G. 1982. Karst bauxites – bauxite deposits on carbonate rocks. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam. 441p.
- Bardossy G., Combes P. J. 1999. Karst bauxites: interfingering of deposition and palaeoweathering. Spec. Publs int. Ass. Sediment. 27, 189 – 206.
- Barreto H. N., Varajão C. A. C., Braucher R., Bourlès D. L., Salgado A. A. R., Varajão A. F. D. C. 2013. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. Geomorphology 191, 1-13.

- Beauvais, A. 2009. Ferricrete biochemical degradation on the rainforest–savannas boundary of Central African Republic. *Geoderma*, v. 150, p. 379 – 388.
- Beauvais, A. 1991. Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du Centrafrique – Morphologie, pétrologie et géochimie. Ph.D. Theses, University of Poitiers, Poitiers, 317 p.
- Beauvais, A., Tardy, Y. 1991. Formation et dégradation des cuirasses ferrugineuses sous climat tropical humide à la lisière de la forêt équatoriale. *C. R. Acad. Sei.*, Paris, v. 313, p. 1539 - 1545.
- Beauvais, A., Tardy, Y. 1993. Degradation and dismantling of iron crusts under climatic changes in Central Africa. *Chemical Geology*, v. 107, p. 277 – 280.
- Berthier, P. 1821. Analyse de l'alumine hydratée. *Ann Mines*, v. 6, p. 531 – 534.
- Bocquier, G., Müller, J.P., Boulangé, B. 1984. Les latérites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. Livre Jubilaire du Cinquantenaire de l'AFES, Paris, p. 123 – 138.
- Bogatyrev B. A., Zhukov V. V., Tsekhovskiy Y. G. 2009. Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits. *Lithology and Mineral Resources* 40(2), 135 – 151.
- Boulangé, B. 1984. Les formations bauxitiques latéritiques de Côte-d'Ivoire – Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. ORSTOM, Paris, 362 p.
- Boulangé, B.; Ambrosi, J. P.; Nahon, D. 1997. Laterites and Bauxites. In: *Soils and Sediments*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 49 – 65.
- Boulangé B., Delvigne, J., Eschenbrenner, V. 1973. Descriptions morphoscopiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, v. 1, p. 59 - 81.
- Bourman, R. P. 1993. Perennial problems in the study of laterite: A review. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 387 – 401.
- Bourman, R. P.; Buckman, S.; Pillans, B.; Williams, M. A. J.; Williams, F. 2010. Traces from the past: the Cenozoic regolith and intraplate neotectonic history of the Gun Emplacement, a ferricreted bench on the western margin of the Mt Lofty Ranges, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 57, p. 577–595.
- Bourman, R. P., Ollier, C. D. 2002. A critique of the Schellmann definition and classification of 'laterite'. *Catena*, v. 47, p. 117 – 131.
- Brewer, R., Sleeman, J. R. 1964. Glebules: their definition, classification and interpretation. *Journal of Soil Science*, v. 5, n. 1, 66 – 78.
- Buchanan, F. 1807. A Journey from Madras through the Countries of Mysore, Canara, and Malabar. V. 2, 566 p.
- Bullock, P.; Fedoroff, N.; Jongerijs, A.; Stoops, G.; Tursina, T. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research, Wolverhampton. 152 p.

- Carmo, I. O. 2005. Geocronologia do Intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil - UFRJ. Tese de Doutorado. 134 p.
- Chaves, M.L.S.C.; Andrade, K.W.; Benitez, L. 2012. Pico do Itambé, Serra do Espinhaço, MG - Imponente relevo residual na superfície de erosão Gondwana. In: Winge,M.; Schobbenhaus,C.; Souza,C.R.G.; Fernandes,A.C.S.; Berbert-Born,M.; Sallun filho,W.; Queiroz,E.T.; (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 21/08/2012 no endereço <http://sigep.cprm.gov.br/sitio057/sitio057.pdf>
- Coelho, M. R.; Vidal-Torrado, P.; Ladeira, F. S. B. 2001. Maro e micromorfologia de ferricretes nodulares desenvolvidos de arenitos do Grupo Bauru, Formação Adamantina. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 25, p. 371 – 385.
- Cornu, S.; Montagne, D.; Vasconcelos, P. M. 2009. Dating constitutive formation in soils to determine rates of soil processes: A review. *Geoderma*, v. 153, p. 293 - 303.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, 2003. Mapa geológico do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: CPRM. Escala 1:1.000.000.
- Delvigne, J. 1965. Pédogenèse em zone tropicale: la formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. ORSTOM, Paris, 177 p.
- Delvigne, J. E. 1998. Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. Canadian Mineralogist, Special Publication 3, 495 p.
- Didier, P.; Perret, D.; Tardy, Y.; Nahon, D. 1985. Equilibres entre kaolinites ferrifères, goethites alumineuses et hématites alumineuses dans les systèmes cuirassés rôle de l'activité de l'eau et de la taille des pores. *Sciences Géologiques. Bulletin*, v. 38 (4), p. 383 – 397.
- d'Hoore J. 1954. Essai de classification des zones d'accumulation de sesquioxides libres sur de bases genétiques. *Sols Africains*, v. 3, p. 66-80.
- Dossin, I.A., Dossin, T.M., Chaves, M.L.S.C. 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 20(1-4), p. 178-186.
- Duff, M.C., Coughlin, J.U., Hunter, D.B., 2002. Uranium co-precipitation with iron oxide minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 3533–3547.
- Dussin, I. A.; Dussin, T. M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo De Evolução Geodinâmica. *Geonomos*, v. 3, p. 19–26.
- Dussin, T.M., Dussin, I.A., Charvet, J., Bonhomme, M.G. 1995. K-Ar Chronology of mesozoic dyke swarm from Southern Espinhaço Region (SE Brazil). *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 8, n. 1, p. 47 – 54.
- Eggleton, T., Taylor, G. 1998. Selected thoughts on 'laterite'. In: Taylor G. e Pain C. eds. *New Approaches to an Old Continent, 3rd Australian Regolith Conference Proceedings, Regolith '98*, p. 209 – 226.

- Eze, P.N., Udeigwe, T.K., Meadows, M.E. 2014. Plinthite and its associated evolutionary forms in soils and landscapes: a review. *Pedosphere*, v. 24, n. 2, p. 153 – 166.
- Ghosh, S., Guchhait, S. K. 2015. Characterization and evolution of primary and secondary laterites in northwestern Bengal Basin, West Bengal, India. *Journal of Paleogeography*, v. 4, n. 2, p. 203 – 230.
- Ghosh, S., Guchhait, S. K. 2019. *Laterites of the Bengal Basin - Characterization, Geochronology and Evolution*. Springer, Switzerland, 130 p.
- Gilkes, R. J., Suddhiprakaran, A. 1981. Mineralogical and chemical aspects of lateritisation in southwestern Australia. In: *Lateritisation Processes*, Oxford e IBH Publishing Co., New Delhi, p. 34 – 44.
- Goudie, A. 1973. *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. Clarendon Press, 174 p.
- Gow, N.N., Losej, G.P. 1993. Bauxite. *Geoscience Canada*, 20, 9-16.
- Grubb P.L.C. 1970. Mineralogy, geochemistry, and genesis of the Bauxite Deposits on the Gove and Mitchell Plateaux, Northern Australia. *Mineral. Deposita* 5, 248 – 272.
- Heim, J.A., Vasconcelos, P.M., Shuster, D.L., Farley, K.A., Broadbent, G. 2006. Dating paleochannel iron ore by (U-Th)/He analysis of supergene goethite, Hamersley province, Australia. *Geology* v. 34, p. 173-176.
- Hemingway B.S. 1982. Gibbs free energies of formation for bayerite, nordstrandite, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, and $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, aluminum mobility, and the formation of bauxites and laterites. In *Advances in physical geochemistry* (ed. S.K. Saxena), Springer-Verlag New York Inc. 285 – 316.
- Herbillon, A. J., Nahon, D. 1985. Laterites and laterization processes. In: *Iron in soils and clay minerals*. NATO ASI series, Germany. 902 p.
- Jutson, J. T. 1914. An outline of the physiographical geology (physiography) of Western Australia, 2nd edition Geological Survey of Western Australia Bulletin, v. 95.
- Kämpf, N., Curi, N. 2015. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: *Pedologia – fundamentos*, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, Minas Gerais, p. 207 – 302.
- Karunakaran, C., Sinha Roy, S., 1981. Laterite profile development linked with polycyclic geomorphic surfaces in South Kerala. In: *Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes*, Trivandrum, India, p. 221 - 231.
- King, L.C. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras.Geog.*, v. 18, n. 2, p. 1 - 147.
- Knauer, L. G. O. 2007. Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, v. 15, n. 1, p. 81–90.
- Lelong, F., Lemoine, J. 1968. Les nappes phreatiques des arenés et des alterations argileuses. Leur importance en zone intertropicale. Les difficultés de leur exploitation. *Bull. BRGM*, v. 3(2), p. 41-52.

- Lima, M. G. 2008. A história do intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas. Tese (Doutorado em Geodinâmica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte. 251 p.
- Maignien, R. 1966. *Compte rendu de recherches sur les latérites*. UNESCO, Paris, 155 p.
- Magalhães Júnior; Barros, L. F. P.; Felipe, M. F. 2015. Southern Serra do Espinhaço: The Impressive Plateau of Quartzite Ridges. In: Vieira, B. C.; Salgado, A.A.R.; Santos, L. J. C. *Landscapes and Landforms of Brazil*. 405p.
- Marques K. P. P., Santos M., Peifer D., Da Silva C. L., Vidal-Torrado P. 2021. Transient and relict landforms in a lithological heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). *Geomorphology*, v. 391.
- May H.M., Helmke P.A., Jackson M.L. 1979. Gibbsite solubility and thermodynamic properties of hydroxyl-aluminum ions in aqueous solution at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 861 – 868.
- McFarlane, M. J. 1976. *Laterite and Landscape*. Academic Press, London. 151 p.
- Melfi A.J. 1997. Brazilian bauxite deposits: a review. In *Soils and Sediments* (eds. A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melfi, Y. Lucas), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 3 – 22.
- Melfi A.J., Carvalho A. 1983. Bauxitization of alkaline rocks in Southern Brazil. *Sci. Géol. Mém.* 73, 161 – 172.
- Merrihue C., Turner G. 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, v. 71, p. 2852-2857.
- Millot, G. 1964. *Geologie des argiles*. Masson, Paris, 499 p.
- Mohr, E.C.J., Van Baren F.A., Van Schuylenborgh J. 1972. *Tropical Soils, a comprehensive study of their genesis*. Mouton, The Hague. 461p.
- Monteiro, H. S., Vasconcelos, P.M., Farley, K. A. 2018a. A combined (U-Th)/He and cosmogenic ³He record of landscape armoring by biogeochemical iron cycling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 123, p. 298-323.
- Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Lopes, C.A.M. 2018b. Age and evolution of diachronous erosion surfaces in the Amazon: Combining (U-Th)/He and cosmogenic ³He records. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 229, p. 162 – 183.
- Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Spier, C.A., Mello, C.L., 2014. (U-Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 131, p. 267–289.
- Mooney, W. D., Ritsema, J., Hwang, Y. 2012. Crustal seismicity and the earthquake catalog maximum moment magnitude (M_{max}) in stable continental regions (SCRs): Correlation with the seismic velocity of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 357–358, p. 78–83.
- Nahon, D., 1986. Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In: *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press, New York.

- Nahon, D., 1991. Self-organization in chemical lateritic weathering. *Geoderma*, v. 51, p. 5 – 13.
- Nahon D.B., Boulangé B., Colin F. 1992. Metallogeny of weathering: an introduction. In *Weathering, Soils e Paleosols - Developments in Earth Surface Processes 2* (eds. I.P. Martini and W. Chesworth), Elsevier Science Publishing, Amsterdam. p. 445 – 471.
- Nahon, D., Tardy, Y. 1992. The ferruginous laterites. In: *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. Handbook of exploration geochemistry*, v. 4. Elsevier Science Publishing, Amsterdam, p. 41 – 55.
- Norton S.A. 1973. Laterite and Bauxite formation. *Economic Geology* 63, 353 – 361.
- Oliveira, F. S.; Varajão, A. F. D. C.; Varajão, C. A. C.; Schaefer, C. E. G. R.; Boulangé, B. 2014. The role of biological agents in the microstructural and mineralogical transformations in aluminium lateritic deposit in Central Brazil. *Geoderma*, v. 226–227, p. 250–259.
- Pain, C.F., Ollier, C.D. 1995. Inversion of relief – a component of landscape evolution. *Geomorphology*, v. 12, p. 151 – 165.
- Pedrosa-Soares, A.C., De Campos, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, R., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society of London, Special Publications*, v. 350, p. 25-51.
- Peifer, D., Persano, C., Hurst, M.D., Bishop, P., Fabel, D. 2021. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. *Earth Surf. Dynam.*, 9, p. 167–181.
- Pullan, R. A. 1967. A morphological classification of lateritic iron-stones and ferruginized rocks of Northern Nigeria. *Nigerian Journal of Science*, v. 1, p. 161 - 173.
- Retallack, G. J. 2010. Laterization and bauxitization events. *Economic Geology*, v. 105, p. 655 – 667.
- Rezende E. A., Leão M. R., Salgado A. A. R., De Oliveira C. K. R., Nalin Júnior H. A. 2010. A influência litológica nas taxas de denudação geoquímica do médio Espinhaço Meridional – MG. *Sociedade e Natureza, Uberlândia*, 22, n. 3, p. 503-514.
- Riffel, S.B., Vasconcelos, P.M., Carmo, I.O., Farley, K.A., 2015. Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the Second Paraná Plateau and its ruiniform surface features, Paraná, Brazil. *Geomorphology*, v. 233, p. 52–63.
- Riffel, S.B., Vasconcelos, P.M., Carmo, I.O., Farley, K.A., 2016. Goethite (U–Th)/He geochronology and precipitation mechanisms during weathering of basalts. *Chemical Geology*, v. 446, p. 18-32.
- Saadi, A. 1995. A Geomorfologia Da Serra Do Espinhaço Em Minas Gerais E De Suas Margens. *Geonomos*, v. 3, n. 1, p. 41–63.
- Saadi, A., Bezerra, F.H.R., Costa, R.D., Igreja, H.L.S., Franzinelli, E. 2005. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: Souza, C.R.G., Suguio, K., Oliveira, A.M.S., Oliveira, P.E. (eds). *Quaternário do Brasil. Holos, Ribeirão Preto*, 211-234.

- Schellmann, W. 1981. Considerations on the definition and classification of laterites. In Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes, Trivandrum, India, p. 1-10. A. A. Balkema, Rotterdam
- Schellmann, W. 1983. A new definition of laterite. *Natural Resources and Development*, Tubingen, v. 18, p. 7 – 21.
- Schellmann, W. 1994. Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. *Catena*, v. 21, p. 131 – 143.
- Shuster, D.L., Vasconcelos, P.M., Heim, J.A., Farley, K.A., 2005. Weathering geochronology by (U–Th)/He dating of goethite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 69, p. 659–673.
- Spier C.A., Vasconcelos P.M., Oliviera S.M.B. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chemical Geology*, v. 234, n. 1-2, p. 79-104.
- Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soils and regolith thin sections. Madison: Soil Science Society of America. 184 p.
- Stoops, G., Marcelino, V. 2010. Lateritic and Bauxitic Materials. In: Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 720 p.
- Stoops, G., Chun S. G., Zauyah, S. 1990. Combined micromorphological and mineralogical study of a laterite profile on graphite sericite phyllite from Malacca (Malaysia). *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, v. 99, p. 79–92.
- Talwani, P. 2014. Intraplate earthquakes. New York, Cambridge University Press. 332p.
- Talwani, P. 2017. On the nature of intraplate earthquakes. *J. Seismol.*, v. 21, p. 47–68.
- Tardy, Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. In: *Weathering, Soils e Paleosols - Developments in Earth Surface Processes 2*, Elsevier Science Publishing, Amsterdam. p. 379 – 405.
- Tardy, Y. 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris, 461p.
- Tardy, Y., Kobilsek, B., Paquet, H., 1991. 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. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 12, p. 283–295.
- Tardy, Y., Nahon, D. 1985. Geochemistry of laterites stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation. *Am. J. Sci.*, v. 285, p. 865 – 903.
- Tardy, Y., Roquin, C. 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In: *Weathering, Soils e Paleosols - Developments in Earth Surface Processes 2*, Elsevier Science Publishing, Amsterdam. p. 407 – 443.

- Tardy, Y.; Boeglin, J.; Novikoff, A.; Roquin, C. 1993. Petrological and geochemical classification of laterites. In: Proceeding of the 10th International Clay Conference, Adelaide, Australia, p. 481 – 486.
- Tardy, Y.; Boeglin, J. L.; Roquin, C. 1997. Petrological and geochemical classification of bauxites and their associated iron-rich laterites. In: Brazilian Bauxites. USP, Sao Paulo; ORSTOM, Paris. p. 23–49.
- Thomas, M. F. 1994. Geomorphology in the tropics – A study of the weathering and denudation in low latitudes. Wiley, England, 460 p.
- Valeton, I. 1972. Bauxites. Elsevier, Amsterdam, 226 p.
- Valeton, I.; Beissner, H.; Carvalho, A. 1991. The Tertiary Bauxite belt on tectonic uplift areas in the Serra da Mantiqueira, South-East Brazil. Contributions to Sedimentology, v. 17. 101 p.
- van Breemen, N., Buurman, P. 2002. Soil Formation. Second Edition. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 404p.
- Varghese, T., Byju, G. 1993. Laterite Soils. STEC, Govt. of Kerala – India. 116p.
- Vasconcelos, P.M. 1999a. K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of weathering processes. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., v. 27, p. 183–229.
- Vasconcelos, P.M., 1999b. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of supergene processes in ore deposits. Rev. Econ. Geol. v. 12, p. 73–113.
- Vasconcelos, P. M., Carmo, I. O. 2018. Calibrating denudation chronology through ⁴⁰Ar/³⁹Ar weathering geochronology. Earth-Science Reviews, v.179, p. 411 – 435.
- Vasconcelos, P.M.; Becker, T.A.; Renne, P.R.; Brimhall, G.H. 1994. Direct dating of weathering phenomena by K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of supergene K-Mn oxides. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 58, p. 1635-65.
- Vasconcelos, P.M., Heim, J.A., Farley, K.A., Monteiro, H.S., Waltenberg, K.M. 2013. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and (U-Th)/He – ⁴He/³He geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia. Geochim. Cosmochim. Acta v. 117, p. 283-312.
- Verdi, M.; Pougy, N.; Martins, E.; Martinelli, G. 2014. A Serra do Espinhaço Meridional. In: Plano de ação nacional para a conservação da flora ameaçada de extinção da Serra do Espinhaço Meridional – PAN, p. 19 – 30.
- Verhaert, M-A., Gautheron, C., Bernard, A., Dekoninck, A., Yans, J. 2017. Chronology of weathering periods by supergene goethite (U-Th)/He dating in the Oriental High Atlas, Morocco. In: Weathering geochronology by new (U-Th)/He dating of goethite in the Oriental High Atlas, Morocco. Goldschmidt2017 Abstract, Paris, France.
- Walther, J. 1916. Das geologische Alter und die Bildung des Laterits. Petermanns Geographischer Mitteilungen, v. 62, p. 46 – 53.
- Webster, R. 2004. Book reviews. European Journal of Soil Science, v. 55, p. 201–207.

- Widdowson, m. 2007. Laterite and Ferricrete. In: *Geochemical Sediments and Landscapes*. Oxford, Wiley-Blackwell, p. 46 – 94.
- Widdowson, M. 2009a. Evolution of Laterite in Goa. In: *Natural Resources of Goa: A Geological Perspective*. Geological Society of Goa, p. 35 – 68.
- Widdowson, M. 2009b. Laterite. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht, Netherlands: Springer, p. 514 – 517.
- Widdowson, M., Cox, K.G. 1996. Uplift and erosional history of the Deccan traps, India: Evidence from laterites and drainage patterns of the Western Ghats and Konkan Coast. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 137, p. 57 – 69.
- Zeegers, H., Lecomte, P. 1992. Seasonally humid tropical terrains (Savannas). In: *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. Handbook of exploration geochemistry, v. 4. Elsevier Science Publishing, Amsterdam, p. 203 – 240.

CAPÍTULO 2 - TOPOGRAPHIC REJUVENATION IN LANDSCAPES WITH HIGH BEDROCK/DURICRUST STRENGTH: INSIGHTS FROM GEOMORPHIC EVIDENCE IN A POST-RIFTED REGION (SE BRAZIL)

Daniela Schievano de Campos^a, Marcilene dos Santos^b, Karina P. P. Marques^a, Alexandre Christófaros Silva^c, Pablo Vidal-Torrado^a

^a “Luiz de Queiroz” College of Agriculture, University of São Paulo, Av. Pádua Dias, 11, Piracicaba, São Paulo, 13418-900, Brazil. Emails: dani.schievano@usp.br, karina.marques@usp.br, pvidal@usp.br.

^b UNESP - São Paulo State University, School of Sciences, Technology and Education, Campus Ourinhos, Av. Renato da Costa Lima, 451, Ourinhos, São Paulo, 19903-302, Brazil. Email: marcilene.santos@unesp.br.

^c Federal University of Jequitinhonha and Mucuri Valleys, JK Campus, Rodovia MGT 367 - Km 583, 5000, Diamantina, Minas Gerais 39100-000, Brazil. Email: christofaro2015@gmail.com.

Abstract

The evolution of Cenozoic relief in post-rifted and post-orogenic landscapes reveals enigmatic and intricate dynamics. Unsteady conditions long after the cessation of ongoing tectonics have been reported in these landscapes: evidence for relief growth rather than the expected slow topographic decay. Various controlling factors (e.g., lithology and isostasy) have been invoked to explain their geomorphic evolution; however, topographic rejuvenation constraints remain puzzling, particularly within intraplate landscapes. Here, we investigated topographic rejuvenation, exploring the interactions between the drainage networks, the broader landscape topography, and their collective relationships with the strength of the bedrock and duricrust soils that cap the land surface in the Southern Espinhaço Range of Brazil. This is a humid tropical post-orogenic and post-rifted landscape characterised by resistant bedrock and duricrusts, despite some rock-type strength variability. We show robust evidence for first-order control exerted by lithology/rock strength. However, the results revealed an overall non-collinearity between the transformed river profiles. These profiles displayed knickpoints separating the upstream low-relief uplands capped by Fe/Al duricrusts from an incised downstream transient landscape associated with uplift/base-level fall. Regionally, the profiles display an asymmetric pattern of relief growth with an eastward gain in elevation and faulting-driven duricrust dismantling that cannot be explained exclusively by strength variations. This spatial configuration suggests links between the internal and external factors that control landscape development. The interplay between faulting/dismantling of the duricrusts and river incision/topographic patterns provides compelling evidence for Pliocene tectonic/topographic rejuvenation. Our findings are consistent with the regional uplift related to combined flexural isostasy and far-field stress. Collectively, our study demonstrates that lithology, as a first control factor on topographic rejuvenation, is not exclusive to post-orogenic landscapes with strongly heterogeneous bedrock. The bedrock/duricrust strength acts in combination with locally inherited discontinuities and large-scale tectonics/flexural isostasy. Such interactions add significant complexity to the evolution and rejuvenation of post-rifted landscapes, particularly within intraplate settings.

Keywords: Tropical highland; Post-orogenic landscape; Duricrust; Rock strength.

1. Introduction

The Late Proterozoic formation and Mesozoic breakup of the Gondwana supercontinent have left a legacy of relict mountain ranges and rift remnants now scattered around the world (e.g., SE Brazil, SE Australia, southern Africa, and western India). These topographic remnants should decay post-break up, with relief reduction dominating for tens of millions of years during a prolonged period of tectonic quiescence (c.f. [Bishop, 2007](#)). However, surprisingly, the modern-day topographic configuration is one of high mean elevations (> 1 km above sea level) in most of these intraplate landscapes. What is the significance of these modern-day high elevations? Understanding the topographic decay of these mountains long after tectonics have ceased is an outstanding research issue.

Despite the similar former tectonics of such elevated regions, their lithology and rock strength, lithospheric heterogeneities, distance from the rifted passive margin, surface processes, and controlling factors often vary considerably. In this sense, the ‘fingerprint’ of long-term surface processes and their interplay may provide us with critical clues. In the humid tropical belt, which encompasses South America, Australia, Africa, and India ([Tardy et al., 1988](#); [Tardy et al., 1991](#); [Tardy and Roquin, 1992](#)), these post-orogenic and post-rifting landscapes (PPLs) have large areas of low-relief uplands capped by thick iron- or aluminium-rich duricrusts. Duricrusts are extremely hardened soils resulting from long-term chemical weathering processes, such as the partial or total leaching of silica, removal of alkali and alkaline-earth elements, and concentrations of iron or iron and aluminium ([Nahon and Tardy, 1992](#); [Varghese and Byju, 1993](#)). They formed under seasonal tropical climates with water table oscillations in quiescent tectonic regions, likely initiated in the Palaeogene (e.g., [Beauvais et al., 2016](#); [Vasconcelos and Carmo, 2018](#); [Vasconcelos et al., 2019](#)). Therefore, duricrusts represent a valuable geomorphic marker and provide a key indicator of the Cenozoic evolution of humid tropical PPLs ([Tardy et al., 1988](#); [Tardy et al., 1991](#); [Tardy and Roquin, 1992](#)).

Traditionally, the presence of thick duricrust profiles that cap the uppermost positions within a landscape has favoured topographic and denudational quasi-steady-state condition interpretations for these intraplate PPLs ([Widdowson, 2007](#)). Despite this classical approach and the characteristic low-rate uplift of intraplate settings (e.g., [Stein and Mazzotti, 2007](#)), these elevated regions usually host signals of topographic rejuvenation (e.g., contrasting local relief, high hillslopes, incised river gorges, and transient response; [Bishop, 2007](#); [Marques et al., 2021](#)). Interestingly, the unequal persistence and erosional dismantling of upland

duricrusts may reflect the dynamics of the topography and the potential for topographic and/or tectonic rejuvenation (e.g., [Bourman et al., 2010](#)). This suggests a complex interplay between tectonics and the high strength of the duricrust. The distribution and erosional dismantling processes of duricrust profiles can provide key insights into topographic rejuvenation or tectonic reactivation.

Previous studies have shown that unsteady conditions in intraplate landscapes may result from a wide range of controlling factors and poorly understood interactions (e.g., [Bishop, 2007](#); [Gallen and Thigpen, 2018](#)). The PPLs of intraplate settings lie between active collisional and rifted passive margins; accordingly, they can be influenced by plate-scale forces (spreading ridge pull/collision push stress effects) ([Zoback, 1992](#)). Additionally, changes in surface loading due to the post-rift erosional unloading/sediment loading of these tectonic settings may influence the dynamics of the topography via flexural/denudational compensation (isostasy), often across hundreds of kilometres (e.g., [Watts and Burov, 2003](#)). In this case, especially where pre-existing zones of intraplate weakness occur, tectonic reactivation, combined with isostasy, may also be triggered across hundreds of kilometres (~450 km), far beyond the rifted margin ([Silva and Sacek, 2022](#)). Likewise, spatial discontinuities in lithospheric strength between cratonic edges and ancient orogenic belts in the hinterland, as well as between rifted passive margins and continental intraplate settings, can play a key role in topographic and tectonic rejuvenation via local flexural tectonics/mantle circulation (e.g., [King and Anderson, 1998](#); [Amidon et al., 2022](#)).

In this sense, a combination of different mechanisms, such as far-field stress coupled with large-scale denudational/flexural isostasy, pre-existing weakness zones, and small-scale flexural tectonics, collectively play a key role in PPL dynamics in various parts of the world (e.g., [Quigley et al., 2007](#); [Tucker and van der Beek, 2013](#); [van Ranst et al., 2020](#)). In addition to these driving mechanisms, strength contrasts within lithologically heterogeneous bedrock have been increasingly invoked to explain the transient response and relief growth in PPLs in intraplate settings (e.g., [Gallen and Thigpen, 2018](#)). Thus, in addition to these intraplate landscapes influenced by lithology, far-field stress, and large-scale mantle processes, they can also have their own tectonics, which tend to be mantle/climate denudation-related (small-scale flexural tectonics and denudational/flexural isostasy).

To manage this complexity, longitudinal profiles and the steepness of bedrock channels provide proxies for a variety of perturbations (e.g., [Wobus et al., 2006](#); [Kirby and Whipple, 2012](#)). Bedrock channel incision drives much of the dynamics of the surface topography because it controls the erosional efficiency and consequently the lowering of

relief (e.g., [Whipple and Tucker 1999](#); [Kirby and Whipple, 2012](#)). The morphology of a longitudinal profile and its channel incision rate can be influenced by lithological boundaries and their associated rock strength contrasts ([Kirby and Whipple, 2012](#)). In this sense, the low erodibility of highly resistant rocks/materials, such as quartzites and duricrusts, delays the response time of a drainage system to perturbations ([Whipple, 2001](#)), whereas more erodible types (e.g., phyllites and limestones) transmit transient signals faster upstream ([Whipple and Tucker, 1999](#)). Furthermore, it is reasonable to hypothesise that the occurrence of thick duricrust profiles may enhance the strength resistance of the uppermost bedrock layers.

Therefore, in more or less homogeneous bedrock settings with high (but still variable) rock/duricrust strengths and no influences from small/large-scale tectonics and isostasy, the landscape should have a better preservation potential; furthermore, topographic rejuvenation should likely be prevented (e.g., [Bishop and Goldrick, 2010](#)). Conversely, contrasting rock strengths of lithologically heterogeneous bedrock settings may accelerate erosional incision by the river system and trigger topographic rejuvenation via relief growth (e.g., [Peifer et al., 2021](#)). In the latter case, topographic rejuvenation potentially prevents the landscape from attaining a steady state (e.g., [Marques et al., 2021](#)). Additionally, there is a positive relationship between channel steepness and rock strength, as reflected in the longitudinal profiles (e.g., [Bishop and Goldrick, 2010](#); [Kirby and Whipple, 2012](#)). Therefore, the geomorphic analysis of bedrock river channels, use of topographic metrics, and spatial distribution of rock strength and duricrusts may provide key insights into the enigmatic long-term survival of PPLs in humid tropical intraplate settings.

In south-eastern Brazil, the existence of Palaeogene duricrust profiles covering low-relief uplands under low Quaternary denudation and deformation rates (e.g., [Barreto et al., 2013](#); [Monteiro et al., 2014](#); [Salgado et al., 2016](#)) is a compelling argument in favour of topographic steady-state conditions. The reactivation of pre-existing weakness zones due to coupled denudational/flexural isostasy and far-field stress is usually invoked to explain evidence for Cenozoic tectonic activity in the Brazilian intraplate setting. The likely range of factors that may trigger topographic and tectonic rejuvenation in PPLs in intraplate settings highlights the need to unravel the links between external forcing and autogenic dynamics (c.f. [Scheingross et al., 2020](#)). Recent studies have shown that the contrasting strength of lithologically heterogeneous bedrock may play a first-order control on the evolution of Brazilian post-orogenic landscapes (e.g., [Peifer et al., 2021](#); [Fadul et al., 2022](#)), which has also been reported in other intraplate settings around the globe (e.g., [Tucker and van der Beek, 2013](#); [Gallen, 2018](#)). Conversely, it is reasonable to expect that in low-rate uplift settings with

very strong and highly resistant bedrock/duricrust geology, the erosional river incision should be limited, thus preventing topographic rejuvenation.

In this study, we tested this hypothesis, investigated the spatial distribution of duricrusts and topographic rejuvenation in a humid tropical PPL with high bedrock/duricrust strengths and low (but still variable) contrasting rock strengths, and discussed the probable controlling factors. We explored this question in the Southern Espinhaço Range (SER), southeastern Brazil (Fig. 2.1a and b), where the last substantial tectonic activity ceased after Cretaceous rifting, followed by the opening of the South Atlantic ([Alkmin et al., 2007](#)).

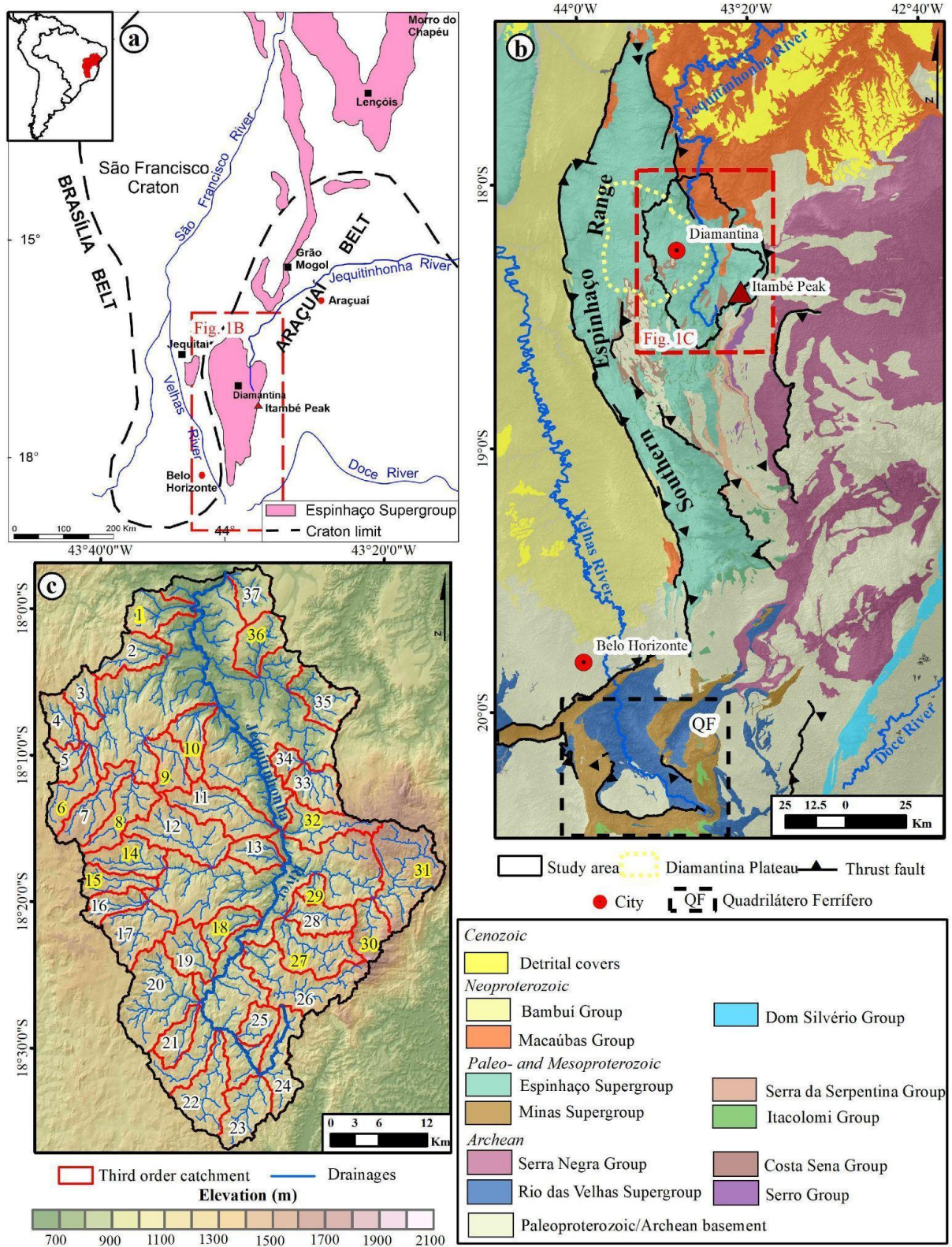


Figure 2.1. Geological setting of the study area. (a) Tectonic framework of the Southern Espinhaço Range (adapted from Knauer, 2007) (the red-dashed rectangle shows the location of Fig. 2.1b). (b) Geological map of the Southern Espinhaço Range and Quadrilátero Ferrífero (black-dashed polygon) (adapted from CPRM, 2014) and the localization of the study area. The red-dashed rectangle shows the location of Fig. 2.1c). (c) Study area and third order catchments in the Upper Jequitinhonha catchment (red polygons); catchments with numbers highlighted in yellow indicate those selected for chi-plot analysis, as shown in Fig. 2.9.

Here, we investigate the upper course of the Jequitinhonha River, which is characterised by previous thermochronological data and robust studies on the lithological framework. The study area, where quartzites predominate, hosts the two main features of the SER: the Diamantina Plateau, an upland with thick duricrusts, and Itambé Peak (~2,062 m), the highest elevation in the region (Fig. 2.1c).

We combined data from the quantitative geomorphic analysis of bedrock channels and topography, existing geological/thermochronological data, duricrust mapping, and fieldwork observations. The interactions between our findings revealed an unbalanced topography and transient signals, resulting in topographic rejuvenation and ongoing dismantling of remnant duricrusts in a complex interplay between tectonics and resistant rocks/duricrusts.

2. Geological and geomorphological setting

The Southern Espinhaço Range consists of an ~N–S-trending upland ~300 km in length (Almeida Abreu, 1995), which divides the large catchments of the São Francisco, Doce, and Jequitinhonha Rivers to the west, east, and north, respectively (Fig. 2.1a and b). The SER shows a complex tectonic-geological evolution due to various superposed orogenesis and rifting events during the Proterozoic (e.g., Dussin and Dussin, 1995; CPRM, 2003; Alkmin et al., 2007). The last orogen (Araçuaí Orogen), a west-vergent orogenic event associated with the amalgamation of West Gondwana (major collision ca. 580 Ma; Alkmin et al., 2007), collapsed between ~535 and 490 Ma, causing various granite intrusions (Pedrosa-Soares et al., 2011). During the Mesozoic, this region was uplifted owing to the breakup of West Gondwana and the opening of the South Atlantic (Alkmin et al., 2007). Basaltic dikes (Upper Triassic to Lower Jurassic) cut across all pre-existing geological units (Dussin et al., 1995). Strong and high rock strengths predominate, such as quartzites and metaconglomerates (Espinhaço and Macaúbas Groups) (Dussin and Dussin, 1995; CPRM, 2003) from the Calymmian to Ectasian and Late Tonian to Cryogenian, respectively. More erodible rocks (Archean granites, schists, and Neoproterozoic metadiamictites), BIFs, meta-basic dykes, and kimberlitic intrusions outcrop in restricted areas.

Topographically, the SER comprises alignments of ridges and valleys and extensive low-relief upland patches, with emphasis on the Diamantina Plateau (Fig. 2.1b). Previous studies (e.g., Saadi, 1995) have highlighted that the western boundary is steeper than the eastern boundary, although it was not quantified, evidencing a pronounced asymmetry.

Variations in the denudation rates obtained at different edges of the SER show that the eastern domain has a lower erosion rate than the western edge (e.g., [Leão et al., 2012](#)).

The regional climate is humid subtropical, characterised by dry winters and humid and hot summers, classified as CWb (Köppen–Geiger's classification) at an elevation above 950 m and Cwa at lower elevations ([Alvares et al., 2013](#)). The average annual rainfall is 1,279 mm and the mean annual temperature is 19.3 °C. Savanna-like vegetation predominates, with rupestrian grasslands in the highlands above 900 m ([Verdi et al., 2014](#)). Climatic fluctuations affected this region and its surroundings during the Cenozoic era. Desert conditions occurred from the Cretaceous to Palaeocene (e.g., [Varajão et al., 2020](#)), with maximum temperatures during the Palaeocene–Eocene ([Jeffery et al., 2012](#)). Wetter climatic conditions were predominate from the Eocene to Miocene (e.g., [Varajão et al., 2020](#)), with a global warming peak during the Middle Miocene ([Zachos et al., 2001](#)), becoming drier during the Pliocene ([Varajão et al., 2020](#)). The occurrence of peat bogs revealed humid and mild climatic conditions during the Quaternary ([Hórak-Terra et al., 2014](#)).

Here, we investigated the upper course of the Jequitinhonha catchment (~2,000 km²), a landscape with an elevation ranging from 660 to 2,062 m (mean elevation of ~1,048 m). The Diamantina Plateau hosts the study area (Fig. 2.1c), which is capped by partially preserved aluminous and ferruginous duricrust profiles. The Plateau is traversed by the Jequitinhonha River in an ~N–S direction, subdividing the area into eastern and western domains. This is an intraplate PPL in SE Brazil bordering the eastward-rifted passive margin. The bedrock is widely composed of resistant quartzites, with some minor variations at the west-southwest edge and metarhythmites and metadiamicrites in the north-eastern area (Fig. 2.2a).

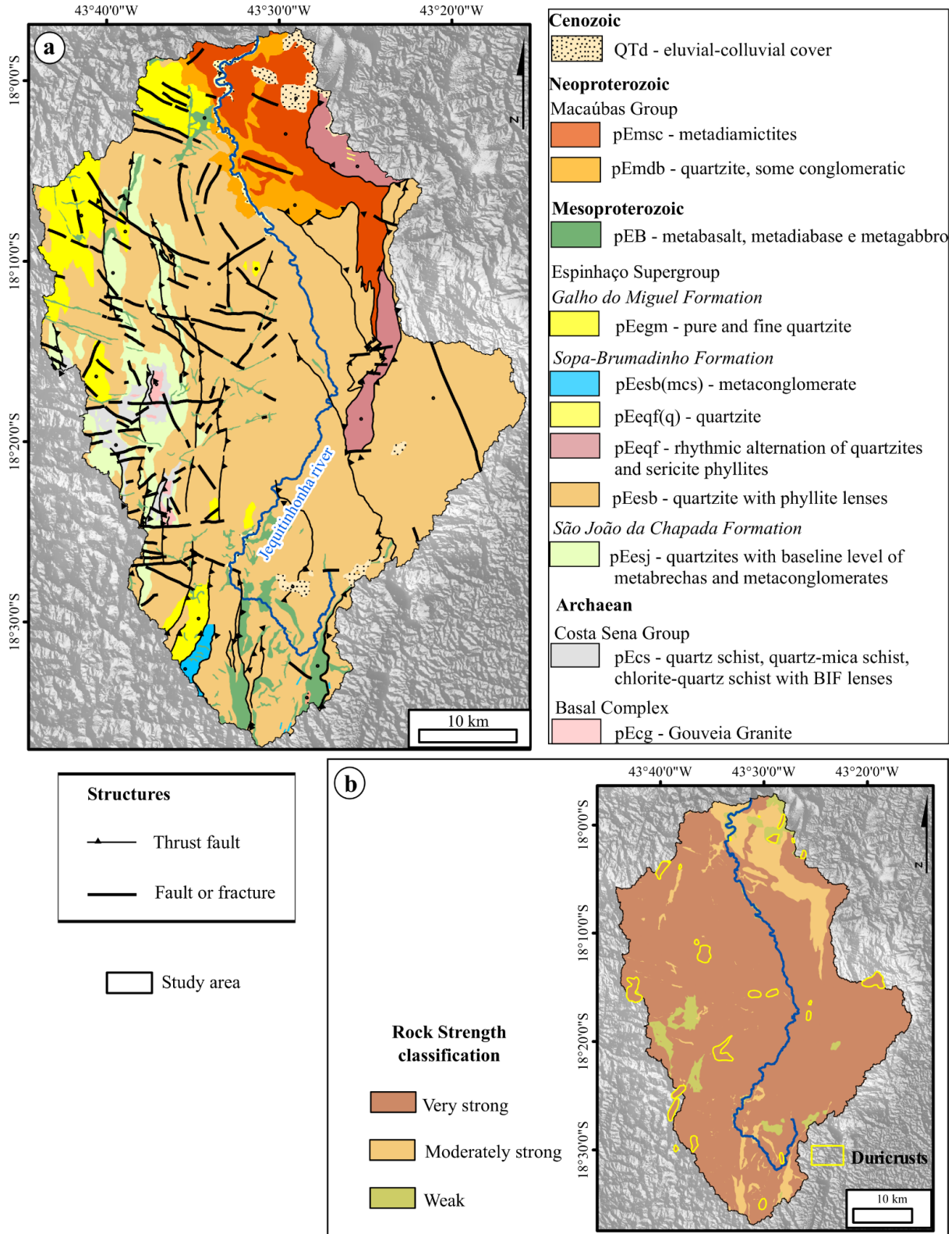


Figure 2.2. **Detailed geology and rock strength classification of the study area.** (a) Geological map (adapted from CPRM, 2014). (b) Relative rock/duricrust strength classification proposed in this study; see section 3.2 for details.

Rock mass strength measurement data were lacking for the study area. However, qualitative analyses of rock strength supported by the literature (e.g., Selby, 1993; Lague et

al., 2000; Allison and Goudie, 1990; Goudie, 2006; Gallen et al., 2011) indicate a strong/resistant (but still variable) bedrock. The development of capping duricrusts likely enhances the strength of the outcropping bedrock layers. More erodible rocks are restricted (eluvial-colluvial cover, granites, schists, metadiamicrites, and metabasics), resulting in the occurrence of a low contrasting rock strength (Fig. 2.2b).

3. Methods

3.1. Background

The balance between uplift and erosion rates plays an important role in long-term landscape dynamics. Therefore, any elevation change over time reflects the corresponding conditions of such balance, which can be expressed as the rock uplift rate minus the erosion rate (e.g., Smith et al., 2022). If both rates are equal in time and space, the landscape achieves a steady-state condition; thus, the mean elevation remains constant (Hack, 1960; Howard, 1965). However, external (e.g., climate and tectonics) and internal (e.g., lithology and divide migration) forcings act, combined or not, to perturb such an equilibrium or prevent it from occurring. Therefore, strict equilibrium is unlikely to occur in nature (Willett and Brandon, 2002).

As various topographic metrics encode perturbation signals, several studies have explored them to provide key insights for understanding landscape evolution (e.g., Kirby and Whipple, 2012). Additionally, studies in diverse geological settings have demonstrated a compelling link between bedrock river incision/channel morphology and the balance between erosion and uplift rates (e.g., Whipple and Tucker, 2002) supported by the stream power model (Howard and Kerby, 1983). Theoretical and empirical studies have shown that bedrock rivers attempt to adjust their longitudinal profile to the dynamic relationship between erosion and rock uplift rates until they reach a steady state (e.g., Whipple and Tucker, 1999; Tucker and Whipple, 2002; Kirby and Whipple, 2012). In this sense, a power-law relationship between the channel slope (S) and upstream contributing drainage area (A), influenced by a dimensionless coefficient θ (concavity index), expresses how fast S decreases with a downstream increase in A : $S = k_s A^{-\theta}$ (Hack, 1957; Flint, 1974), where k_s (or k_{sn} ; Kirby and Whipple, 2012) is the local channel steepness normalised to a reference value of θ .

We investigated bedrock geology and qualitatively explored the rock/duricrust strength using literature, duricrusts, topography, and river profiles in the study area to unravel the surface topography dynamics and eventual contrasting signals. They may provide clues

regarding potential topographic rejuvenation and its relationship with rock/duricrust strength and controlling factors (Wobus et al, 2006; Kirby and Whipple, 2012; Whittaker, 2012). Lineament analysis identifies the link between the geomorphological configuration of an area and ancient weakness zones, which may act as stress concentrators (Zoback, 1992) or preferred erosion directions, even influencing local flexural/denudational isostasy or tectonic reactivation (e.g., Silva and Sacek, 2019). Likewise, the study of duricrusts reveals important information about landscape evolution, as they evolve in low relief positions during periods of stability. They may also influence the river incision rate while their dismantling may indicate transient signs.

For this, we used a seamless Copernicus 30-metre resolution Digital Elevation Model (COP-30 DEM) (AIRBUS, 2021) and an ALOS World 3-D (AW3D30) (DEM; spatial resolution of 30 m) (Takaku et al., 2014). The DEMs were downloaded from OpenTopography (<https://opentopography.org/>) and projected onto WGS84 UTM Zone 23S. From the COP-30 DEM, local relief, hillslope angle, normalised channel steepness (k_{sn}), and knickpoint and river profile analyses were performed to explore their relationships to the spatial variation in the lithology/rock strength and tectonic structures. Topography- and drainage-related lineaments were manually extracted by integrating AW3D30 with a hillslope map. The latter map was composed of 40% overlapping transparency to avoid false shading relief influence (Tinós et al., 2014) and overlapped with a hillshade raster model with a 50° azimuth to highlight NW and NS structures, with $Z = 3$ to contrast topographic patterns.

3.2. Rock/duricrust strength classification

The links between rock types and different denudational rates have been widely highlighted in the literature (e.g., Mills, 2003; Gallen et al., 2018). Additionally, studies that consider the different mechanical strengths of rocks and how these characteristics reflect differential weathering rates are widely recognised in Brazil and other parts of the world (e.g., Lague et al., 2000; Gallen et al., 2011; Shuster et al., 2012; Peifer et al, 2021). Similarly, some studies have shown that the low erosion rate of duricrusts (~ 0.16 to 0.54 m Ma^{-1}) results in high surface stability (Shuster et al., 2012; Monteiro et al., 2018), allowing them to be classified as very strong materials. Although we did not collect *in situ* quantitative data on rock/duricrust strength in this study, we considered the rock types in the geological map of the study area and the approximate rock strength classification of Selby (1993) and Goudie (2006). From this analysis, we added data from fieldwork observations, qualitative data from Marques et al. (2021), and links between rock types and denudational rates in the study area

and surroundings from the literature (Varajão et al., 2009; Monteiro et al., 2018; Peifer et al., 2021). Based on this approach, we classified the exposed rock types and duricrusts into relative rock strength classes. Therefore, we classified quartzites, metaconglomerates, and duricrusts as very strong; metabasic and metadiamicrites as moderately strong; and schists, granites, and eluvial-colluvial cover as weak (Fig. 2.2b).

3.3. Structural lineaments analysis

Lineaments are natural and linear landscape aspects that are aligned and disclose hidden bedrock architecture (Hobbs, 1912; O’Leary et al., 1976). They may be negative or positive geomorphic features expressed by relief or tonal contrast (O’Leary et al., 1976). Lineaments provide information about fundamental patterns in the crust (Brock, 1972), such as anomalous trends, discontinuities, erosive resistance, and disruption zones (O’Leary et al., 1976). Additionally, they may control river courses and their incision/erosion directions and patterns (e.g., Calegari et al., 2021), even highlighting spatial variations in the uplift rate (e.g., Wobus et al., 2006). Thus, lineaments may provide insights into the degree of structural/rock mass homogeneity and thereby the strength of the bedrock. Additionally, when combined with denudational isostasy and a decoupled lithosphere of a rifted passive margin (e.g., the SE Brazil rifted passive margin) added to major pre-existing intraplate lineaments far beyond the margin; therefore, one may expect intraplate fault reactivation (Silva and Sacek, 2019). Lineaments may also demarcate the border separating different lithospheric rheologies and thicknesses (e.g., Talwani, 2014). We explored the structural lineaments of the study area to investigate the discontinuity pattern/frequency and potential influence on fluvial incision/erosion and duricrust dismantling. Additionally, we addressed likely spatial links between the major lineaments of the area and geophysical links from the literature (e.g., Caldas et al., 2019; Féres et al., 2021) to support the discussion in Section 5.3.

Positive lineaments were extracted from the main ridges, whereas negative lineaments marked the linear geomorphic features extracted from the valley bottoms. Lineaments were plotted on frequency-length rose diagrams at 10° intervals to identify the main trends, using the Spring 5.1.8 software (Câmara et al., 1996). The most expressive lineament bundles were identified as the main individual traits.

3.4. Mapping of ferruginous and aluminous duricrusts

We mapped the main occurrences of ferruginous and aluminous duricrusts in the upper Jequitinhonha catchment and its surroundings using imagery mapping and fieldwork surveys. Flat and elevated surfaces with a high possibility of preserving duricrusts were identified from the AW3D30 DEM, hillslope map, and Google Earth images. Low-relief uplands at different elevations (1,000, 1,200, 1,400 and 1,600 m) and over a wide range of lithologies were explored during the fieldwork surveys to locate the main duricrust exposures in the study area (Fig. 2.2b). Importantly, we also identified the main chemical (ferruginous or aluminous) and morphological characteristics (features, colour, and thickness) of the duricrusts, as well as the parent material. The distinction between aluminous and ferruginous duricrusts was obtained using a PANalytical AXIOS MAX Advanced X-Ray Fluorescence Spectrometer (X-Ray Fluorescence Laboratory, NAP GeoAnalítica, University of São Paulo/USP) on samples separated by horizon (Apêndice C).

3.5. Extraction of topographic metrics

Contrasting spatial patterns of topography may suggest transient conditions (changing boundary conditions) combined with or without the interplay between different controlling factors. In this study, we extracted local relief, hillslope angle, and normalised channel steepness (k_{sn}), followed by knickpoint and river profile analyses to investigate spatial patterns in topography to identify contrasting patterns and possible transience. From the topographic metrics and river profile analysis, we also investigated the potential interplay between lithology/duricrusts, contrasting patterns of topography, erosion by fluvial incision, and lineaments. As a complementary tool, we explored a NE-trending swath profile cutting across the Diamantina Plateau and both sides of the trunk river (Telbisz et al., 2013) and patches of low-relief uplands. We performed a swath of 10 km, with 50 equidistant profiles, using the “SwathProfiler” extension for ArcGIS (Pérez-Peña et al., 2017). Our goal was to highlight the contrasting pattern of topography between the Diamantina Plateau (with its resistant rocks/duricrusts) and the north-eastern sector with more erodible lithologies, exploring potential links between the rock/duricrust strength and relief.

The local relief detects spatial variation in topography, thereby contrasting erosion patterns and erosional efficiency because the higher the local relief (and hillslope angle), the higher the erosion or rock uplift rates (e.g., Kirby and Whipple, 2012). Additionally, higher local relief commonly reflects more resistant lithologies and lower precipitation rates (e.g., Whipple and Tucker, 1999). Conversely, low relief topography in uplands may reflect divide migration or relative surface uplift and the ongoing incision of a relict landscape (Whipple et

al. 2017). In our study, we extracted the local relief using the “localtopography” algorithm in TopoToolbox (Schwanghart and Scherler, 2017), considering a window radius varying from 1 to 5 km, every 1 km. We explored the correlation between the normalised mean local relief and mean k_{sn} for the third-order catchments using linear regression to estimate the best value of the window radius for the study area (DiBiase et al., 2010; Peifer et al., 2021; Marques et al., 2021). The best fit was obtained with a window radius of 4 km (Apêndice A). The hillslope angle was generated in degrees from the “slope tool” in ArcGIS 10.5 (ESRI, 2016), classified by quantile (10 classes). Next, we overlapped it with a hillshade raster model with a 50° azimuth to highlight the NW and NS structures, with $Z = 3$ to detach contrasting topographic patterns.

The normalised channel steepness (k_{sn}), defined as $k_{sn} = S/A^{-\theta}$ is a robust metric for identifying steady and transient states in bedrock river profiles (Perron and Royden, 2013; Royden and Perron, 2013). The k_{sn} parameter exhibits a positive correlation with uplift and denudation rates (DiBiase et al., 2010; Kirby and Whipple, 2012), reflecting lithological contrast, rock uplift, climatic variations, and even the reactivation of zones of weakness (e.g., Boulton et al., 2014; Adams et al., 2020; Peifer et al., 2021). The θ reference value must be defined to compute k_{sn} because both are closely related; θ varies substantially in erosive landscapes (Mudd et al., 2018).

We estimated the best value of θ using the “mnoptimvar” algorithm in TopoToolbox, from the function “robustcov” to minimise the chi-disorder (Hergarten et al., 2016) for the second-, third-, and fourth-order catchments. We computed the best fit statistics and obtained a mean θ value of 0.48 for the study area, slightly higher than the standard value of 0.45 commonly found worldwide (e.g., Kirby and Whipple, 2012; Peifer et al., 2021; Marques et al., 2021). In this study, we calculated k_{sn} using the integral method (Perron and Royden, 2013), which consists of replacing the slope value (S) by the variable χ , with length linearly related to elevation. We used the best fit of the θ value found in this study to calculate k_{sn} for all channel segments using the “KsnChiBatch” function in the Topographic Analysis Kit TAK (Forte and Whipple, 2019). For this, we used a minimum contributing area of 1 km², smoothed measurements using a window of 300 m to reduce noise related to small variations in gradient, and “trunk” as the method.

3.6. River profile analysis

In erosive landscapes, bedrock channels encode and transmit perturbations or contrasting signals by changing and adjusting their longitudinal profiles (Whipple and Tucker,

1999). In this sense, the knickpoint is a feature originating from tectonics, climate, or substrate erodibility (Wolpert and Forte, 2021) that marks a stark local convexity in the originally concave-up equilibrium channel profile (Crosby and Whipple, 2006) and represents an abrupt change in the channel gradient (Whipple and Tucker, 1999). There are two end-member morphologies for knickpoints: vertical and slope breaks. The first is stationary and is usually associated with the lithological contact of different competences while the second shows a migratory character and is formed by environmental disturbances, such as uplift/base-level fall, slip rate on faults, and falls at sea level (Kirby and Whipple, 2012).

Spatially uniform perturbations in relative base-level fall rates increase the local channel slope and hence accelerate the channel incision of steepened reaches, triggering upstream spreading knickpoints (c.f. Berlin and Anderson, 2007; Schwanghart and Scherler, 2020). The migration of the knickpoint creates an incision wave that progressively spreads the signal of boundary condition change throughout the catchment until it reaches the tips of the headwaters (Whipple and Tucker, 1999; Tucker and Whipple, 2002; Whittaker, 2012). As the headwaters adjust to the new boundary conditions only when achieved by the incision wave, knickpoints may bind an incised downstream portion (transient landscape) from the upstream areas, often referred to as a relict landscape (Crosby and Whipple, 2006).

In transient drainages associated with homogeneous lithologies, knickpoint clusters often occur at constant elevations (e.g., Wobus et al., 2006; Schwanghart and Scherler, 2020). Additionally, knickpoints migrate faster at a higher mean rainfall and more erodible lithologies, as well as in larger upstream drainage areas (e.g., Adams et al., 2020) and larger tectonic perturbations (Whittaker and Boulton, 2012). Conversely, in resistant lithologies/duricrusts, transmission signals are delayed (e.g., Bishop and Goldrick, 2010; Marques et al., 2021). Therefore, knickpoints are a valuable key to understanding surface processes in landscapes. A transformed river profile or chi-plot with plotted knickpoints is a helpful indicator of the dynamics between surface and tectonic processes. This is based on the identification of a stationary linear trend to a transient state in response to disturbances (Perron and Royden, 2013).

To avoid false knickpoints resulting from artefacts generated by the COP-30 DEM, we analysed the uncertainty expressed by bumps in the stream profile data. For this, we used the Constrained Regularised Smoothing (CRS) technique to compute the maximum uncertainty (Schwanghart and Scherler, 2017). We obtained the value of 31.94 m for the maximum uncertainty. We therefore defined the minimum elevation threshold (tolerance) as 32 m for identifying knickpoints in the study area. We extracted knickpoints for all channels

using the “knickpointfinder” algorithm after correcting river profiles from the “quantile carving” algorithm with $\tau = 0.5$ in TopoToolbox (Schwanghart and Scherler, 2017). Additionally, we computed the height for each knickpoint. The knickpoint magnitude is expressed by the elevation difference between the knickpoint and standard profile, considering a minimum threshold drainage area of 1 km². For this, we used the PPS (Point Pattern on Stream networks) extension and the “bubblelegend” function in TopoToolbox (Schwanghart et al., 2021).

Chi-plots (χ -elevation space or χ -z space) are longitudinal elevation profiles plotted as a function of χ , which is a variable proportional to the integral of the upstream drainage area (raised to m/n) integrated over the horizontal direction to provide units of length (Perron and Royden, 2013). The χ method is a robust tool for river profile analysis because it discards the interference of the natural concavity of the profiles due to downstream increases in drainage area (Perron and Royden, 2013). For comparative analysis of rivers using chi-plots, one must consider the same reference drainage area (A_0) and θ value for all rivers to compute χ (Perron and Royden, 2013). In steady-state landscapes (equal erosion and rock uplift rates) with spatially invariant rock uplift, climate, and lithology, chi-plots are linear (Perron and Royden, 2013). As such, the slope of a χ -transformed river profile represents k_{sn} , which enables a visual estimation of the ratio between rock uplift and erodibility. Likewise, scattered χ -plots and non-collinear river profiles show spatial variability in the uplift rate, erodibility, and rainfall (Perron and Royden, 2013). Additionally, as slope-break knickpoints migrate at constant vertical rates in a drainage system (Whipple and Tucker, 1999), a common level base fall/sudden increase in the uplift rate should cause knickpoints to cluster at a narrow range of χ values or even at a specific χ value (Perron and Royden, 2013; Schwanghart and Scherler, 2020).

Here, χ -transformed river profiles from 14 selected third-order bedrock catchments and from the entire river network of the study area were generated using the “chitransform” algorithm in the TopoToolbox. We used a minimum threshold drainage area of 1 m² for the 14 selected catchments and 1 km² for the entire catchment. We considered a best-fit θ value of 0.48 and a tolerance of 32, as obtained for the entire area. Fourteen catchments were selected to investigate the potential influence of lithology/duricrusts and tectonic structures on the channel signatures. For this, we chose sectors with contrasting rock strengths (including duricrusts) and others with homogeneous lithology, as well as other sectors that traverse the major lineaments.

4. Results

4.1. Rock/duricrust strength and lineament analysis

As described in Section 3.2, we classified quartzites, metaconglomerates, and duricrusts as very strong; metabasic and metadiamicrites as moderately strong; and schists, granites, and eluvial-colluvial cover as weak (Table 2.1). The structural lineaments analysis showed a roughly homogeneous density throughout the study area (Fig. 2.3); therefore, it is likely that these discontinuities have a low influence on the differentiation of rock strength. From the rock/duricrust strength classification, as well as considering the roughly homogeneous density of structural lineaments, we created a rock/duricrust strength map (Fig. 2.2b). Although the results showed that very strong and high rock/duricrust strengths prevail, we note some strength differences between different bedrock lithologies and duricrusts in the north-eastern, southern, and far western portions of the study area. Therefore, it would be more consistent to consider a low contrast strength.

We observed that the lineament analysis highlights the NW-SE, NE-SW, and NNW (N10W) trends as preferential directions, followed by the ~E-W trend (Fig. 2.3). The results present a stark variation in directions controlling the drainage, with prevailing NW-SE and NE-SW trends, followed by the ~E-W (Fig. 2.3a and c). In contrast, the positive lineaments characterising the aligned crests and escarpments are mostly related to the NNW and NW-SE trends (Fig. 2.3b and d). The NW/NNW trends are pervasive northward (Fig. 2.3), delineating lineament swarms. Conversely, NE trends influenced the Jequitinhonha River southward. The major lineaments (Fig. 2.3a) were defined based on consistent and continuous tracing and direction.

Table 1. Strength classification of rock units exposed in the study area.

Age (My)	Unit ^a	Lithology	Rock strength
<i>Cenozoic</i>			
2.5 to Present ^b	QTd	eluvial-colluvial cover	Weak
70 to Present ^c	-	Fe and Al duricrusts ^f	Very strong
<i>Neoproterozoic</i>			
700–635 ^d	pEmsc	metadiamicctites	Moderately strong
	pEmdb	quartzite, metaconglomerate	Very strong
<i>Mesoproterozoic</i>			
1,200–900 ^d	pEB	matabasics	Moderately strong
1,400–1,200 ^d	pEegm	quartzite	Very strong
1,500–1,200 ^d	pEesb(mcs)	metaconglomerate	Very strong
	pEeqf(q)	quartzite	Very strong
	pEeqf	metarhytmite (quartzite and phyllite)	Very strong
	pEesb	quartzite	Very strong
1,600–1,400 ^d	pEesj	quartzite	Very strong
<i>Archean</i>			
2050 ^e	pEcs	schist	Weak
2800 ^e	pEcg	granite	Weak

^a Geological unit from CPRM (2014) (Fig. 2.2).

^b According to Saadi (1995).

^c According to Monteiro et al., (2014, 2018); Vasconcelos and Carmo, 2018.

^d According to Dossin et al. (1990); Dussin and Dussin (1995); CPRM (2014).

^e According to Machado et al. (1989); Knauer (2007).

^f Mapped in this study.

Our results show a pervasive ~E-W-trending lineament along third-order catchments B13, B14, and B31, which coincides with a north-westward shift in the Jequitinhonha River downstream of B29 (Figs. 2.3a and 2.1c).

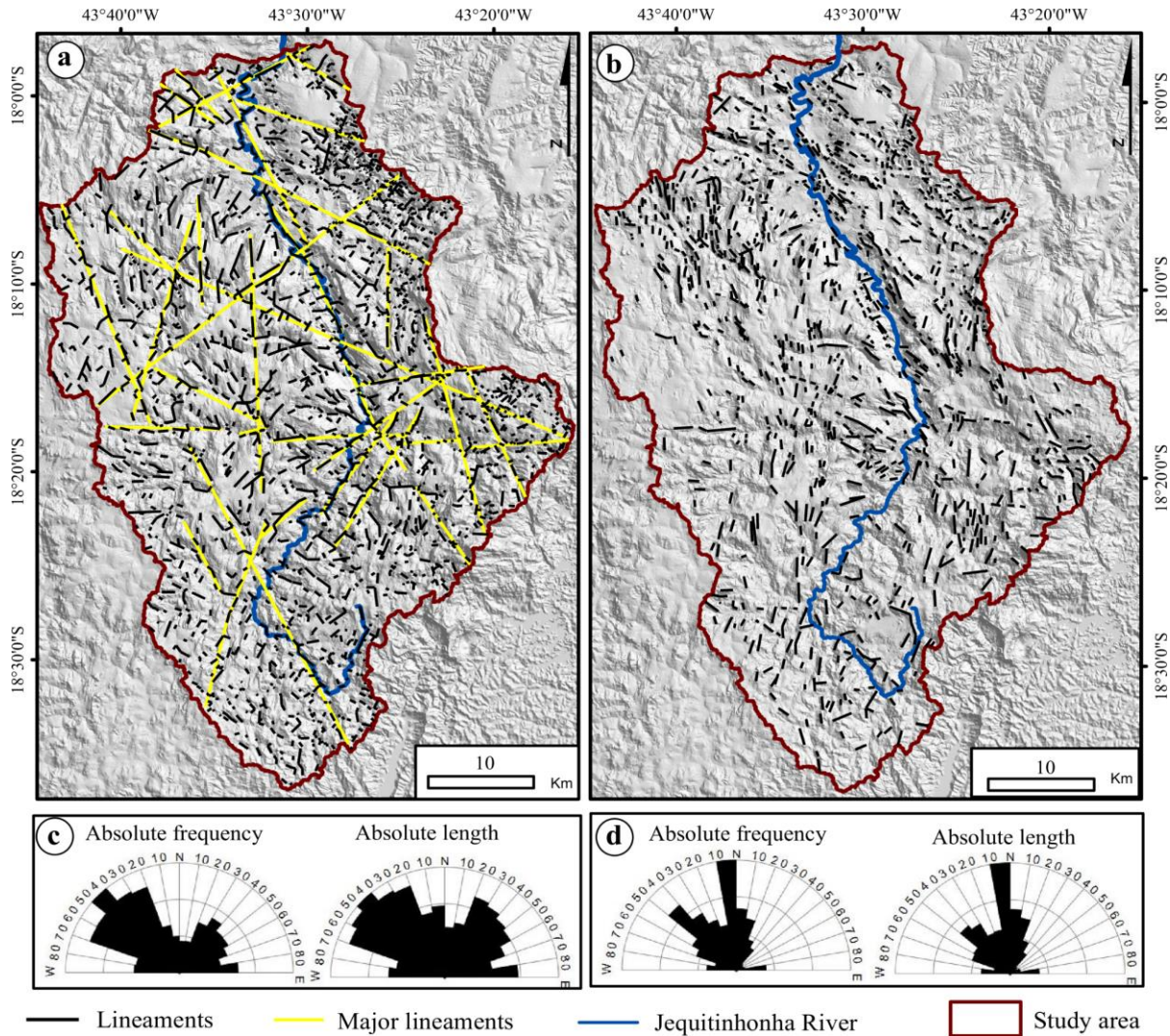


Figure 2.3. Structural lineaments in the study area. (a) Drainage lineaments (negative lineaments); (b) crest and escarpment lineaments (positive lineaments); (c) and (d) rose diagrams for the lineaments in the study area, extracted from the negative (a) and positive (b) segments, respectively.

Most of the trunk river is attached to two major NNW-trending lineaments, which roughly traverse the study area (Fig. 2.3a). These two lineaments are spatially linked to critical geophysical discontinuities (cf. [Caldas et al., 2019](#); [Féres et al., 2021](#)). The western region traverses the Diamantina Plateau and spatially matches a high magnetometric anomaly with depths of ~2 km, likely representing the surface expression of the master fault of Proterozoic rifting, which was later reactivated ([Caldas et al., 2019](#)). Conversely, the eastern NNW-trending lineament spatially coincides with a critical lateral density change (contrasting residual gravity anomalies) and geotectonic discontinuity along the boundary between the Espinhaço and Macaúbas Groups (c.f. [Féres et al., 2021](#)) (Figs. 2.1b and 2.3a).

The results show that the study area hosts critical pre-existing weakness zones likely inherited from precursor lithospheric discontinuities (cf. [King and Anderson, 1998](#)), although detailed lithospheric data are lacking. It is reasonable to consider that these major lineaments may act as stress concentrators from potential isostasy rebounds (e.g., [Silva and Sacek, 2019](#)) and/or large- and small-scale tectonics (mantle processes and far-field stress) (e.g., [Amidon et al., 2022](#)). Therefore, one may expect topographic/tectonic rejuvenation signals along or surrounding these structures and links between these last signals and duricrust dismantling/faulting, as discussed below.

4.2. Spatial distribution of ferruginous and aluminous duricrusts

Numerous weathering profiles, including those of either ferruginous or aluminous duricrusts, were identified at different elevations throughout the study area (Fig. 2.4). They are primarily located in the western domain of the Jequitinhonha River along the Diamantina Plateau (Fig. 2.4a–c), representing ~9.3% of the total area of the low-relief uplands (LRUs). The majority of the identified profiles are ferruginous duricrusts, which are mainly mantle LRUs (Fig. 2.4a–c), with elevations of ~1,000, 1,200, and 1,400 m. Conversely, aluminous duricrusts lay at elevations of 1,400 and 1,600 m (Fig. 2.4c). Thus, these two types of duricrust occur separately at distinct locations in the study area and at elevations with higher topography linked to aluminous duricrusts. The thickness of the entire weathering profile varies from 60 to 800 cm or more, whereas duricrusts commonly present thicknesses ranging from ~50 to 400 cm. Usually, we note extensively hardened slabs in the duricrusts owing to their surface exposure (Fig. 2.4d).

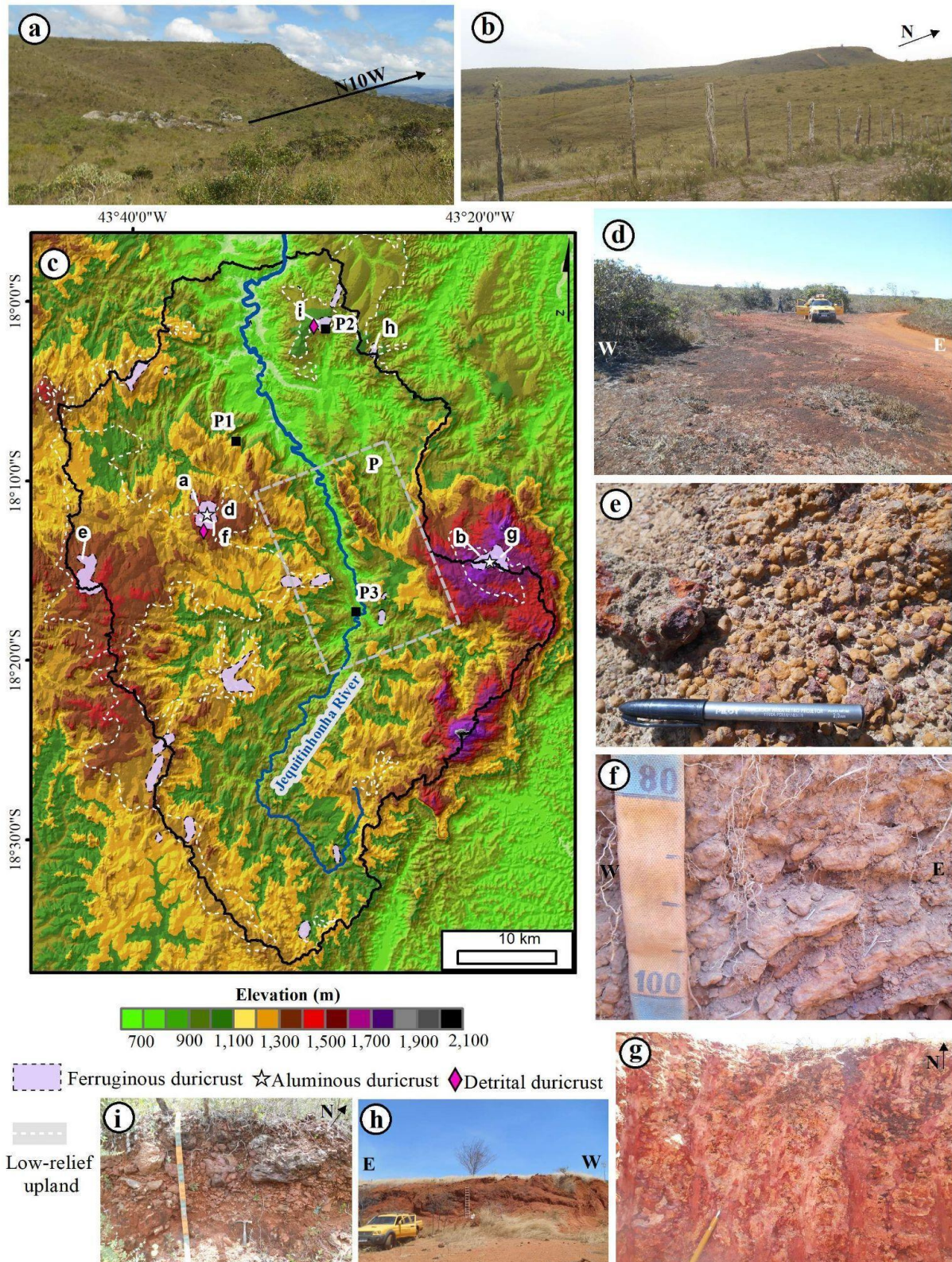


Figure 2.4. Spatial distribution and major features of duricrusts in the study area. (a, b) *In situ* duricrusts mantling LRUs. (c) Spatial distribution of duricrusts and relationships with LRUs; a–i indicates the location of photos a–i. (d) Extensive surface slabs of duricrusts. The duricrusts present distinct morphologies, such as nodular and pisolitic (e), with a preserved parent material structure (f), and mottled (g). Some duricrusts are thick and *in situ* (h), whereas others are evolved from landslides (i). Panel (c) indicates the location of images P–P1–P3, as shown in Fig. 2.10.

The Diamantina Plateau has the most widespread occurrence of duricrusts, with a large morphological and genetic variety. Most duricrusts are formed *in situ*; however, some ferruginous duricrusts develop on colluvial materials. The latter occurs on the top of the flat upland in the south-eastern edge of the plateau at ~1,200 m near catchments B18 and B19 and at ~1,400 m in the far west (catchments B6 and B7; Fig. 2.4e). They cover areas of ~6 and 7 km², respectively, and have thicknesses that do not exceed 200 cm. Some of these profiles developed on colluvium are close to small and rounded hills composed of ferruginized haematite-phyllites (Fig. 2.4f). At the far west edge, the duricrusts are characterised by nodules and pisolite structures and quartzite, haematite-phyllite, and palaeo-duricrust fragments cemented by iron and quartz matrices and interstices filled with goethite (Fig. 2.4e).

Capping the LRUs in catchment B9, aluminous and ferruginous duricrusts developed on haematite phyllites comprise an area of ~5 km². In this portion, ferruginous duricrusts formed on the edges and higher positions of LRUs preserved some rock structure features owing to the strong ferruginization of the coarse saprolite (Fig. 2.4f). This occurrence reveals an exhumed profile resulting from the erosion and transport of an ancient duricrust layer above. At the northern edge of this plateau, we also found aluminous duricrusts with thicknesses greater than 400 cm on top of this domain, presenting a mottled appearance with yellowish, orange, and reddish spots. They formed an extensive slab that covered the plateau hinterland (Fig. 2.4d). Additionally, detrital ferruginous duricrust occurs, associated with landslides at the valley bottoms and escarpment foothills linked with N10W-trending faults (Fig. 2.4a).

In the far eastern study area (highest elevation, ~1,600 m), aluminous duricrusts with thicknesses of up to 380 cm cover an area of ~6 km². Such duricrusts evolved over haematite-phyllites and had a mottled morphology, with whitish, yellowish, and pinkish colours (Fig. 2.4g). Interestingly, in the far north-eastern portion of the study area, with the lowest elevation, minor occurrences of ferruginous duricrusts were identified (~1–2 km²). The duricrusts of the latter sector are associated with plateau remnants marked by LRU patches at the uppermost elevation of ~1,000 m. In this sector, we also noted *in situ* duricrusts associated with metarhythmites, with thicknesses exceeding 400 cm (Fig. 2.4h), and thin duricrusts (up to 100 cm) that evolved from colluvial material (Fig. 2.4i).

We observed N10W-trending faults breaking or steepening horizons of duricrust profiles (Figs. 2.5 and 2.4a), especially those linked to the major eastward lineament (Fig. 2.3a). Along the trunk river and surroundings, we note that these faults break the LRUs (Fig.

2.5a and b) and disturb both *in situ* ferruginous and aluminous duricrusts (Fig. 2.5c and d). Furthermore, the LRU in these sectors was bounded downstream by steep and high relief (Figs. 2.4c; 2.5a, b, and d).

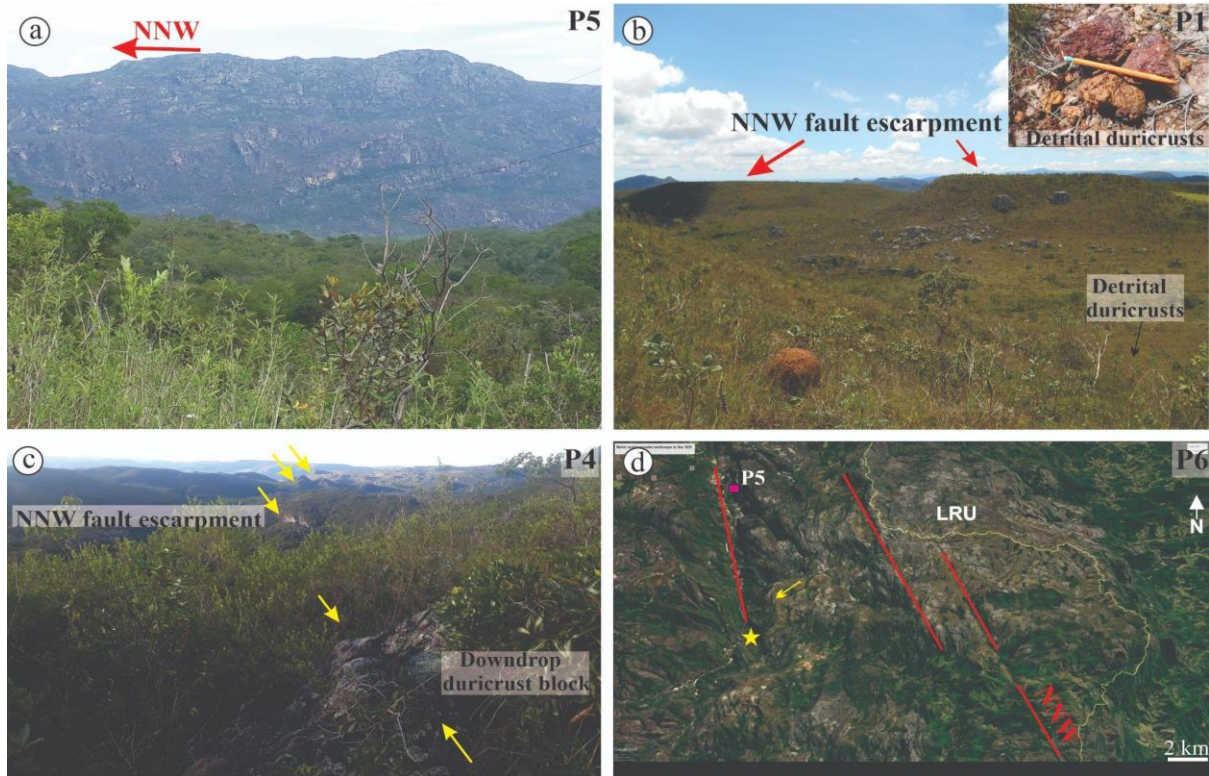


Figure 2.5. Some features associated with NNW-trending faults. (a) NNW-trending escarpment with local relief of ~800 m in the right bank of the Jequitinhonha River. (b) NNW-trending fault escarpments and land sliding repositioning detrital duricrusts in the foothill and valley floor. (c) Regional NNW-trending fault affecting *in situ* duricrust and fault-stepped blocks of Fig. 10a. (d) Google Earth Pro image shows a faulted and stepped low-relief upland (LRU) by regional NNW-trending faults; stepped low-relief upland patch (yellow arrow) and shift in the trunk river (yellow star) towards a NNW trend. See location of P1, P4, P5, and P6 in Fig. 2.6d.

4.3. Topographic signatures

The local relief shows a contrasting pattern, ranging from 120 to 1,352 m, with a mean of 445 m. The results reveal a marked eastward gain in relief, except in the north near the outlet, where such a pattern reverses. LRU patches occur upstream of high-local relief stretches (Fig. 2.6a–c), hosting the majority of duricrusts (Fig. 2.6a). A more continuous and larger LRU occurs in the western domain, mostly sustaining the uppermost portion of the Diamantina Plateau, with a mean elevation ranging from ~1,250 to ~1,400 m (Fig. 2.6a and b). This LRU core is roughly bounded downstream by a stretch of medium local relief (~500 m), except near the 90° trunk river's shift towards NNW-SSE. In this later sector, the values increase strongly (~1,000 m of local relief), as do the values of the hillslope angle (Fig. 2.6d).

We note a critical asymmetry of the pattern of local relief between the eastern and western major divides of the Upper Jequitinhonha River (Fig. 2.6c), which is not coincident with changes in lithology within the study area, except for the northern portion (Fig. 2.2). Importantly, the interfluvial zone between the Jequitinhonha, Doce, and Araçuaí catchments roughly surrounds the boundary between quartzites/duricrusts and the least resistant rocks (gneisses/granitic) (Fig. 2.1b). It therefore hosts a likely contrasting rock strength (cf. Peifer et al., 2021). This rock strength boundary agrees with the high-local relief stretch bordering downstream areas of the eastern edge outside the study area (Fig. 2.6c).

In this sense, a prominent eastward high-local relief stretch (~1,350 m) marks the interfluvial zone, which separates the Jequitinhonha catchment from the Araçuaí and Doce catchments to the northeast and south-east (Fig. 2.6c), respectively. This high-relief stretch rims a minor core of the LRU at ~1,600 m in catchment B36 and branches towards the trunk river following the NNW-SSE trend, persisting in the north-western edge of the study area. In contrast, the western major divide is bounded by a lower local relief (from ~200 to ~500 m) (Fig. 2.6c). Following the westward major NNW lineament along catchments B19 to B14, we noted a stark change in the local relief, with a westward gain bounded by such a structure (Figs. 2.6c and 2.3a). LRUs also occurred in the far south-western and north-eastern domains at ~1,250 m along the major western divide and at ~1,000 m, respectively (Fig. 2.6c).

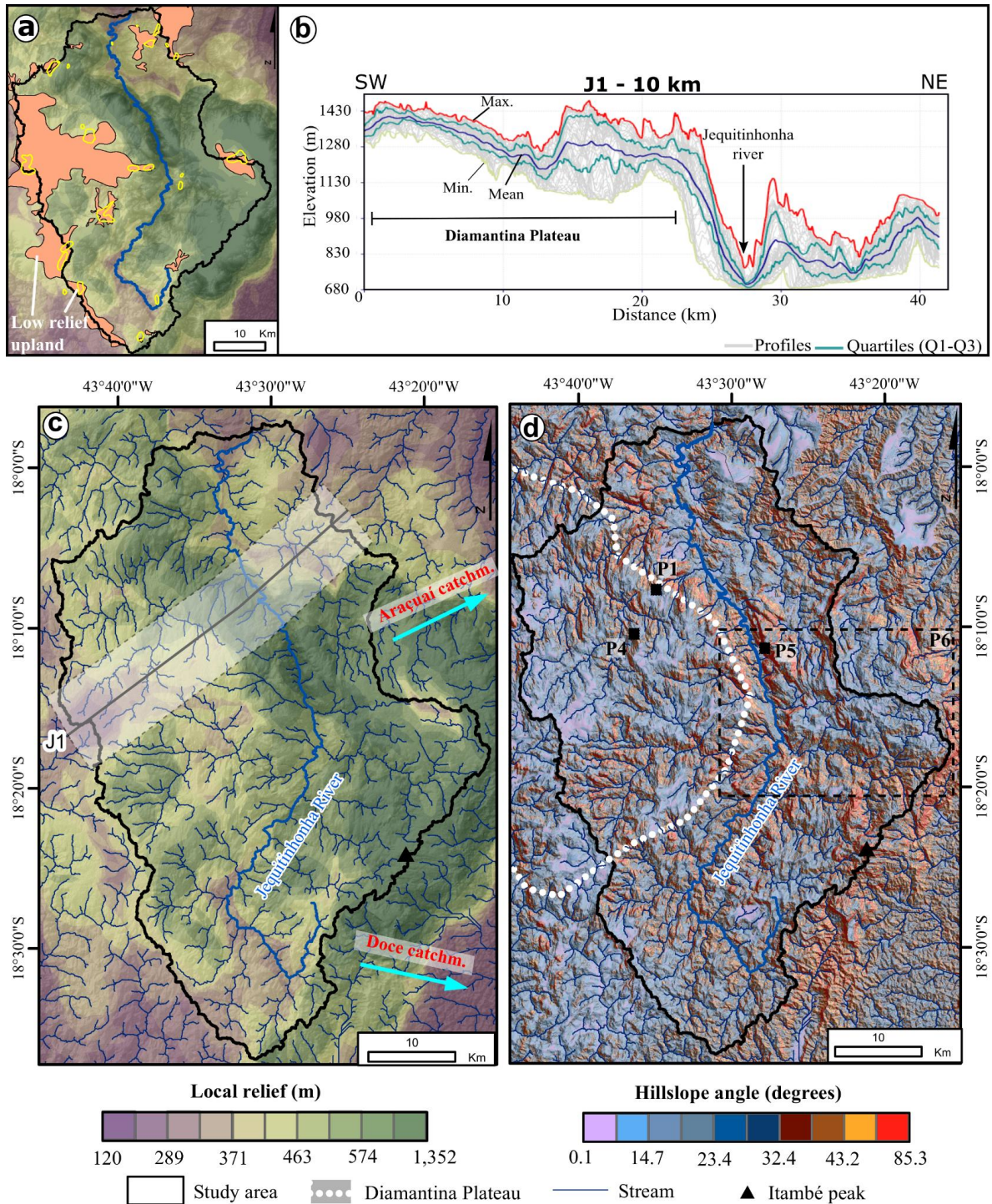


Figure 2.6. Topographic metrics of the study area. (a) Map of local relief, highlighting the spatial distribution of the interpreted low-relief upland patches. (b) Swath profile J1 crossing both banks of the Jequitinhonha river in the northern domain. (c) Local relief in the study area extracted using a 4-km radius window. (d) Map of the spatial distribution of hillslope angles over a hillshade image. Panel (d) indicates the location of images P1, P4, P5 (black square), and P6 (black-dashed line), as shown in Fig. 2.5.

The J1 swath profile (Fig. 2.6b) highlights the more continuous LRU patch in the Diamantina Plateau and the topographical contrast bounded by the trunk river between this plateau and the north-eastern sector. The boundary was marked by a sudden drop of ~600 m

in elevation and ~800 m immediately southward (Fig. 2.5a). This stark escarpment was controlled by the NNW-SSE trend (Figs 2.3a and 2.6). Around catchments B9 and B10 (Fig. 2.1c), near the immediate downwards component of the LRUs, we noted successive N10W-trending fault escarpments causing stepped surfaces mantled by landslides, including duricrust fragments (Fig. 2.5b). These landslides moved detrital duricrusts towards the foothills and valley floors. Therefore, *in situ* ferruginous duricrusts on top of such LRUs are dismantled by N10W-trending faults, resulting in steps of detrital duricrust that are likely associated with gravity processes (Fig. 2.5c).

The LRUs are highlighted by low hillslope angles with a mean between 0, 1, and ~10°, characterising flat patches associated with divides and headwaters, bounded by high incision drainage. Similar to the local relief pattern, the hillslope angles showed a contrasting topographic pattern between the eastern and western major divisions of the Upper Jequitinhonha catchment (Fig. 2.6d). In this sense, the eastern divide is bounded by a high-hillslope angle stretch in the south-eastern part of the study area, which branches and cuts across the Jequitinhonha River, advancing towards catchments B2 and B1. Conversely, the western divide has lower hillslope angles. We note that the highest hillslope angle values coincide with the stark NNW-SSE escarpment along the trunk river near the central part of the study area (Figs. 2.6d and 2.5a,d), which matches the high local relief stretch at ~800–1,200 m and the eastern major NNW lineament (Figs. 2.6c, 2.5a, and 2.3a). In this sector, we note that the LRU patches are stepped by NNW-trending faults (Fig. 2.5d). Similar to the local relief pattern, a high hillslope angle stretch roughly surrounds the Diamantina Plateau (Fig. 2.6d).

Values of k_{sn} range from 0.08 to 1,512 $m^{0.9}$, with an average of 70 $m^{0.9}$ in the study area (Fig. 2.7a). The highest values of k_{sn} ($> 100 m^{0.9}$) occurred mainly in the central-eastern and north-western portions, whereas the north-eastern and southern regions of the area had the lowest values ($< 50 m^{0.9}$). Therefore, the results revealed that the high- k_{sn} stretches agree with the high-local relief stretches (Figs. 2.6c and 2.7a).

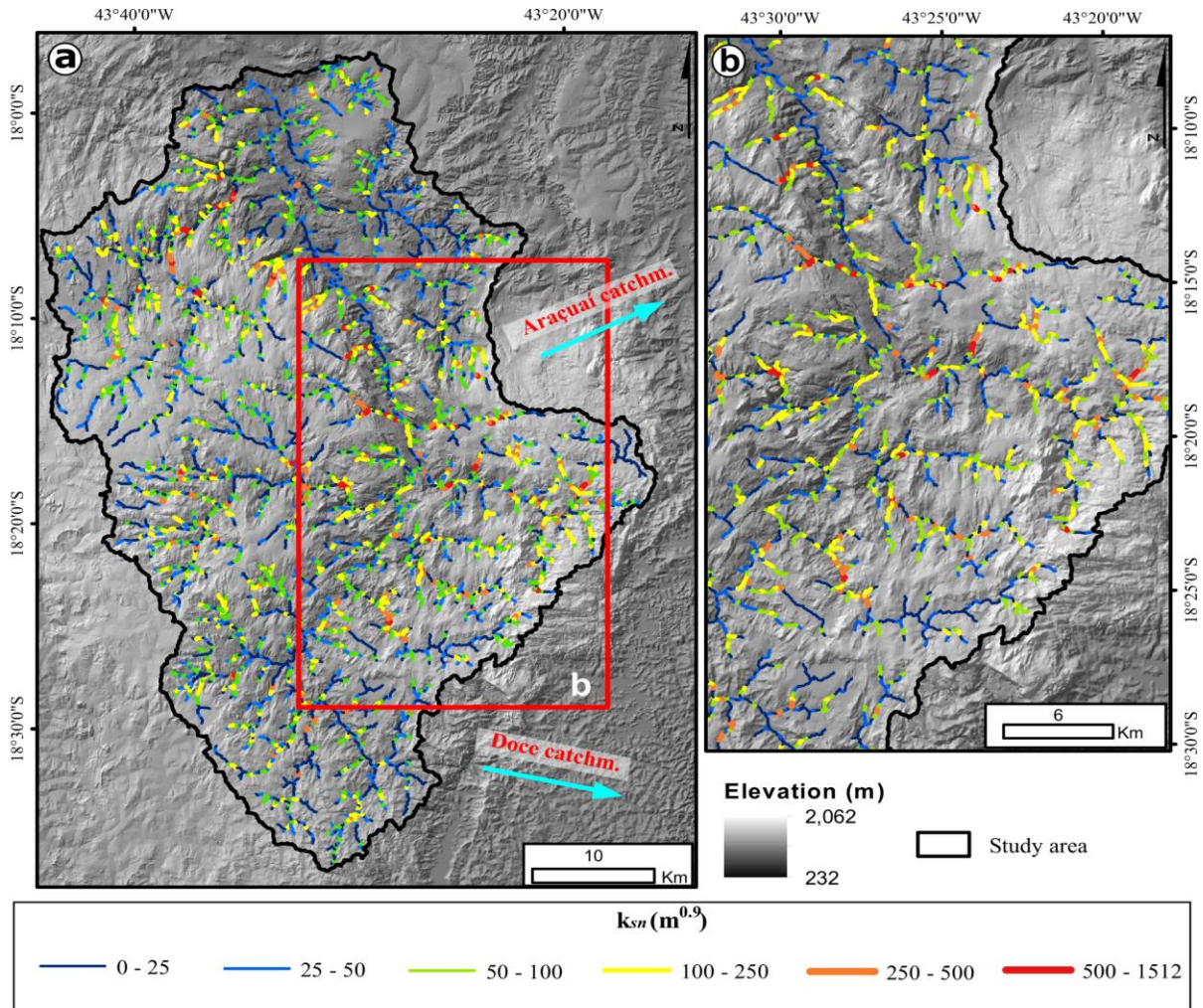


Figure 2.7. Map showing the spatial variation in normalised channel steepness (k_{sn}). (a) Upper Jequitinhonha catchment and adjacent areas and (b) detailed sector in the central-eastern domain with higher k_{sn} values along the NE-trending segment of the trunk river and the majority of the headwater tips.

We observed a stark contrast in the k_{sn} values between the major NNW- and NE-trending segments of the trunk river, where lower k_{sn} values dominate the first segment. These lower k_{sn} values also coincide with weaker rocks (Figs. 2.7a and 2.2). However, along the major NNW-trend segment of the trunk river, contrasting k_{sn} values occurred between tributaries on the left and right sides near the confluence with the trunk river, as evidenced by the higher values in the first (Fig. 2.7a). In the eastern domain, in the central part of the area, there was a discrepancy in the spatial variation in k_{sn} along the segments of almost all drainages, with smoother ($< 50 m^{0.9}$) interspersed with steeper stretches ($> 100 m^{0.9}$) (Fig. 2.7b). Generally, the channel segments with higher k_{sn} values are oriented mostly in the NE-SW and NW-SE directions and less often in the \sim E-W trend, followed by the N-S direction (Fig. 2.7a,b).

4.4. Knickpoints and river profile analysis

The river network features 204 knickpoints at elevations ranging from ~700 to > 1,400 m and heights between 32 and 277 m (Fig. 2.8). Most knickpoints occur in a very strong lithology because this class represents ~82% of the area against ~13% of moderately strong rocks and only ~4% of weak rocks (Fig. 8a). We observed that knickpoints were less evident in the north-eastern portion and in the wider LRU patch on the Diamantina Plateau (Fig. 2.8a). In the former, more erodible lithologies dominate; some contrasting rock strengths occur between the different bedrock types. Additionally, we noted small LRUs patches mantled by *in situ* ferruginous duricrusts with the lowest elevations (~1,000 m) in this portion. Outside these two portions, the knickpoints were spatially scattered throughout the area. However, the knickpoints do not show a random distribution; instead, they are concentrated in the high k_{sn} and local relief paths, which roughly follow the NNW and NE trends (Figs. 2.6c, 2.5a, and 2.8a).

Additionally, knickpoints were noted at lower elevations (700–850 m) along tributaries near the major NNW-trending segment of the trunk river, whereas high-elevation knickpoints (> 1,200 m) were noted near the eastern major divide in the central area (catchments B30–B32) (Figs. 2.8a and 2.1c). Interestingly, the low-elevation knickpoints (700–850 m and 851–950 m) near the base level are farthest from the trunk river and become closer to the trunk river with an increase in the upstream distance from the outlet (Fig. 2.8a).

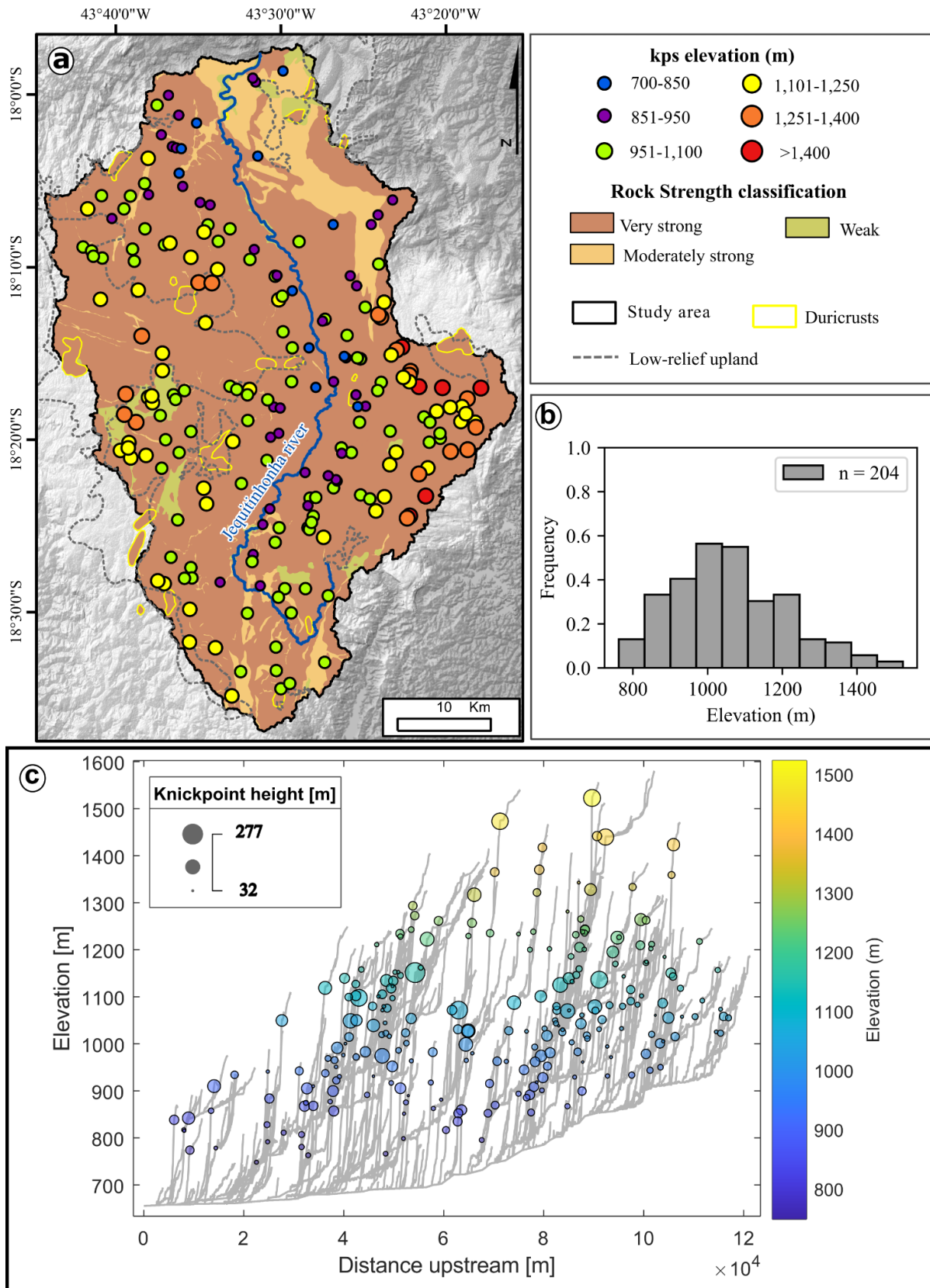


Figure 2.8. Knickpoints of the drainage network in the study area. (a) Map distribution of knickpoints classified by elevation and their relationship with rock strength and low-relief uplands. (b) Histogram of the knickpoint elevation (above sea level) and frequency for all extracted knickpoints. (c) Longitudinal river profiles and knickpoint heights.

Despite being scattered in elevation in the longitudinal profiles, which makes it difficult to identify well-marked clusters, the statistical analysis showed that the majority of knickpoints are concentrated at three main elevation ranges (Fig. 2.8b,c): a) ~850–950 m, mainly surrounding the trunk river in tributaries roughly near the confluence; b) ~950–1,100 m, the most frequent (Fig. 2.8a,b) and mainly along intermediate segments of rivers (Fig. 2.8c); and c) ~1,100–1,250 m, mostly achieving the lower and intermediate segments of the headwaters (Fig. 2.8c). We observed these knickpoints surrounding and advancing towards the Diamantina Plateau and roughly bordering the LRU patches (which are mantled by strong/highly resistant bedrock/duricrusts), as well as other patches (Fig. 2.8a). In contrast, knickpoints advance towards the catchment boundary in the remaining sectors of the study area.

A few knickpoints at > 1,400 m are concentrated in a narrow stretch near the eastern major divide in resistant lithologies. These high-elevation knickpoints, along with those at elevations ranging from 1,100 to 1,150 m, show the highest knickpoint heights (> 200 m) (Fig. 2.8a,c), likely representing waterfalls. The highest-elevation knickpoints (> 1,400 m) bound a gently sloping upstream portion from a pronounced steep downstream portion (Fig. 2.9a).

The river network revealed a scattered pattern of knickpoints, nonlinear river profiles, and steeper slopes downstream of the knickpoints in the χ -elevation space (Fig. 2.9). The scattered pattern complicates the chi-plot analysis, yet we note roughly four peaks in a narrow range of χ values around 1, 2–3, 4–5, and 6 km, suggesting slope-break migrating knickpoints (Fig. 2.9a). Among the chi-plots of the selected catchments (Fig. 2.9b–o), we note more clearly the peaks at 2–3 km of χ values around 1,100–1,200 m (Figs. 2.9e–h, j, and l–o) and minor peaks at 1 km of χ values around 950–1,100 m (Figs. 2.9b,f,g,l–n). These results are consistent with the statistical analysis, which points to elevation ranges among the three most frequent (Fig. 2.8b).

Despite the prevalence of high bedrock/duricrust strength, the dominance of nonlinear transformed profiles in the study area is clear. However, some main stems of the catchments show linear profiles in the χ -z space (Fig. 2.9b–c), although their tributaries are not collinear.

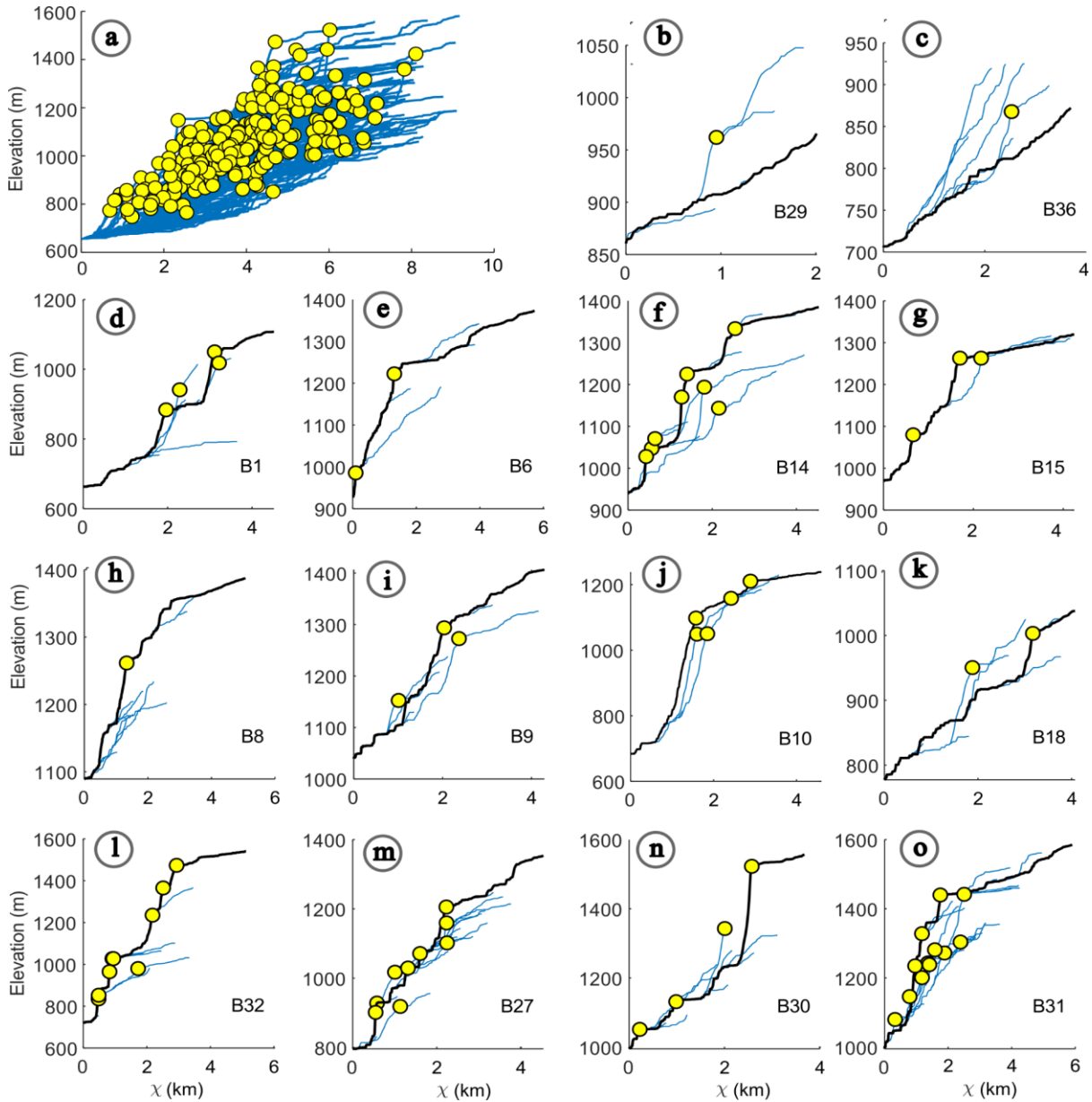


Figure 2.9. χ -transformed river profiles and knickpoints. (a) χ -transformed river profiles and knickpoints for the river network of the study area. (b–o) χ -transformed river profiles and knickpoints for the 14 selected third-order catchments (see location in Fig. 2.1c).

The catchments present a different pattern near the outlet: oscillatory (Fig. 2.9d), steepening (Fig. 2.9e), or smoothing slope (Fig. 2.9f). However, most of them show a decrease in the χ - z slope (k_{sn}) downstream near their outlet (Fig. 2.9d, f–m) contrasting to other catchments (Fig. 2.9e, n–o). Additionally, the upstream portions present different χ - z slope patterns between the selected catchments, ranging from linear and gentle (Fig. 2.9f–h, j, l, n) to nonlinear and steeper slopes (e.g., Fig. 2.9e, i, k, m, o). Interestingly, the profiles that

have upstream duricrusts present a second slope pattern (Fig. 2., i, o), except for B29 (Fig. 2.9b) and B36 (Fig. 2.9c), where the entire profile is linear.

The chi-plots highlight a critical difference in elevation for the LRUs in the study area (Fig. 2.9), with an eastward gain in elevation (at ~1,450–1,550 m) (Figs. 2.9l,n,o), whereas those in the Diamantina Plateau range from ~1,200 to 1,350 m (Fig. 2.9e–i). Both sectors contrast with the lower elevation of ~1,000 m in the northern portion (Fig. 2.9c). Importantly, despite diverging in elevation, all of these sectors contain similar *in situ* ferruginous duricrusts capping the LRUs. However, aluminous duricrusts in the lower sector (~1,000 m) are lacking. Lastly, the χ -z space analysis provides a visual estimate of the maximum magnitude of fluvial incision (Kirby and Whipple, 2012) on the order of ~800 m (Fig. 2.9a,l), with a prevalence of ~400 m for the selected catchments.

5. Discussion

5.1. Links between duricrusts, bedrock lithology, and topography dynamics

The slow pedogenetic processes associated with the formation of *in situ* duricrusts in LRUs allow us to infer the age of these profiles. (U-Th)/He and ^{40}Ar – ^{39}Ar dating methods on Fe oxides from similar duricrusts in other regions of south-eastern Brazil (e.g., Quadrilátero Ferrífero - QF, Brazilian Atlantic Plateau, Paraíba do Sul Valley) reveal ages from 70 Ma to the present (Monteiro et al., 2014, 2018; Vasconcelos and Carmo, 2018). These studies show the precipitation peaks of Fe oxides during wetter periods. Previous climate studies on the SER, Brazilian Atlantic Plateau, and QF (e.g., Carmo and Vasconcelos, 2004; 2006; Varajão et al., 2020) suggest that the existing *in situ* duricrust profiles in the study area may have presented climax development in the Middle Miocene, favoured by wetter climatic conditions. What could explain this long lasting “half-life” for these preterit soil profiles in humid tropical PPLs?

For the QF (Fig. 2.1b), several studies pointed out differences in the denudation rate associated with different lithologies, with the lowest rates obtained on quartzites, ranging from 0.3 to 2.5 m My⁻¹ (e.g., Varajão et al., 2009). Conversely, Monteiro et al. (2018) detected a lower denudation rate in ferruginous duricrusts of the QF (0.17–0.31 m My⁻¹ from cosmogenic ^3He data) and suggested that plateaus covered by duricrusts are more resistant to erosion than those supported by quartzites. The long persistence of duricrusts in humid tropical landscapes is thus favoured by their high hardness (e.g., Monteiro et al., 2018).

This high duricrust strength and the noted genetic variation between the duricrusts and haematite-phyllites in the study area (Fig. 2.4f,g) likely reversed the expected high erodibility on the surface, which turned them into a resistant material even more than the quartzites. Therefore, the expected contrasting strength from the precursor geology in some portions (lateral alternation between resistant quartzites and erodible haematite-phyllites) changed to the alternation of highly resistant materials in the LRUs (quartzites and duricrusts) (Figs. 2.8a and 2.6a). The development of duricrusts increased the strength of these zones and, hence, the overall bedrock strength in the study area. Although discontinuities affect rock strength, their approximate homogeneity in the area (Fig. 2.3) suggests a minor discontinuity-driven contrasting strength.

The high erosion resistance of quartzites is a widely recognised property owing to the low chemical reaction and high physical strength of silica-cemented metamorphic rocks (Gerrard, 1988; Wray and Sauro, 2017). Thus, the prevalence of strong and high bedrock/duricrust strength in the study area enables the expectation of high values of mean elevation and low range for topographic metrics (e.g., Forte et al. 2016), as well as low denudation rates (Bierman and Caffee, 2001). Studies with ^{10}Be data for the last 1.38 Ma in the three major catchments of the SER (i.e., São Francisco, Doce, and Jequitinhonha) revealed denudation rates $< 5 \text{ m My}^{-1}$ associated with quartzites, but higher denudation rates in the quartzites of Jequitinhonha than those of São Francisco (Barreto et al., 2013). Although one of the quartzite samples analysed in Jequitinhonha is located in the study area, it was collected in the core of the Diamantina Plateau within the uppermost LRUs. Thus, they were collected away from zones of high local relief, slope, and hillslope angle. The low denudation values reported by Barreto et al. (2013) are expected for broad intraplate low-rate tectonics and are consistent with our results for this sector. However, they do not represent high-local relief and slope zones, which our results reveal to coexist with the smoothing slope of the LRUs in the study area.

A slope-break migrating knickpoint traversing quartzites capped by duricrusts may experience a slowdown in their migration rate (e.g., Whipple and Tucker, 1999; Bishop and Goldrick, 2010) when it achieves the boundary of duricrusts. Additionally, a steepening slope and higher k_{sn} in the channel reach will be created immediately downstream of the duricrust. In this sense, the higher resistance of the duricrusts likely contributes to the persistence of LRUs, acting to delay the arrival of the knickpoint in the uppermost headwater tips (c.f. Peifer et al. 2021; Marques et al., 2021). This explains the gentle slope of the headwaters in the upland core (Figs. 2.6, 2.7, and 2.9a). Therefore, the presence of duricrusts may slow the

response time of the river network and decrease the denudation rate, similar to resistant rocks in homogeneous bedrock lithology (Whipple, 2001; Bierman and Caffee, 2001; Bishop and Goldrick, 2010).

Despite this strong bedrock/duricrust strength and the links described above, our findings show that some rock-type strength variability occurs, especially in the far western, north-eastern, and southern portions (Fig. 2.8a). We note that this contrasting strength exerts a local influence on the erosional river incision and hence adds complexity to the topographic dynamics.

In this sense, a stationary knickpoint may emerge around the boundary between the resistant quartzites/duricrusts of the LRUs and more erodible rocks downstream, and remain fixed (Kirby and Whipple, 2012). Additionally, migrating knickpoints when achieving the boundary with the upstream LRUs may be delayed, as previously described. This may cause noise and scattered patterns in the χ -transformed river profiles and highlight the contrasting local relief between the two areas (Forte et al., 2016). Likewise, the contrasting rock strength in the far western (around B14) and north-eastern portions (B36) contributes to creating non-collinearity between the tributaries and the main stem of the catchments (Perron and Royden, 2013) (Fig. 2.9f,c). Mixed stationary and migrating knickpoints are evident in catchment B14 (Fig. 2.9f). Despite the contrasting rock strengths of both sectors, our results show a divergent pattern in the channel incision erosion and topographic signals between them.

The far western portion presents a higher contrasting strength than the north-eastern portion (Fig. 2.8a). Additionally, the former has a higher k_{sn} , wider LRU patch, and dominance of very strong bedrock, whereas the latter shows a lower k_{sn} , minor LRU patch, and moderately strong bedrock (Figs. 2.7a and 2.8a). The overall higher erodibility of the north-eastern region appears to surpass the contrasting strength and speed of the response time of the fluvial system in this sector (c.f. Whipple, 2001). Therefore, the spatially variable lithology and expected higher erodibility rate are compelling arguments for the roughly eastward absence of migrating knickpoints (Fig. 2.8a), which likely achieved the tips of the headwater and disappeared. This renders the main stem and the majority of the tributaries of the catchments steady state, except where persistent duricrusts in LRUs slow knickpoint migration (Fig. 2.9c). Thus, the duricrusts into the LRU prevent catchment B36 (Fig. 2.1c) from reaching a steady state. The low representation of duricrusts in relation to LRUs (~9.3%) in the study area suggests pronounced and long-term dismantling. These results support the argument of a larger spatial distribution of duricrust in the past, capping a substantial area of the landscape.

Therefore, duricrusts have a remarkable influence on increasing the “half-life” of the topography, even when a more erodible bedrock prevails. The already adjusted channels show a non-collinear pattern in the north-eastern sector, likely due to variable erodibility (Perron and Royden, 2013). This also explains the different signatures in the χ -z slope and χ -z space river profiles between both sides of the trunk river in this portion (e.g., Fig. 2.9c,d).

Conversely, in the far western portion, B14 (Fig. 2.1c) shows an abundance of knickpoints (migrating and stationary types) (Fig. 2.9f), likely due to the dominance of resistant quartzite/duricrust, surpassing the local higher contrasting strength.

Thus, we propose that in the north-eastern part of the study area, the higher rate of erodibility is responsible for accelerating the migration of knickpoints and for the faster (but still unfinished) steady-state achievement of the drainage network. In contrast, the overall predominance of highly resistant quartzites and duricrusts delayed the denudation rate and fluvial response of the study area. Therefore, the unique lithological setting of the SER reveals that despite the rough dominance of resistant bedrock lithology and low contrasting rock strength, the coexistence of minor portions of more erodible lithologies exerts a critical influence on the complex geomorphic evolution. Therefore, our findings point to lithology and bedrock/duricrust strength as the first-order control factors.

Nevertheless, our results show a stark contrast between the topographic signatures (local relief, hillslope angle, and k_{sn}) and transient signals in the overall river network (e.g., nonlinear river profiles and steeper slopes downstream of knickpoints in χ -z space) (Fig. 2.9) (Perron and Royden, 2013). This is particularly clear between the eastern and western domains in the central area (Figs. 2.4, 2.6, and 2.7). Interestingly, similar resistant rocks dominate in both, presenting duricrusts associated with LRUs. Furthermore, we observed a likely outside influence of changes in lithology surrounding the eastern interfluvial zone among the major regional catchments, i.e., Jequitinhonha, Doce, and Araçuaí (Figs. 2.1b and 2.6c). Therefore, although the links described above sustain lithology and rock/duricrust strength as first-order controlling factors in topographic dynamics, the results suggest a likely interaction with more controlling factors.

5.2. Topographic rejuvenation and transience signals

Our findings reveal a relief growing along specific stretches of the study area marked by high k_{sn} , local relief, and hillslope angles in contrast with LRUs, which have low values of such topographic metrics and gentle channel slopes (Figs. 2.6, 2.7, and 2.9). These likely rapid denudation sectors, which define a stark contrast with smooth uplands, indicate

unsteady signals in the topography and transient fluvial incision (Kirby and Whipple, 2012). These surface dynamics appear to progressively dismantle *in situ* duricrusts, controlling their spatial distribution.

The dominance of nonlinear χ - z space profiles in the drainage system, where resistant bedrock lithologies prevail and the erodibility is likely invariant (Figs. 2.1c, 2.8a, and 2.9e,h,j–o), provides compelling evidence for ongoing adjustment of the landscape to a boundary condition change. We also noted that the knickpoints bound a range of upstream drainage areas (Figs. 2.1c and 2.8a), suggesting that they did not achieve a threshold drainage area. Thus, our findings show that many of these knickpoints may be related to a progressing transient response of the landscape to the perturbation, which triggered them (Crosby and Whipple, 2006; Boulton et al., 2014). Therefore, despite the difficulty in pinpointing a unifying knickpoint cluster in a single elevation and χ value in χ - z space, the study area presents geomorphic signals indicative of ongoing landscape transience in Upper Jequitinhonha.

Furthermore, the gentle slope channel segments related to LRUs upstream of knickpoints, which bound steep slopes downstream (Figs. 2.4a and 2.9), demonstrate coexistence between upward relict and downward transient landscapes. This is characteristic of the regional uplift/base-level fall of unsteady landscapes (e.g., Bishop and Goldrick, 2010; Kirby and Whipple, 2012). Likewise, the prevalence of steeper slopes downstream of the slope-break knickpoints sustains higher uplift rates downstream than above. Importantly, hanging palaeochannels (Fig. 2.10a), landslides downstream of knickpoints (Fig. 2.4a), and stepped straight terraces along both sides of the trunk river (Fig. 2.10b) were consistent with one or more episodes of uplift/base-level fall-driven perturbation in the study area.

However, we noted a variable elevation for the LRUs upstream of the knickpoints. These results indicate an eastward gain of approximately 200 m in elevation for the LRUs hosting duricrusts of the far east portions (B30–B32). In contrast, we noted similar LRUs at < 1,000 m in elevation near the trunk river (B29), as well as in the north-eastern portion (B36) (Fig. 2.9). Interestingly, we also noted an eastward increase in elevation for both aluminous and ferruginous duricrusts.

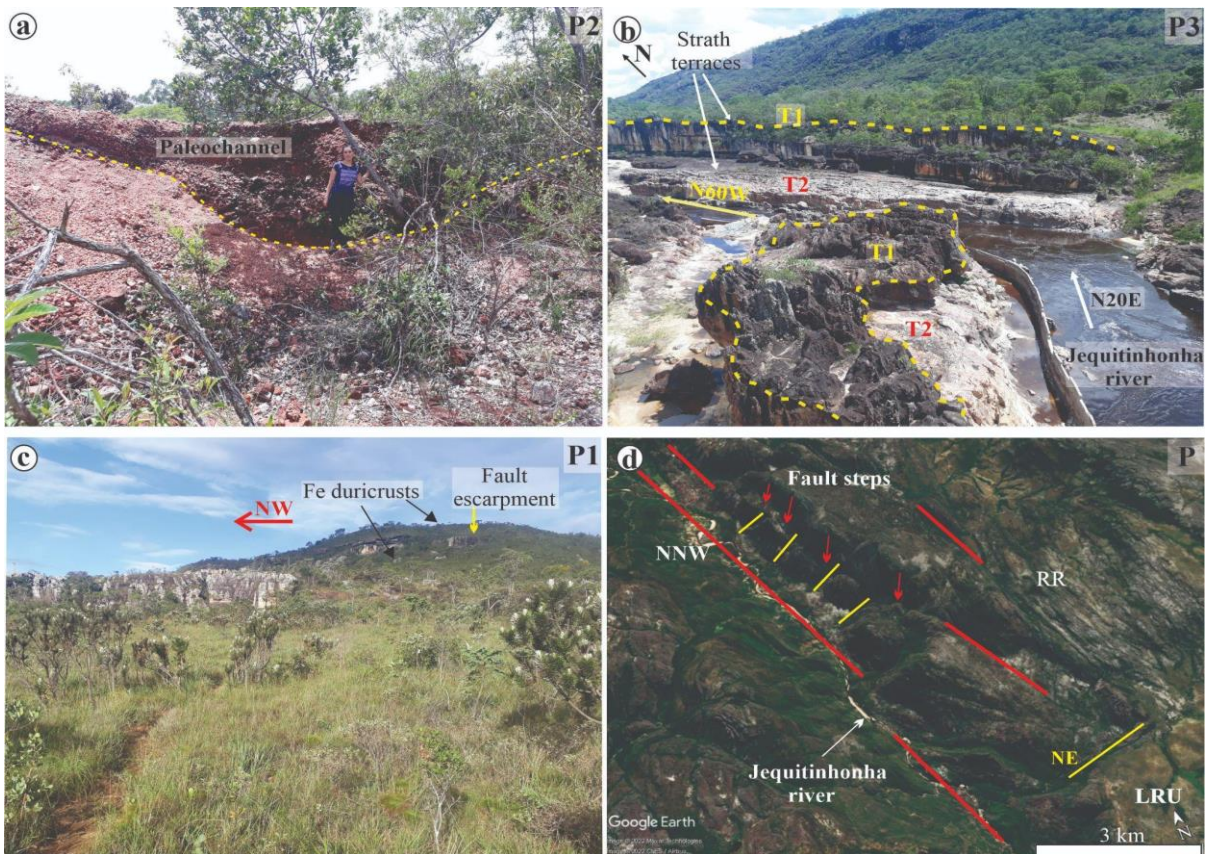


Figure 2.10. Signs of reactivated weakness zones. (a) Paleochannel sediments with detrital duricrusts in a hanging strath terrace. (b) Sector with an approximate 90° shift in the Jequitinhonha River towards a NNW trend and affected by NE and NW faults, as well as strath terraces (T1 and T2) generated by a strong incision (see regional location represented by yellow star in Fig. 2.5d). (c) NW-trending fault escarpment stepped *in situ* ferruginous duricrust and dismantled by land sliding. (d) Google Earth image showing escarpment (see Fig. 2.5d for detail) and trapezoidal facets displaced by NE faults (yellow line) along main NNW-trending fault (red line), as well as fault steps on the right bank of the Jequitinhonha River. LRU: low-relief upland. RR: rejuvenated relief. See Fig. 2.4c for location of the images.

These variant elevations for LRUs hosting duricrust challenge the interpretation of relict landscapes and uplift/base-level fall-driven transience if one considers a spatially uniform rock uplift rate (Whipple, 2001; Perron and Royden, 2013). As the study area is devoid of pronounced precipitation variability (Barral, 2018), it is unlike the precipitation influence. Likewise, large captures in the eastern domain appear to be unusual, except for the south-eastern region, where we note an asymmetric divide and likely area loss of B24 and B26 for the Doce catchment (Fig. 2.6c) (cf. Willett et al., 2014; Whipple et al., 2017). Additionally, the LRUs traverse both sides of the divide (Fig. 2.6a), thus suggesting an unlikely divide migration for such variant elevations (e.g., Whipple et al., 2017).

Therefore, although measures of the erodibility (K) and rock uplift rate were not computed, our results indicate likely spatially variable rock uplift rates, erodibility, or both for the fluvial system of the study area (Fig. 2.9) (Whipple, 2001; Royden and Perron, 2013).

Given the inferred uniformity of the lithology and rock strength among the eastern and western domains in the central area (Fig. 2.8a), our findings support the hypothesis of a spatially variable rock uplift rate. For the lower elevation of LRUs in B36 and its surroundings (Figs. 2.1c, 2.6a, and 2.9c), the results provide the hypothesis of higher erodibility combined with an inherited and partially persistent tectonic architecture earlier in the duricrust formation. This proposal may be justified by the sector enclosing the rifting and hence glaciogenic sedimentation of the passive margin in the Macaúbas Basin following the closure of the Espinhaço Basin (CPRM, 2003; Alkmin et al., 2007). Importantly, the NNW-trending trunk river segment in this north-eastern sector bound both ancient tectonic units (Fig. 2.2a), representing a critical weakness zone and thus a potential stress concentrator (Talwani, 2014). For the second case (B29; Fig. 2.9b), we identified fault-driven stepped blocks (Fig. 2.5d), which agree with the lower elevation of the LRUs because this portion presents only resistant lithologies; thus, there are no notable relationships with a stark lithological contrast.

Our findings indicate that fault rejuvenation likely occurs less frequently in segments of the NW- and NE-trending lineaments and mostly in segments of the NNW-trending lineaments. These rejuvenation features, combined with relief growing and the high channel slope/hillslope angle (Figs. 2.5, 2.7, 2.10c–d), occur mostly in the eastern domain and are minor along the western edge of the area (Figs. 2.3a, 2.5, and 2.10c–d). As such, dismantled duricrusts associated with land sliding immediately downwards of the LRUs, likely related to NNW faults, suggest fault rejuvenation post *in situ* duricrust profile formation (Figs. 2.5 and 2.10c–d). Additionally, we identified stepped LRUs along fault escarpments (Figs. 2.5b and 2.10c) and χ -z space profiles with knickpoints upstream of NNW-trending lineaments (B27, B10, B31, and B32). The higher estimated magnitude of fluvial incision for B32 and the vertical-step knickpoints near its outlet (Fig. 2.9l) enhance fault rejuvenation along the major NNW-trending lineament in the trunk river. Therefore, these signs of fault reactivation in some reaches may also contribute to the scattered patterns of the knickpoints because knickpoints may emerge upstream of faster slip faults (e.g., Whittaker and Boulton, 2012).

Lastly, our results indicate that the strong and high bedrock/duricrust strength, combined with some local higher erodibility/contrasting strength and added to NNW-trending fault rejuvenation, likely clarifies why knickpoints are roughly scattered in the χ -z space profile of the entire river network.

5.3. Controlling factors

Unravelling the drivers of the topographic rejuvenation of Upper Jequitinhonha, given its complexity, is challenging. Signs of unsteady topography can result from lithology, divide migration, tectonics, rainfall, or base-level variations (e.g., [Whittaker et al., 2007](#); [Willett et al., 2014](#)). Previous studies highlight that the last broad and remarkable rapid cooling and denudation in south-eastern Brazil occurred in the Late Cretaceous/Paleocene (e.g., [van Ranst et al., 2020](#); [Novo et al., 2021](#)) (Fig. 2.11a). For this event, they proposed an uplift due to flexural isostasy, likely coupled with far-field stress (Peruvian phase of the Andean orogeny and high spreading velocity of the Mid-Atlantic Ridge).

As discussed in Section 5.1, the lithology/rock strength cannot be invoked as a unique first-order controlling factor for the topographic/tectonic rejuvenation and transience of the study area. We note an overall smooth slope in the LRUs upstream of a steep slope, added to knickpoints bounding this slope change (Fig. 2.9). Likewise, our findings show a stark contrast in topographic metrics between both relicts (LRUs) and adjusting landscapes with higher values downstream of the former (Figs. 2.6 and 2.7). Therefore, these geomorphic features and topographic metrics, added to the hanging palaeochannel and strath terraces (Figs. 2.10a–b), indicate a downstream rock uplift/base-level fall of the trunk river, triggering erosive waves migrating upwards. Despite the scattered pattern of knickpoints, these results suggest a trend towards some elevation ranges and χ values in χ -z space, which is indicative of transience by rock uplift/base-level fall ([Whipple, 2001](#); [Perron and Royden, 2013](#)). Thus, our findings provide compelling evidence that the previously adjusted landscape, likely in the Middle Miocene (Fig. 2.11b), was later affected by perturbations, which triggered a regional uplift/base level downstream of the trunk river. This suggests that external forcings interact with the lithology and bedrock/duricrust strength in the SER.

Climatic control of the noted local contrasting topography and drainage signatures is unlikely, as there is no critical rainfall variation in the area ([Barral, 2018](#)). Furthermore, the time-scale of the Quaternary climate oscillations was significantly faster (40–100 ka or less) than the response time-scale for river adjustment (ranging from 0.25–5 Ma). Therefore, potential Quaternary climate-driven footprints in fluvial systems may be negligible ([Whipple, 2001](#)).

We observed probable signs of divide migration in some sectors, such as the neighbouring areas of B24 and B26. However, the noted patterns of the topographic metrics and LRUs, as well as the spatial variation in channel slope, challenge this autogenic process as a first-order controlling factor for the observed topographic rejuvenation and transient conditions (e.g., [Whipple et al., 2017](#)).

Speculation on tectonics or flexural/denudational isostasy requires consideration of the continental interior intraplate setting of the study area and, thus, its expected low-rate tectonics (e.g., [Stain and Mazzotti, 2007](#)). Indeed, Mid-plate South America is the least tectonically active intraplate region in the world, yet it is also the least examined ([Agurto-Detzel et al., 2017](#)).

Intraplate PPLs with denudational unloading at rates of approximately 5 m Ma^{-1} enable isostatic rebound-driven rock uplift ([Bishop and Goldrick, 2010](#)). Such an isostatic mechanism triggers episodic base-level lowering of the trunk river and hence transmits the sign to the overall upstream tributaries. Likewise, our findings show overall transient signals not constrained by a threshold drainage area and the dominance of nonlinear χ - z space profiles. Interestingly, low rates of $\sim 5 \text{ m Ma}^{-1}$ were found in the SER ([Barreto et al., 2013](#)); thus, they are congruent with the isostasy hypothesis. In addition, the projected magnitude of mean ($\sim 400 \text{ m}$) and maximum ($\sim 800 \text{ m}$) incision (Fig. 2.9), similar to other PPLs (e.g., [Boulton et al., 2014](#)) are consistent with a denudational/flexural isostatic rebound-driven rock uplift (e.g., [Bishop and Goldrick, 2010](#)). Therefore, we must consider the influence of onshore exhumation and the corresponding offshore sediment loading episodes in the passive rifted margin.

Previous studies have indicated a Pliocene uplift in the SER ([Saadi, 1995](#)). Indeed, the likely *in situ* duricrust age, the projected magnitude of maximum incision, and the time-scale for fluvial responses to perturbations ca. 1–5 Ma ([Whittaker and Boulton, 2012](#)) indicate that the river system of the Upper Jequitinhonha responded to an uplift likely triggered in the Pliocene (Fig. 2.11c; I-III).

From the Late Miocene to Pliocene, the Doce Catchment and region experienced broad denudation ($\sim 1 \text{ km}$) and corresponding sediment loading (Barreiras and Doce Formations) near and within the offshore Campos Basin ([Arai, 2006](#); [França et al., 2007](#)). This loading episode in the rifted passive margin may have triggered a long-wavelength denudational/flexural isostasy, which may explain the observed regional uplift/base-level fall in the SER (Fig. 2.11c; I-III).

The interplay between faulting/dismantling of the duricrusts, river incision erosion, contrasting topographic patterns, and the eastward gain in elevation of PPLs hosting duricrusts favours a likely fault reactivation of some segments of the major NNW-trending lineaments (Fig. 2.11c). This is clearer along the trunk river and the eastern central domain (Figs. 2.5 and 2.10), as discussed in Section 5.2. Despite a lack of data for these ‘puzzle pieces,’ the geological and geophysical framework of the study area suggests that these

lineaments represent likely inherited lateral lithosphere discontinuities from preterit orogenesis and rifting. The master fault is a higher-depth structure ($\sim 1,900$ m; [Caldas et al., 2019](#)) and is located westward from Diamantina city, traversing from B24 to B4. Conversely, the eastward major NNW lineament matches the trunk river and boundary between the Espinhaço and Macaúbas tectonic units (Figs. 2.1, 2.2, and 2.3a).

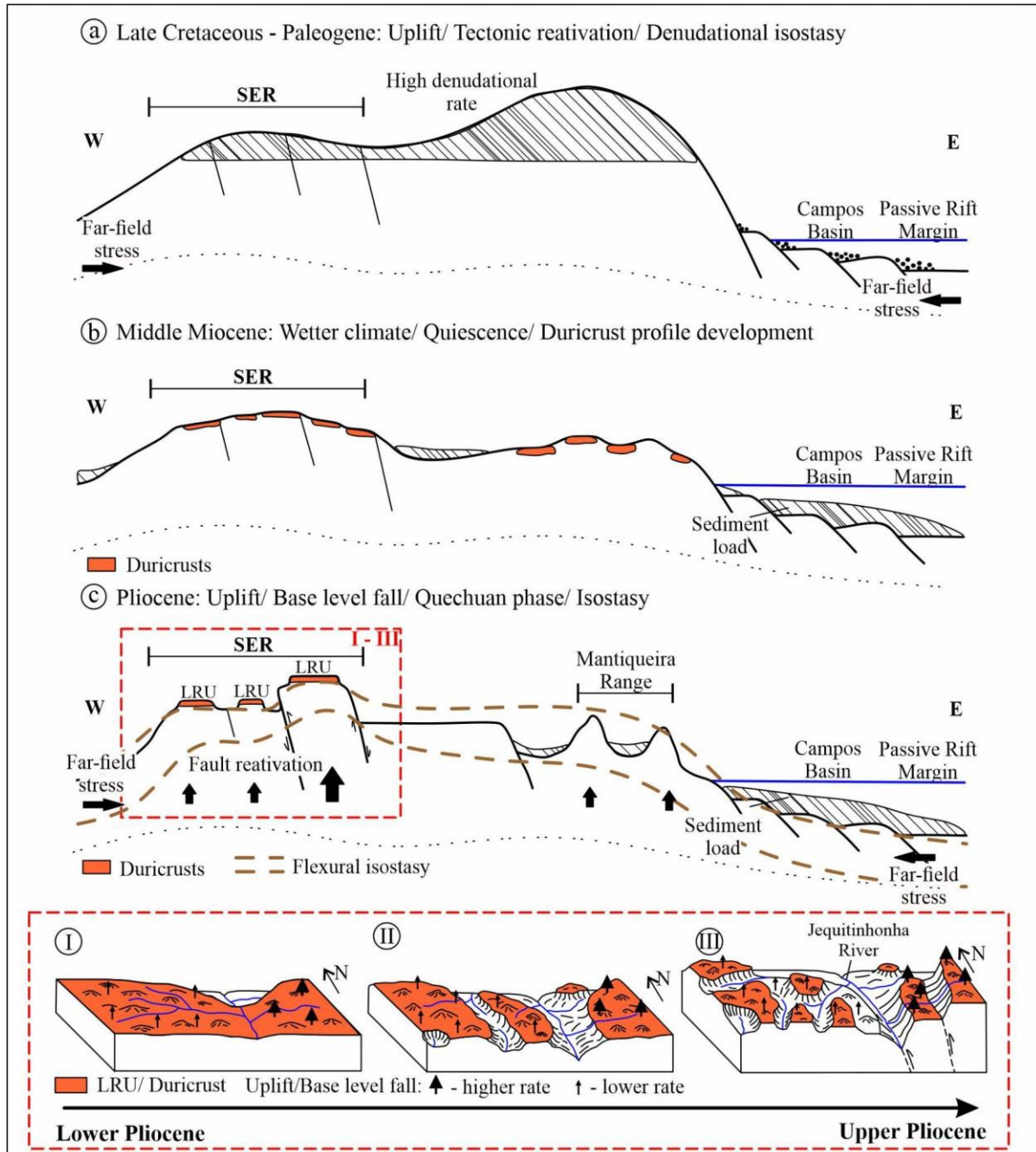


Figure 2.11. Summary of the landscape evolution of the SER based on the propositions presented in this study. (a) Later post-rift rejuvenation triggers uplift and high denudation rate. (b) Quiescence period associated with wetter climate results in the deepening of chemical weathering and duricrust profile development. (c) Relief growing due to regional uplift/base level fall generated by combined flexural isostasy and far-field stress (Quechuan phase of the Andean orogeny and spreading of the passive rifted margin); reactivation of inherited NNW discontinuities enhanced differential duricrust dismantling and asymmetric topography. I-III: Upstream propagation of transient signal related to uplift/base level fall in the trunk river during the Pliocene and the slow and progressive reduction of LRU and duricrust cores.

These weakness zones may concentrate stress and are reactivated by stress accumulation due to far-field stress, even combining with flexural/denudational isostasy. Fault reactivation may be triggered when a large-scale denudational/flexural isostasy interacts with inland pre-terrestrial weakness zones (Silva and Sacek, 2019). These reactivations may occur far beyond the passive rifted margin (reaching up to ~450 km) due to the likely decoupled lithosphere in south-eastern Brazil.

In other post-orogenic settings in south-eastern Brazil, denudational isostatic rebound combined with inherited weakness zones and far-field stress have been invoked to explain transient landscapes and post-rift tectonic rejuvenation. e.g., the Mar and Mantiqueira Range (bordering the rifted passive margin; Silva and Sacek, 2019; Caligari et al., 2021) and the Alto Paranaíba Uplift (far beyond the rifted margin; Marques et al., 2021). In the former, the lithosphere elastic strength/flexural uplift also played a key role in tectonic rejuvenation, as invoked by numerical modelling. Additionally, a Neogene E–W transpression resulted from far-field stress from the opposite plate margin forces (e.g., Cobbold et al., 2001).

Neogene-Quaternary local rapid denudation in the Doce Catchment near the study area has been justified by interactions between drainage surface processes and differential reactivation of weakness zones of the Araçuaí orogen (e.g., van Ranst et al., 2021; Novo et al., 2021). Likewise, other studies have shown tectonic reactivation of pre-Cenozoic structures along the São Francisco Craton boundary from the Pliocene to Pleistocene and Pliocene uplift in the Espinhaço Range (Saadi, 1995). These data are also consistent with the Quechuan phase of the Andean orogeny during the Pliocene (cf. Cobbold et al., 2001). Collectively, our findings add to the literature suggesting that the topography of the SER is influenced by isostasy coupled with far-field stress and lithology/rock strength, revealing an intricate interplay of external and internal forcings (Fig. 2.11c, I–III).

6. Conclusions

We explored the topographic and drainage signatures in a humid tropical post-orogenic and post-rifted landscape located in the Brazilian continental interior. In this study, we documented the unexpected complexity of landscape dynamics and topography rejuvenation in an intraplate setting. Our findings reveal that despite the area being predominantly composed of resistant rock with some rock strength variability, the relief is asymmetrically growing owing to interactions between external and autogenic drivers.

Lithology/rock strength proved to be a first-order controlling factor in landscape configuration. We argue that this is not an exclusive factor for strongly heterogeneous bedrock in humid tropical post-orogenic landscapes and plays a key role even when high bedrock/duricrust strength dominates. Our results show that the high bedrock/duricrust strength acts in complex combinations with a Pliocene uplift/base-level fall, likely triggered by denudational/flexural isostasy coupled with far-field stress and reactivation of inherited weakness zones. Such interactions add significant complexity to the evolution and topography rejuvenation of humid tropical post-rifted landscapes, particularly within intraplate settings.

Importantly, the interplay between erosional river incision and duricrust shows the remarkable influence of the latter on transient signal migration. Our findings show that duricrusts clearly increase the response time of the river system to perturbations, and hence extend the ‘half-life’ topography. The low representation of duricrusts in relation to LRUs in the study area suggests pronounced and long-term dismantling. Thus, we show a complex relationship between duricrusts and tectonics using an original approach.

Collectively, our findings indicate that interactions between autogenic and long-wavelength external forcings are responsible for the persistence of transient signals and topographic rejuvenation in the SER. Therefore, our results challenge the hypothesis in favour of topographic equilibrium state conditions for the SER. Even far from the passive rifted margin, these mid-continent intraplate landscapes are influenced by their perturbations. Lastly, this configuration enhances the unsteadiness condition, contributing to the long survival or even refreshment of the topography of tropical humid post-rifted and post-orogenic landscapes within intraplate settings.

Acknowledgments

This project was funded by Brazilian Research Council (CNPq; grants n° 140833/2018-8, 408138/2016-5 and 301818/2017-7). We thank Daniel Peifer for helpful discussions on data processing and fruitful comments regarding landscape evolution. We also thank the Federal University of Jequitinhonha and Mucuri River and Dorival Grisotto for field support.

References

Adams, B.A., Whipple, K.X., Forte, A.M., Heimsath, A.M., Hodges, K.V. 2020. Climate controls on erosion in tectonically active landscapes. *Science Advances*, 6, eaaz3166.

- Agurto-Detzel, H., Assumpção, M., Bianchi, M., Pirchiner, M. 2017. Intraplate seismicity in mid-plate South America: correlations with geophysical lithospheric parameters. *In*: Landgraf, A., Kübler, S., Hintersberger, E., Stein, S. (eds). 2017. Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazards in Slowly Deforming Regions. Geological Society, London, Special Publications, 432, 73–90. <https://doi.org/10.1144/SP432.5>
- AIRBUS - European Space Agency, Sinergise. 2021. Copernicus Global Digital Elevation Model. Distributed by OpenTopography. <https://doi.org/10.5069/G9028PQB>. Accessed: 2022-04-16
- Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Cruz, S. C. P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15, 25 – 43.
- Allison, R.J., Goudie, A.S. 1990. The form of rock slopes in tropical limestone and their associations with rock mass strength. *Z. Geomorph. N.F. Bd.*, 34 (2), 129-148.
- Almeida Abreu, P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rift, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3, 1-18.
- Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., Gonçalves, J.L.M., Sparovek, G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22, 711–728.
- Amidon, W.H., Kylander-Clark, A.R.C., Barr, M.N., Samuel F. I. Graf, S.F.I., West Jr., D.P. 2022. Pace of passive margin tectonism revealed by U-Pb dating of fracture-filling calcite. *Nature Communications*, 13. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29680-z>
- Arai, M. 2006. A grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do grupo barreiras. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 1-6. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300002>
- Barral, U.M. 2018. Hidrologia e fluxo de carbono em turfeiras tropicais de montanha. PhD thesis, UFVJM, Diamantina/MG.
- Barreto, H.N., Varajão, C.A.C., Braucher, R., Bourlès D.L., Salgado, A.A.R, Varajão, A.F.D.C. 2013. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology*, 191, 1-13.
- Beauvais, A., Bonnet, N.J., Chardon, D., Arnaud, N., Jayananda, M., 2016. Very long-term stability of passive margin escarpment constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of K-Mn oxides. *Geology*, 44, 299–302. <https://doi.org/10.1130/G37303.1>
- Berlin, M.M., Anderson, R.S. 2007. Modelling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. *J. Geophys. Res.*, 112, F03S06.
- Bierman, P.R., Caffee, M., 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa. *Am. J. Sci.*, 301, 326–358. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.4-5.326>.
- Bishop, P. 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 329–365. <https://doi.org/10.1002/esp.1493>.

- Bishop, P., Goldrick, G., 2010. Lithology and the evolution of bedrock rivers in postorogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 346, 267–287. <https://doi.org/10.1144/SP346.14>.
- Boulton, S.J.; Stokes, M.; Mather, A.E. 2014. Transient fluvial incision as an indicator of active faulting and Plio-Quaternary uplift of the Moroccan High Atlas. *Tectonophysics*, 633, 16–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.032>.
- Bourman, R. P.; Buckman, S.; Pillans, B.; Williams, M. A. J.; Williams, F. 2010. Traces from the past: the Cenozoic regolith and intraplate neotectonic history of the Gun Emplacement, a ferricrete bench on the western margin of the Mt Lofty Ranges, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 57, 577–595. DOI: 10.1080/08120099.2010.494764
- Brock, B. B. 1972. A global approach to geology: Cape Town, South Africa, A. A. Balkema, 365 p.
- Caldas, J.P.P., Chaves, M.L.S.C., Barbosa, M.S.C. 2019. Anomalias magnetométricas da região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais) e seus significados geológicos, estruturais e tectônicos. *Revista Geociências*, 4, 871-885.
- Calegari, S.S., Peifer, D., Neves, M.A., Caxito, F.A. 2021. Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil). *Geomorphology*, 393, 107946. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107946>
- Câmara, G., Souza, R.C.M., Freitas, U.M., Garrido, J. 1996. Spring: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. *Computers & Graphics*, 20: 395-403. doi: 10.1016/0097-8493(96)00008-8
- Carmo, I.O., Vasconcelos, P.M., 2004. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. *Earth Surf. Process. Landforms*, 29, 1303–1320. <https://10.1002/esp.1090>
- Carmo, I.O., Vasconcelos, P.M., 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 80-94. <https://10.1016/j.epsl.2005.09.056>
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *AAPG Bull.* 85, 1925–1944. <https://doi.org/10.1306/8626D0B3-173B-11D7-8645000102C1865D>
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003. Mapa geológico do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte. Escala 1:1.000.000.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2014. Mapa geológico do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte. Escala 1:1.000.000.
- Crosby, B.T., Whipple, K.X. 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82, 16-38.

- DiBiase, R.A., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Ouimet, W.B., 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel mountains, CA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 289, 134–144. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.036>.
- Dossin, I.A., Dossin, T.M., Chaves, M.L.S.C. 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 178-186.
- Dussin, I.A., Dussin, T. M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo De Evolução Geodinâmica. *Geonomos*, 3, 19–26.
- Dussin, T.M., Dussin, I.A., Charvet, J., Bonhomme, M.G. 1995. K-Ar Chronology of mesozoic dyke swarm from Southern Espinhaço Region (SE Brazil). *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 8, n. 1, p. 47 – 54.
- ESRI. 2016. ArcGIS Desktop: Release 10. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.
- Fadul, C.M., Oliveira P., Val, P. 2022. Ongoing landscape transience in the Eastern Amazon Craton consistent with lithologic control of base level. *Earth Surface Processes and Landforms*. <https://doi.org/10.1002/esp.5447>.
- Féres, W.M.L.F., Almeida Abreu, P.A., Poletti, W. 2021. Integrating geological mapping and geophysical analyses in Southern Espinhaço Range, eastern edge of the São Francisco Craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geophysics*, 39, 1–24. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v39i1.2087>.
- Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resour. Res.* 10, 969–973. <https://doi.org/10.1029/WR010i005p00969>
- Forte, A.M., Whipple, K.X., 2019. Short communication: the Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surf. Dynam.* 7, 87–95. <https://doi.org/10.5194/esurf-7-87-2019>.
- Forte, A.M., Yanites, B.J., Whipple, K.X. 2016. Complexities of landscape evolution during incision through layered stratigraphy with contrasts in rock strength, *Earth Surf. Proc. Land.*, 41, 1736-1757, <https://doi.org/10.1002/esp.3947>.
- França, R.L., Del Rey, A.C., Tagliari, C.V., Brandão, J.R., De Rossi Fontanelli, P., 2007. Bacia do Espírito Santo. *Bol. Geocien. Petrob.* 15, 501–509.
- Gallen, S.F., 2018. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. *Earth Planet Sci. Lett.*, 493, 150–160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.029>.
- Gallen, S.F., Thigpen, J.R., 2018. Lithologic controls on focused erosion and intraplate earthquakes in the eastern Tennessee seismic zone. *Geophys. Res. Lett.* 45,9569–9578. <https://doi.org/10.1029/2018GL079157>.
- Gallen, S.F., Wegmann, K.W., Frankel, K.L., Hughes, S., Lewis, R.Q., Lyons, N., Paris, P., Ross, K., Bauer, J.B., Witt, A.C. 2011. Hillslope response to knickpoint migration in the Southern Appalachians: implications for the evolution of post-orogenic landscapes. *Earth Surf. Process. Landforms* 36, 1254–1267

- Gerrard, A. J. 1988. *Rocks and landforms*. Unwin Hyman, London. 319 p.
- Goudie, A.S., 2006. The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Prog. Phys. Geogr.* 30, 703–718. <https://doi.org/10.1177/0309133306071954>
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 294-B, 45–97.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.* 258, 80–97.
- Hergarten, S., Robl, J., Stüwe, K., 2016. Tectonic geomorphology at small catchment sizes – extensions of the stream-power approach and the χ -method. *Earth Surface Dynamics*, 4, 1–9. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-1-2016>.
- Hobbs, W.H. 1912. *Earth features and their meaning*. New York: Macmillan Co., 506p.
- Horák-Terra, I., Cortizas, A.M., de Camargo, P.B., Silva, A.C., Vidal-Torrado, P. 2014. Characterization of properties and main processes related to the genesis and evolution of tropical mountain mires from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. *Geoderma*, 232-234, 183-197.
- Howard, A.D., 1965. Geomorphological systems — equilibrium and dynamics. *Am. J. Sci.* 263, 302–312. <https://doi.org/10.2475/ajs.263.4.302>
- Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 739–752. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<739:CCIB>2.0.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO).
- Jeffery, M.L., Poulsen, C.J., Ehlers, T.A. 2012. Impacts of Cenozoic global cooling, surface uplift, and an inland seaway on South American paleoclimate and precipitation $\delta^{18}\text{O}$. *GSA Bulletin*, 124, 335–351. <https://doi.org/10.1130/B30480.1>
- King, S.D., Anderson, D.L. 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 289 - 296. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00089-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00089-2)
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.*, 44, 54–75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>.
- Knauer, L.G.O. 2007. Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, 15, 81–90.
- Lague, D., Davy, P., Crave, A. 2000. Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship: Examples from Brittany (France) and numerical modelling. *Phys. Chem. Earth*, 25, 543-548.
- Leão, M.R., Rezende, E.A., Salgado, A.A.R., Nalini Júnior, H.A. 2012. Erosão, denudação e evolução do relevo da média Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13, 113 – 124.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G., Almeida Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *V Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, Anais*, pp. 171-174.

- Marques, K.P.P., Santos, M., Peifer, D., da Silva, C.L., Vidal-Torrado, P. 2021. Transient and relict landforms in a lithological heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). *Geomorphology*, 391. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107892>
- Mills, H.H. 2003. Inferring erosional resistance of bedrock units in the east Tennessee mountains from digital elevation data, *Geomorphology*, 55, 263–281, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00144-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00144-2).
- Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Spier, C., Mello, C., 2014. (U–Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of Cangas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 131, 267–289. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.036>.
- Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M.P., Farley, K.A., 2018. A combined (U–Th)/He and cosmogenic ^3He record of landscape armoring by biogeochemical iron cycling. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 123, 298–323. <https://doi.org/10.1002/2017JF004282>.
- Mudd, S.M., Clubb, F.J., Gailleton, B., Hurst, M.D., 2018. How concave are river channels? *Earth Surf. Dyn.* 6, 505–523. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-505-2018>
- Nahon, D., Tardy, Y. 1992. The ferruginous laterites. In: *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. Handbook of exploration geochemistry*. Elsevier Science Publishing, Amsterdam, 4, 41 – 55.
- Novo, T.A., Fonte-Boa, T.M.R., Rolim, J.M., Fonseca, A.C. 2021. The state of the art of low temperature thermochronometry in Brazil. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 4, 239 - 256. <https://doi.org/10.29396/jgsb.2021.v4.n3.4>.
- O'Leary, D. H., Friedman, J. D., Pohn, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1463-1469.
- Pedrosa-Soares, A.C., De Campos, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, R., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society of London, Special Publications*, 350, 25-51.
- Peifer, D., Persano, C., Hurst, M.D., Bishop, P., Fabel, D., 2021. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. *Earth Surf. Dynam.*, 9, 167–181. <https://doi.org/10.5194/esurf-2020-68>.
- Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., Notti, D., 2017. SwathProfiler and NProfiler: two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Comput. Geosci.*, 104, 135–150
- Perron, J.T., Royden, L., 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf. Process. Landf.* 38, 570–576.
- Quigley, M., Sandiford, M., Fifield, K., Alimanovic, A., 2007. Bedrock erosion and relief production in the northern Flinders Ranges, Australia, *Earth Surf. Proc. Land.* 32, 929–944. <https://doi.org/10.1002/esp.1459>.

- Royden, L., Perron, J.T., 2013. Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* 118, 497–518. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20031>.
- Saadi, A. 1995. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, v. 3, n. 1, p. 41–63.
- Salgado, A.A.R., Rezende, E.A., Bourles, D., Braucher, R., da Silva, J.R., Garcia, R.A. 2016. Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in situ-produced ^{10}Be concentrations in river-borne sediments. *J. of South Am. Earth Sci.*, 67, 89-99. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.002>
- Scheingross, J.S., Limaye, A.B., McCoy, S.W. 2020. The shaping of erosional landscapes by internal dynamics. *Nat Rev Earth Environ* 1, 661–676. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0096-0>
- Schwanghart, W., Molkenthin, C., Scherler, D. 2021 .A systematic approach and software for the analysis of point patterns on river networks. *Earth Surf. Process. Landforms*, 46, 1847–1862.
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2017. Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surf. Dynam.*, 5, 821–839. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-821-2017>.
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2020. Divide mobility controls knickpoint migration on the Roan Plateau (Colorado USA). *Geology* 48, 698–702. <https://doi.org/10.1130/G47054.1>.
- Selby, M.J., 1993. *Hillslope Materials and Processes*. Second ed. Oxford University Press, New York.
- Shuster, D. L., Farley, K. A., Vasconcelos, P. M. P., Balco, G., Monteiro, H. S., Waltenberg, K., Stone, J. O. 2012. Cosmogenic ^3He in hematite and goethite from Brazilian “canga” duricrust demonstrates the extreme stability of these surfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, 329-330, 41–50.
- Silva, R.M., Sacek, V. 2019. Shallow necking depth and differential denudation linked to post-rift continental reactivation: the origin of the Cenozoic basins in southeastern Brazil. *Terra Nova*, 31, doi: 10.1111/ter.12423.
- Silva, R.M., Sacek, V. 2022. Influence of Surface Processes on Postrift Faulting During Divergent Margins Evolution. *Tectonics*, 41. <https://doi.org/10.1029/2021TC006808>
- Smith, A.G.G., Fox, M., Schwanghart, W., Carter, A. 2022. Comparing methods for calculating steepness index. *Earth-Science Reviews*, 227, 103970. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103970>
- Stein, S.; Mazzotti, S. 2007. Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues. *Geol. Soc. Am.*, Special Paper 425, 402p.
- Takaku, J., Tadono, T., Tsutsui, K.. 2014. Generation of High Resolution Global DSM from ALOS PRISM, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, pp.243-248, Vol. XL-4, ISPRS TC IV Symposium, Suzhou, China. doi:10.5194/isprsarchives-XL-4-243-2014

- Talwani, P., 2014. Intraplate Earthquakes. Cambridge University Press, New York.
- Tardy, Y., Kobilsek, B., Paquet, H., 1991. 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. *J. Afr. Earth Sci.*, 12, 283–295.
- Tardy, Y., Melfi, A.J., Valetton, I. 1988: Climats et paleoclimats péréalatlantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques: température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minérologiques des bauxites et des cuirasses ferrugineuses au Brésil et en Afrique. *C.R. Academie des Sciences, Paris série 2*, 306, 289-305.
- Tardy, Y., Roquin, C. 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In: *Weathering, Soils & Paleosols - Developments in Earth Surface Processes 2*, Elsevier Science Publishing, Amsterdam. 407 – 443.
- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B., Szabó, J., 2013. Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Z. Geomorphol.* 57, 485–513.
- Tinós, T.M., Ferreira, M.V., Zaine, J.E., Riedel, P.S. 2014. Técnicas de visualização de modelos digitais de elevação para o reconhecimento de elementos de análise do relevo. *Geociências*, 33, 202-215.
- Tucker, G.E., van der Beek, P., 2013. A model for post-orogenic development of a mountain range and its foreland. *Basin Res.* 25, 241–259. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2012.00559.x>.
- Tucker G. E., Whipple K. X. 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *J. Geophys. Res.*, 107, 1-16.
- Van Ranst, G., Pedrosa-Soares, A.C., Novo, T., Vermeesch, P., de Grave, J. 2020. New insights from low-temperature thermochronology into the tectonic and geomorphologic evolution of the southeastern Brazilian highlands and passive margin. *Geoscience Frontiers*, 11, 303-324. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.05.011>
- Varajão, C.A.C., Varajão, A.F.D.C., Oliveira, F.S., Barreto, H.N., Salgado A.A.R. 2020. Solos e superfícies de erosão: uma contextualização da evolução da paisagem na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais. *Revista Espinhaço*, 9, 17-42.
- Varajão, C.A.C., Salgado, A.A.R., Varajão, A.F.D.C., Braucher, R., Colin, F., Nalini Júnior, H.A. 2009. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. 2009. *R. Bras. Ci. Solo*, 33, 1409-1425.
- Varghese, T., Byju, G. 1993. Laterite Soils. STEC, Govt. of Kerala – India. 116p.
- Vasconcelos, P.M., Carmo, I.D.O., 2018. Calibrating denudation chronology through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering geochronology. *Earth-Sci. Rev.*, 179, 411–435. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.003>.

- Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Stone, J., Piacentini, T., Fifield, L.K., 2019. Stranded landscapes in the humid tropics: Earth's oldest land surfaces. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 519, 152–164. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.014>.
- Verdi, M., Pougy, N., Martins, E., Martinelli, G. 2014. A Serra do Espinhaço Meridional. In: Plano de ação nacional para a conservação da flora ameaçada de extinção da Serra do Espinhaço Meridional – PAN, 19 – 30.
- Watts, A.B., Burov, E.B. 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 113 - 131. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00289-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00289-9)
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *Am. J. Sci.* 301, 313–325. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.4-5.313>.
- Whipple, K.X.; DiBiase, R.A.; Ouimet, W.B.; Forte, A.M. 2017. Preservation or piracy: Diagnosing low-relief, high-elevation surface formation mechanisms. *Geology*, 45, 91–94. <https://doi.org/10.1130/G38490.1>
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.-Solid*, 104, 17661–17674. <https://doi.org/10.1029/1999JB900120>.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of Sediment-flux dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*, 107, <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB000044>.
- Whittaker, A.C. 2012. How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*, 4, 160-164.
- Whittaker, A.C., Boulton, S.J., 2012. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 117:F02024. <https://doi.org/10.1029/2011JF002157>.
- Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., and Roberts, G. 2007. Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: New field observations from the Central Apennines, Italy. *Basin Research*, 19, 529–556, doi:10.1111/j.1365- 117.2007.00337.x.
- Widdowson, M. 2007. Laterite and Ferricrete. In: *Geochemical Sediments and Landscapes*. Oxford, Wiley-Blackwell, 46 – 94.
- Willett, S.D., Brandon, M.T., 2002. On steady states in mountain belts. *Geology* 30, 175–178. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0175:OSSIMB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0175:OSSIMB>2.0.CO;2).
- Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., Chen, C.Y. 2014. Dynamic Reorganization of River Basins. *Science*, 343, 1248765–1248765. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1248765>
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (Eds.), *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. Penrose

- Conference Series 398. Geological Society of America Special Paper, 55–74. <https://doi.org/10.1130/SPE398>.
- Wolpert, J.A., Forte, A.D. 2021. Response of transient rock uplift and base level knickpoints to erosional efficiency contrasts in bedrock streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46, 2092-2109. <https://doi.org/10.1002/esp.5146>
- Wray, R. A. L., Sauro, F., 2017. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. *Earth-Science Reviews*, 171, 520–557.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>.
- Zoback, M. L. 1992. First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B8, 11,703-11,728.

CAPÍTULO 3 - O CENÁRIO *SUI GENERIS* DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL E SEU CONTROLE NO DESENVOLVIMENTO DE *DURICRUSTS* FERRUGINOSOS E ALUMINOSOS

1. Introdução: O arcabouço litológico da SdEM e sua relação com os *duricrusts*

A Serra do Espinhaço Meridional é o palco de uma longa história de exposição a processos erosivos e intemperismo químico que perdura desde o Cretáceo (Amaral-Santos et al., 2019; Varajão et al., 2020). Todavia, estudos prévios revelam baixa taxa de denudação ($< 5\text{m.Ma}^{-1}$) para as três principais bacias da região (Jequitinhonha, Doce e São Francisco), independentemente das características geomorfológicas da paisagem, apontando a litologia resistente como a principal responsável pelo controle denudacional da área (Leão et al., 2012; Barreto et al., 2013). Quartzitos puros ou micáceos predominam na região, localmente apresentando lentes de filito, filito hematítico, metaconglomerado, metapelito e diques máficos (Figura 3.1) (Dossin et al., 1990), conferindo a natureza altamente resistente do substrato rochoso (ver Capítulo 2).

Embora não haja uma relação unívoca entre a gênese de *duricrusts* ferruginosos e aluminosos e o tipo de material de origem (McFarlane, 1976), quartzito maciço não é uma litologia comumente associada ao desenvolvimento destes solos. *Duricrusts* ferruginosos frequentemente formam-se sobre Formações Ferríferas Bandadas (BIFs), rochas ígneas ou rochas sedimentares imaturas (p.e., Widdowson, 2009; Monteiro et al., 2014; Spier et al., 2019); enquanto *duricrusts* aluminosos desenvolvem-se a partir de rochas sedimentares clásticas, rochas cársticas, maciços alcalinos ou rochas ígneas (p.e., Sigolo e Boulangé, 1997; de Oliveira et al., 2016; Yu et al., 2019; Chanvry et al., 2020). Porém, os quartzitos da SdEM apresentam um papel fundamental na evolução dos *duricrusts*. A elevada resistência química e mecânica dos quartzitos resguardou as demais unidades litológicas menos resistentes (por exemplo, filitos e diques máficos), permitindo que estas não fossem erodidas durante o prolongado período de exposição. Como resultado, espessos perfis de solos com elevado grau de intemperismo se desenvolveram, e quando submetidos a condições hidrológicas ótimas para isso, formam os *duricrusts* ferruginosos. Assim como os quartzitos, os *duricrusts* ferruginosos são muito difíceis de serem desmantelados e erodidos, persistindo por longo tempo na paisagem (Shuster et al., 2012; Monteiro et al., 2018). Em alguns casos esse intemperismo foi tão intenso e tão efetivamente protegido da erosão que resultaram em *duricrusts* aluminosos ou bauxitas a partir de materiais termodinamicamente menos estáveis do que o quartzito (por exemplo, filitos hematíticos).

Os perfis de solos formados apresentam características geoquímicas e mineralógicas complexas que guardam informações sobre a história climática de longo prazo (dezenas de milhões de anos) que levou à gênese desses materiais. Neste capítulo será apresentado o estudo detalhado desses *duricrusts*, do ponto de vista macro e micromorfológico, geoquímico, mineralógico e geocronológico, com o propósito de interpretar as principais relações entre os processos pedogenéticos e as características paleo-ambientais que perduraram durante o Cenozoico.

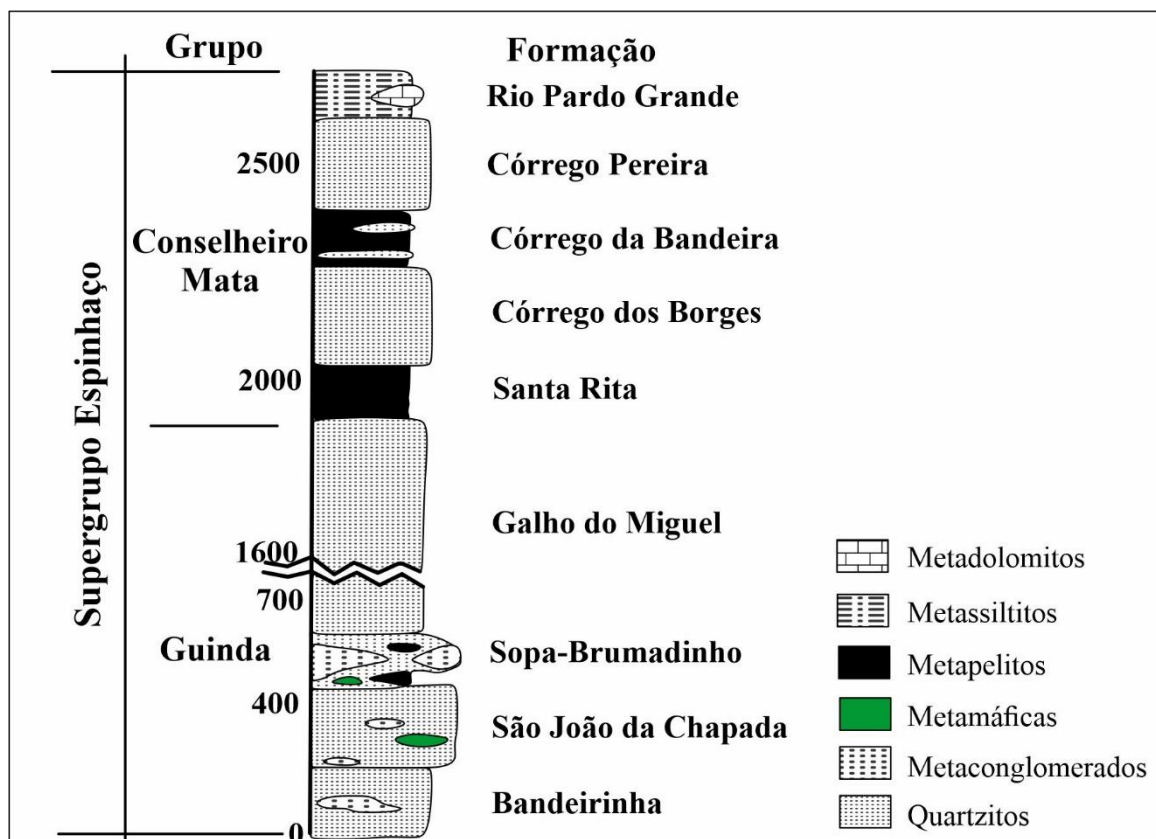


Figura 3.1. Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço. No Supergrupo Espinhaço predominam quartzitos maciços, com lentes de metapelitos, metamáficas e metaconglomerados (modificado de Martins-Neto, 1998).

2. Materiais e Métodos

A área de estudo está localizada na porção central do estado de Minas Gerais, Brasil, e está limitada pelas coordenadas 43°15'13.15"W a leste e 43°44'55.26"W a oeste, e 17°54'0.37"S a norte e 18°37'36.64"S a sul (Figuras 3.2a e 3.2b). Conforme já mencionado, a bacia do Alto Jequitinhonha foi escolhida para um melhor refinamento na escolha das superfícies e dos *duricrusts* a serem analisados dentro da Serra do Espinhaço Meridional.

Foram selecionados 9 perfis de Solos nas áreas das margens direita e esquerda do Alto Jequitinhonha, referentes a diferentes superfícies de elevações, sendo: dois perfis (RP1 e RP2) na cota 1,600m, quatro perfis (PB1, PB3, GUI1 e GUI2) na cota 1,400m; dois perfis (DT1 e CUR1) na cota 1,200m e um perfil (CM1) na cota 1,000m (Figura 3.2 b). Cinco amostras superficiais de *duricrusts* aluminosos (RP3) e ferruginosos (DT2, DT3, CJ1 e CJ2) foram coletadas para complementar algumas análises (Figura 3.2 b).

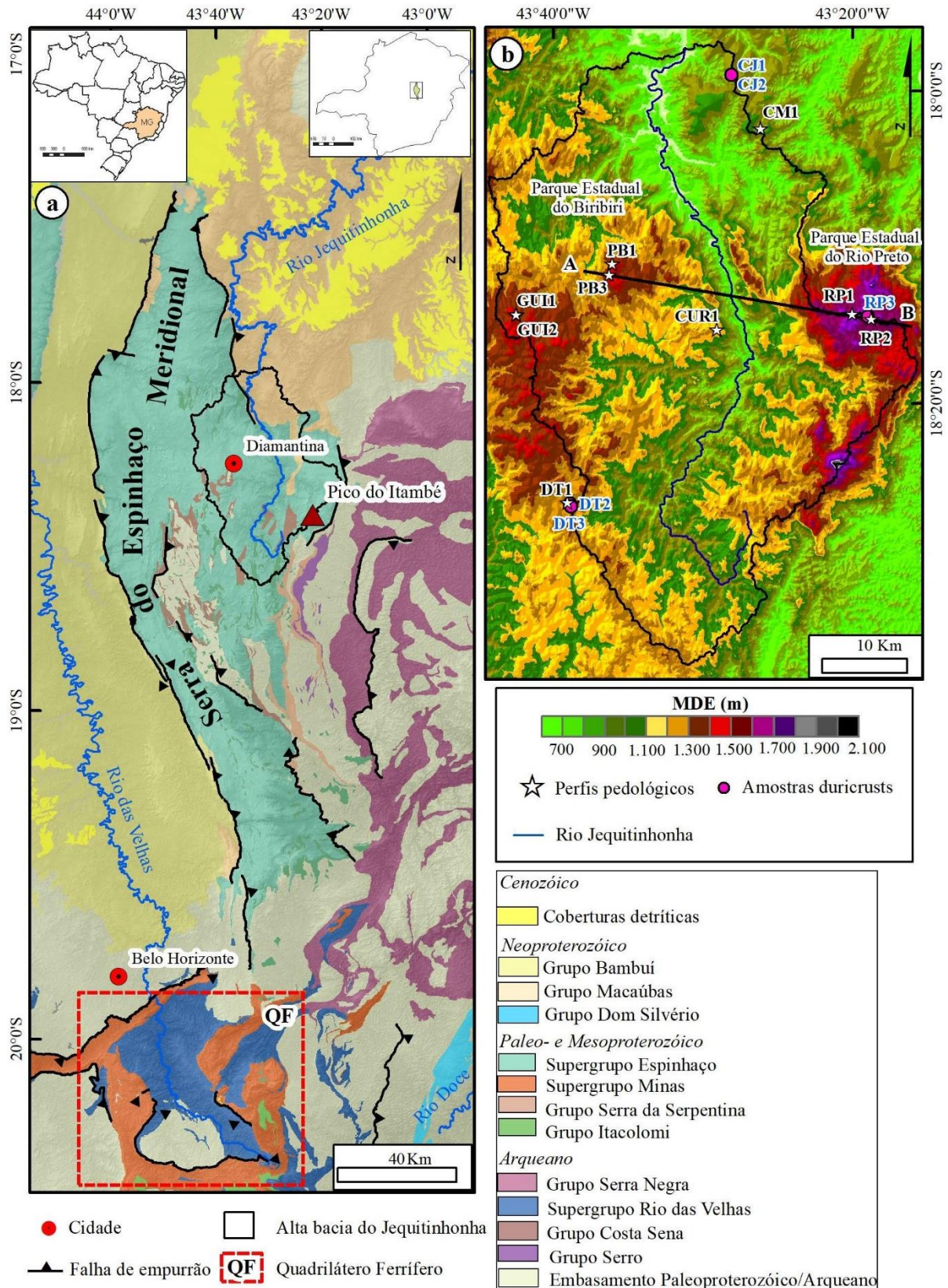


Figura 3.2. Serra do Espinhaço Meridional e a área de estudo. a) Localização da área de estudo, dentro da Serra do Espinhaço Meridional, e sua relação espacial com o Quadrilátero Ferrífero. b) Mapa da bacia do Alto Jequitinhonha, com o modelo digital de elevação e a localização dos perfis de Solos estudados. A-B é referente ao perfil geológico-topográfico da Figura 3.24.

Diante do exposto, foram adotados os seguintes procedimentos:

2.1. Pesquisa bibliográfica e levantamento de documentação cartográfica

Foi complementado o levantamento bibliográfico das principais pesquisas pedológicas, geológicas e geomorfológicas realizadas na SdEM feitas por Camêlo (2017), bem como a leitura de artigos referentes ao método de datação a ser utilizado, formação e degradação de *duricrusts* ferruginosos, análise geomórfica e outros temas relevantes para este trabalho.

Foram utilizadas cartas topográficas e mapas pedológicos, na escala 1:100.000, elaborados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), além de mapas geológicos disponibilizados pelo Centro de Geologia Eschwege em Diamantina – MG e, na escala 1:1.000.000, pela CPRM, CODEMIG e Governo de Minas disponíveis no site do Serviço Geológico Brasileiro (<http://www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa/>).

2.2. Mapeamento dos duricrusts

A partir do MDE ALOS World 3D (AW3D30), do mapa de declividade (ver Capítulo 2) e imagens do GoogleEarth, foram selecionadas superfícies com elevada possibilidade de ocorrência de *duricrusts*. Todas essas superfícies foram checadas durante trabalho de campo, resultando na identificação de diferentes camadas de *duricrusts* ao longo de toda a área de estudo.

2.3. Descrição de perfis e amostragens de solos

Dos 9 perfis de Solos escolhidos, quatro foram descritos e coletados a partir da abertura de trincheiras utilizando marteleto rompedor (RP1, PB1, PB3 e GUI2), e os demais referem-se a barrancos expostos (RP2, GUI1, CUR1, DT1 e CM1) cujas superfícies foram preparadas e limpas. Todos os perfis foram descritos de acordo com Tardy (1993), Beauvais e Tardy (1993), Nahon et al. (1977) e Alexandre (2002), amostrados e analisados para caracterização pedológica, incluindo a coleta de amostras para micromorfologia, análises mineralógicas e geoquímicas. Os horizontes foram designados de acordo com as normas do SiBCS (Santos et al., 2018). As amostras coletadas para mineralogia e geoquímica foram coletadas por horizonte, sendo que os horizontes Bc ou Fc (perfis PB1, GUI1 e CUR1) foram

subdivididos em amostras finas (f) representadas por material fino e solto, e amostras grossas (g) compostas por nódulos ferruginosos (típicos, pisolíticos, granulares e litomórficos).

2.4. Difração de Raios-X (DRX) e refinamento de Rietveld

A análise mineralógica dos *duricrusts* foi realizada em amostras referentes aos diferentes horizontes determinados dentro de cada perfil de solo. Após moídas e peneiradas (170 mesh) as amostras foram montadas de forma aleatória em suporte metálico (pó) e examinadas por difração de raio-X (DRX) utilizando aparelho Rigaku Miniflex 600, com radiação $\text{CuK}\alpha$, operado a 40 kV e 15 mA, em contínuo-scan a $2^\circ 2\theta/\text{min}$ e varredura de 4 a $90^\circ 2\theta$, e realizadas no Laboratório de Geopedologia – Universidade Federal do Espírito Santo, Campus de Alegre.

As diferentes fases minerais identificadas foram quantificadas pelo método de refinamento de Rietveld (Rietveld, 1969; Young, 1995), utilizando FullProf dentro do *software* Match!3. Os principais parâmetros aplicados na quantificação referem-se: a) ao fator de escala, a fim de ajustar as intensidades com as alturas dos picos; b) os perfis de reflexão, onde a largura das reflexões será ajustada com a forma do pico; e c) em relação à estrutura cristalina dos minerais, por meio da obtenção das dimensões das células unitárias (a, b, c), definição do sistema cristalino e grupo espacial. Para ajustar os perfis de reflexão, foi utilizada a função pseudo-Voigt, um produto Gaussiano com as funções Lorentzianas, o que é altamente recomendado devido a sua alta estabilidade de refinamento (Young, 1995). Depois que cada fase mineral foi individualmente refinada, todos os parâmetros são recalculados utilizando todos os minerais simultaneamente, de forma que a confiabilidade dos resultados seja avaliada pela convergência dos fatores R-Bragg e χ^2 .

Segundo Young (1995), para amostras de solos complexas com diferentes fases minerais, são aceitos valores do fator R-Bragg < 20 . Para o fator χ^2 são esperados valores baixos próximos a zero. Porém amostras com alta contagem, muitas vezes necessária em materiais complexos, apresentam imperfeições ampliadas, resultando em elevados valores de χ^2 , podendo ser considerado apenas os valores de R-Bragg (Toby, 2006). Além disso, materiais com estruturas mais complexas não são facilmente modelados com dados cristalográficos padrão, resultando em valores elevados do fator R-Bragg, sendo aconselhado nestes casos comparar o modelo aos dados químicos (Toby, 2006).

2.5. Susceptibilidade magnética

Análises de susceptibilidade magnética foram realizadas em volume de 10 cm³ de amostras moídas e peneiradas em malha 170 mesh. Baixa (k_{lf}) (0.47 kHz) e alta (k_{hf}) (4.70 kHz) frequência foram utilizadas a partir do Sistema MS2 Bartington acoplado ao sensor MS2B, realizado em laboratório da Universidade Federal do Espírito Santo, Campus Alegre. A susceptibilidade magnética por unidade de massa (χ_{lf} , 10⁻⁸ m³ kg⁻¹) foi calculada pela equação $\chi_{lf} = (10 \times \kappa_{lf})/m$, sendo m a massa da amostra. A frequência dependente da susceptibilidade magnética (χ_{fd} , %) foi obtida através da equação $\chi_{fd} = 100 \times [(\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}]$ (Dearing, 1999).

2.6. Fluorescência de Raio-X (FRX)

Análises geoquímicas quantitativas foram realizadas em Espectrômetro de Fluorescência de Raios-x PANanalytical, modelo AXIOS MAX Advanced, no Laboratório de Fluorescência de Raios-X - NAP GeoAnalítica – USP. Dez elementos maiores expressos em óxidos (Fe, Al, Si, Ti, Mn, Mg, Ca, K, Na and P) foram determinados pelo método de pastilha fundida (Mori et al., 1999). Além disso, análises de perda por ignição (LOI) a 1000°C foram realizadas pelo Laboratório através da técnica de Gravimetria.

2.7. Espectrometria de Emissão Óptica com Plasmas Indutivamente Acoplado (ICP-OES)

Análises geoquímicas complementares para determinação de elementos menores foram realizadas em Espectrômetro de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado da *Thermo Scientific*, modelo 1CAP6300 Duo, utilizando nebulizador *Burgener Peek Mira Mist*, no Laboratório de Análises Ambientais do Departamento de Ciência do Solo – ESALQ/USP. Os extratos analisados para cada amostra foram obtidos pelo método de fusão alcalina. Para isso, cada amostra foi pesada (~0.1g) e misturada em cadinho de platina a 0.7g de fundente MaxxiFlux 1222D da *Oregon Labware* composto por Metaborato de Lítio/Tetraborato de Lítio (65%/35%). A mistura foi colocada em mufla a 1050°C por 30 minutos. O material vítreo formado foi posteriormente dissolvido em 25ml de HCl 10% utilizando Agitador Magnético com Aquecimento da Tecnal TE-085. A solução resultante foi

colocada em tubos Falcon e agitadas em agitador elétrico por 2 horas. Essa etapa foi realizada no Laboratório de Tecidos Vegetais – ESALQ.

Dentre os elementos analisados, foram admitidos neste trabalho 16 elementos menores, sendo: As, Ba, Co, Cr, Ni, Pb, Sr, V, Y e Zn, e os terras raras La, Ce, Tb, Tm, Yb e Lu. A seleção desses elementos foi fundamentada nos resultados obtidos pelo Material de Referência Padrão 2711 (SRM 2711). O SRM 2711 foi analisado em duplicata e a precisão para os valores certificados foi de 78 – 98%.

Os valores dos elementos terras raras foram normalizados pelas concentrações dos respectivos elementos na Crosta Terrestre Superior (Taylor e McLennan, 1985), através do cálculo: (elemento amostra/elemento Crosta), segundo Henderson (1984). A normalização do ETR é recomendável para eliminar o efeito “zig zag” entre os elementos de números atômicos par e ímpar; além de identificar enriquecimentos e depleções em relação ao material de referência utilizado (Henderson, 1984). Os valores de normalização utilizados neste estudo foram 30 ppm (La), 60 ppm (Ce), 0.7 ppm (Tb), 0.32 ppm (Tm), 2.2 ppm (Yb) e 0.4 ppm (Lu), obtidos por Taylor e McLennan (1985).

2.8. Microscopia óptica

Amostras indeformadas, orientadas e representativas de diferentes horizontes de cada perfil de solo foram selecionadas para a confecção de seções delgadas. Ao todo foram produzidas 40 lâminas delgadas, segundo Castro e Cooper (2019), no Laboratório de Micromorfologia (LabMicro) do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ/USP. Para isso, inicialmente os blocos de amostra foram deixados secando ao ar, em temperatura ambiente, por 20 dias, para posteriormente serem impregnados por mistura de resina de poliéster previamente acelerada com monômero de estireno, utilizando pigmento fluorescente e catalisador. Cada bloco foi impregnado inicialmente a vácuo, até total extração de bolhas de ar no interior da amostra. As amostras foram deixada em capela, por aproximadamente 20 dias, até terem o poliéster totalmente polimerizado e endurecido. Os blocos foram serrados em fatias, polidos e colados em lâmina de vidro, e novamente desbastados e polidos com o uso de politriz Logitech LP30.

Para a interpretação dos processos de formação, transformação e de degradação dos *duricrusts* alocados nos perfis, cada lâmina foi descrita e imagens foram obtidas em Fotomicroscópio Axioskop da Carl Zeiss, no Laboratório de Microscopia do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ/USP. As descrições e interpretações foram feitas de acordo com

os critérios de vários autores como Delvigne (1998), Stoops (2003), Stoops e Marcelino (2010) e Tardy (1993).

2.9. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectroscopia de energia dispersiva (EDS)

Alguns setores das lâminas delgadas, descritas com feições de interesse, foram previamente selecionados para entender acumulações/depleções de elementos por meio de mapas de alta resolução com a distribuição dos elementos Fe, Al, Si, Ti e Mn. Esses mapas foram realizados em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) ambiental ESEM 2020 com Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS), no LABESEM do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP – Campus de Rio Claro.

2.10. Microsonda eletrônica

Os mesmos segmentos de lâminas delgadas cujos mapas químicos foram gerados pelo MEV, foram posteriormente reanalisados em Microsonda Eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230 superprobe, no Laboratório do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP/Campus de Rio Claro, com o objetivo de definir a mineralogia predominante em diferentes zonas demarcadas por colorações distintas. Os elementos analisados foram O, Na, K, V, Co, Mg, P, Cr, Fe, Al, S, Ni, Mn, Si, Pb, Cu, Ti, Ca e Zn, utilizando voltagem de aceleração de 15 KV, corrente de 1.5-1.7 E-8 (A) e tamanho do spot igual a 10 µm.

2.11. Análises preparatórias para as datações de goethitas

2.11.1. Seleção de grãos de goethitas

O método de datação por (U-Th)/He é realizado em grãos de goethitas, para isso, é necessário selecionar esses grãos a partir de amostras de goethitas e de outras fases minerais, para prévio tratamento. Assim, grãos milimétricos (1-2 mm) de goethita foram obtidos a partir da quebra manual de diferentes fases minerais observadas no campo e nas amostras coletadas. Os grãos foram lavados em água deionizada com auxílio de ultrassom, de forma a extrair os materiais fração argila. Os grãos foram secos ao ar, e cuidadosamente descritos e selecionados com o auxílio de uma lupa binocular *Zeiss-Discovery.V12*, e inseridos em discos de acrílico

com orifícios. Cada orifício foi impregnado com resina EPOXIGLASS 1.204 e endurecedor EPOXIGLASS 1.604 nas proporções 10:1, e polidos posteriormente.

2.11.2. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectroscopia de energia dispersiva (EDS)

Os grãos de goethita selecionados foram analisados em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) ambiental ESEM 2020 com Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS), no LABESEM do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP – Campus de Rio Claro. Nesta etapa foi determinada a composição dos grãos e as diferentes fases de crescimento mineral, e conseqüentemente foi feita a seleção de goethitas, que eram possíveis candidatas às datações por (U-Th)/He.

2.11.3. Microsonda eletrônica

Os mesmos grãos anteriormente analisados no MEV e pré-selecionados foram reanalisados em Microsonda Eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230 superprobe, no Laboratório do Instituto de Geociências e Ciências Exatas –UNESP/Campus de Rio Claro, de forma a determinar o grau de cristalinidade das goethitas, ou seja, a possibilidade de substituições isomórficas em sua estrutura cristalina, e por quais elementos químicos ocorreram essas substituições. Os elementos analisados foram os mesmos analisados nas lâminas micromorfológicas (O, Na, K, V, Co, Mg, P, Cr, Fe, Al, S, Ni, Mn, Si, Pb, Cu, Ti, Ca e Zn), utilizando voltagem de aceleração de 15 KV, corrente de 1.5-1.7 E-8 (A) e tamanho do spot igual a 10 µm.

2.11.4. Datações de goethitas por (U-Th)/He

Após cuidadoso estudo prévio, os grãos de goethita ideais foram datados pelo método (U-Th)/He, na *Noble Gas Lab – California Institute of Technology*. A quantidade de grãos a serem datados depende da quantidade de gerações de cristalização das goethitas em cada amostra. Dos nove perfis de solos estudados, em cinco deles (RP1, PB3, GUI2, CM1, DT1) foram determinadas goethitas ideais para datação. Além disso, três amostras de *duricrusts* coletadas em superfície (RP3, CJ1 e CJ2) também foram datadas para uma melhor

interpretação dos dados ao longo da área de estudo. Ao todo foram datados 79 grãos de goethita.

Para a datação, foi feita a quantificação do ^4He no espectrômetro de massa, e posteriormente foram analisadas as concentrações de Sm, U e Th por ICP-MS. Os resultados da quantificação de U, Th, Sm e He foram utilizados no cálculo de idade de cada grão, através da equação (Farley, 2002):

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1) + 7 (^{238}\text{U}/137.88) (e^{\lambda_{235} t} - 1) + 6^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232} t} - 1)$$

Sendo, ^4He , U e Th as quantidades obtidas de cada isótopo; t é a data que se pretende obter; λ são as constantes de decaimento para cada isótopo: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.8458 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ e $\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Vasconcelos et al., 2008); coeficientes 8, 7 e 6 representam a quantidade de núcleos ^4He gerados durante os respectivos decaimentos; e o fator (1/137.88) representa a razão $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$.

3. Resultados

3.1. Aspectos morfológicos

3.1.1. Os perfis de intemperismo e as fácies morfológicas dos duricrusts

Os nove perfis de solos descritos neste trabalho apresentam diferenças e semelhanças morfológicas entre si. Na Tabela 3.1 cada perfil é separado por horizontes genéticos e transicionais segundo Embrapa (2013), e sucintamente descritos e posicionados topograficamente. A descrição mais detalhada dos perfis está no Apêndice B. Os perfis apresentam espessuras que variam de 130 a 840 cm, e os principais horizontes definidos foram A, Ac, AB, BA, Bc, Bw, Bwc, F, Fc, Cc e C. Perfis como RP1, RP2, GUI2 e DT1 caracterizam-se por apresentar contínuo e espesso endurecimento, enquanto PB3 e CM1 são em parte massivamente consolidados (horizontes F ou litoplíntico), mas com horizontes friáveis (horizontes A e B) no perfil. Por outro lado, os perfis PB1, GUI1 e CUR1 caracterizam-se por exibir petroplintitas, seja na forma de nódulos típicos, pisolíticos, granulares ou litomórficos, em meio a uma matriz solta arenosa.

Os principais horizontes identificados podem ser resumidos da seguinte forma:

- Horizontes A e Ac: horizontes superficiais terrosos com presença comum a abundante de raízes médias a finas e fraco desenvolvimento estrutural, sempre com cascalhos

de diferentes tamanhos (muito pequeno a pequeno). As espessuras variam de 2 a 60 cm. Em alguns perfis foram separados nódulos típicos ou litomórficos.

- Horizontes Bc, Bw e Bwc: os horizontes B são terrosos com friabilidade e diferentes graus de desenvolvimento de agregados que os diferenciam em relação aos horizontes F. O horizonte B latossólico (Bw) apresenta cores avermelhadas, microagregação bem desenvolvida e é muito homogêneo e friável, sendo que, enquanto no perfil CM1 ainda se preservam alguns constituintes que fornecem pistas quanto a sua origem, PB3 evidencia completa alteração. Os horizontes Bc, com cores bruno acinzentadas, e Bwc, bem avermelhado, revelam presença de nódulos (típicos e/ou pisolíticos) soltos, algumas vezes com ou sem orientação, e geralmente mal selecionadas.

Tabela 3.1. Descrição morfológica dos perfis

H	Prof. cm	Descrições	Coordenadas	Relevo	Elevação m
<i>RP1</i>					
A	0-2	Predominancia de material terroso com pequenos agregados granulares e presença de cascalho fino	18°14'18.05" S 43°19'53" W	Pequeno platô	1654
F1	2-50	<i>Duricrust</i> mosqueado, com estruturas verticais			
F2	50-150	<i>Duricrust</i> vermelho com mosqueados amarelo/branco			
F3	150-210	<i>Duricrust</i> menos maciço			
<i>RP2</i>					
F1	0-35	<i>Duricrust</i> mosqueado	18°14'37.83" S 43°18'35.47" W	Borda de interflúvio	1637
F2	35-95	<i>Duricrust</i> mosqueado com manchas verticais			
Fc	95-150	Matriz mais avermelhada com raros nódulos			
<i>PB1</i>					
Ac	0-20	Nódulos alteromórficos ferruginizados (Hm), com Ø 1 a 10 cm	18°11'12.74" S 43°35'56.52" W	Topo arredondado	1469
Fc1	20-80	Nódulos alteromórficos (Ø 5-10 cm), com córtex de Gt fina amarela			
Fc2	80-120	Nódulos alteromórficos (Ø 8-12 cm), com córtex de Gt fina amarela			
Fc3	120-130	Nódulos alteromórficos com estrutura da rocha mais preservada, com Fe metálico nos planos foliares			
<i>PB3</i>					
F1	0-60	<i>Duricrust</i> mosqueado, com estruturas verticais	18°11'55.44" S 43°36'7.65" W	Extenso platô	1421
F2	60-80	<i>Duricrust</i> com mosqueado vermelho e branco			
F3	80-100	Matriz mais avermelhada, redução do mosqueado			
F4	100-130	<i>Duricrust</i> mais avermelhado			
Bw1	130-165	Solo friável com fragmentos de <i>duricrust</i> (carapaça)			
Bw2	162-210	Horizonte mais endurecido que o anterior			

Bw3	210-240	Solo vermelho e argiloso, com microagregados			
Bw4	240-320	Solo vermelho, plástico e muito argiloso			
Bwc	320-400	Solo muito argiloso, com microagregados e grãos de quartzo			
<i>GUII</i>					
Ac	0-60	Nódulos alteromórficos (Ø 1-5 cm) ferruginizados, em matriz arenosa			
2Bc1	60-125	Nódulos pisolíticos com Ø de 0.5 cm, em matriz solta arenosa	18°14'33.03" S 43°42'21.03" W	Base da encosta	1430
2Bc2	125-160	Nódulos pisolíticos com Ø de 1.0 cm, alguns coalescidos, em matriz arenosa			
3C	160-180	Quartzito intemperizado, areia média. Nódulos pisolíticos no topo.			
<i>GUI2</i>					
F1	0-20	<i>Duricrust</i> vermelho com nódulos pisolíticos com córtex expesso de Gt			
F2	20-56	<i>Duricrust</i> vermelho. Há um aumento no tamanho dos nódulos pisolíticos		Platô, próximo a pequeno topo arredondado	
F3	56-87	<i>Duricrust</i> torna-se mais arenoso, com redução de nódulos pisolíticos	18°14'31.53" S 43°42'20" W		1420
Cc	87-115	Degradação por bioturbação: nódulos pisolíticos soltos em matriz arenosa			
C	115-130	Quartzito intemperizado, com manchas verticais ferruginosas			
<i>DTI</i>					
F1	0-40	<i>Duricrust</i> maciço vermelho verticalmente estruturado			
F2	40-80	<i>Duricrust</i> mais intemperizado, ocre alaranjado, sem orientação	18°26'29.87" S 43°38'48.52" W	Base da encosta	1228
F3	80-120	<i>Duricrust</i> com fragmentos de quartzo angulosos e mal selecionados			
C	120-140	Colúvio ferruginizado, com fragmentos de quartzo e alguns nódulos pisolíticos			
<i>CURI</i>					
A	0-10	Agregados subangulares com fraco desenvolvimento			
Bc1	10-80	Nódulos soltos e mal-selecionados (Ø < 3 cm)	18°15'22.8" S 43°28'54.11" W	Topo de encosta	1169
Bc2	80-125	Nódulos alongados e verticalmente orientados (Ø < 4.5 cm)			
Bc3	125-190	Nódulos (Ø < 5 cm) e microagregados soltos			
<i>CMI</i>					
A1	0-20	Solo com estruturas em blocos subangulares e microagregados. Fragmento de nódulos típicos			
A2	20-42	Estruturas em blocos prismáticos que se destoam em blocos menores e microagregados. Presença de nódulos típicos (mm)	18°2'30.41" S 43°26'5.79" W	Meia encosta	1003
AB	42-80	Estruturas em blocos prismáticos que se destoam em blocos menores e microagregados. Presença de nódulos típicos (mm) e frag. de quartzo			

BA	80-115	Estruturas em blocos prismáticos que se destoam em blocos menores e microagregados. Presença de nódulos típicos (mm)
Bw1	115-170	Solo torna-se mais avermelhado, e nódulos típicos aumentam de tamanho (cm)
Bw2	170-200	Solo ainda mais vermelho. Fragmentos de <i>duricrusts</i>
2Bw3	200-289	Solo com estrutura em blocos com Ø 10cm, que se destafez em pequenos blocos e microagregados. Mais nódulos típicos e quartzo
2Bwc	289-350	Solo torna-se mais vermelho e maior quantidade de nódulos típicos
F1	350-390	<i>Duricrust</i> desmantelado, com muitos nódulos típicos e microagregados
F2	390-550	<i>Duricrust</i> maciço, com estruturas verticais. Nódulos pisolíticos e cavidades preenchidas por Gt
F3	550-630	<i>Duricrust</i> maciço com muitos nódulos pisolíticos
F4	630-750	<i>Duricrust</i> com nódulos pisolíticos coalescidos. O material torna-se mais facilmente destacável
C	750-840	<i>Duricrust</i> com estrutura da rocha preservada. Fragmentos de quartzo e xisto

H - horizonte; Hm - hematita; Gt - goethita

- Horizontes F e Fc: Fortemente cimentados, sendo compostos principalmente por óxi-hidróxidos de ferro e alumínio. O horizonte F, quando exposto na superfície, como em RP1, RP2, PB3, GUI2 e DT1, forma extensa laje (horizonte litoplântico) com escassa vegetação (gramíneas e ciperáceas). Porosidade, fundo matricial, coloração e elementos individuais, são bastante heterogêneas, mesmo ao longo do mesmo perfil. O horizonte Fc, identificado apenas no perfil PB1, é mais fragmentado com algumas proporções de material terroso e microagregados, mas predominantemente composto por blocos centimétricos (nódulos alteromórficos) de rocha alterada e ferruginizada, mas que ainda preservam estruturas de seu material de origem.

- Horizontes C e Cc: estes horizontes, embora ainda preservem atributos do material de origem, apresentam indícios de ferruginização, e algumas vezes perturbação pela fauna.

Os atributos morfológicos identificados em campo nos horizontes F, B, A e C revelam variações de *fácies* (aspectos e condições de formação) ao longo de quase todos os perfis estudados. Além disso, alguns perfis apresentam semelhanças morfológicas entre si, como é o caso de RP1, RP2 e PB3 quando comparamos os seus horizontes F (Pranchas 1, 2 e 3), enquanto outros apresentam morfologia única, como por exemplo PB1 e GUI1 (Pranchas 4 e 5). As principais *fácies* de lateritização determinadas neste estudo foram: maciça, vermiforme, nodular, pisolítica, protopisolítica, conglomerática, alveolar, lamelar e brechóide.

A *fácies* maciça foi identificada nos perfis RP1, RP2, PB3 e DT1 associada aos horizontes F e C. Nos três primeiros perfis (Pranchas 1, 2 e 3), ela caracteriza-se por ser ligeiramente degradada, devido intensa remobilização de Fe e Al, conferindo aspecto mosqueado, com colorações que variam do amarelo ao vermelho, e apresentando quantidades variadas de nódulos, pisolitos e canais. No perfil DT1, a matriz é arenosa cimentada por óxi-hidróxidos de ferro avermelhado, com nódulos, poros e fragmentos de quartzitos (Prancha 6).

Os perfis RP1, RP2 e DT1 (Pranchas 1, 2 e 6) também evidenciam *fácies* vermiforme/tabular caracterizada por canais com ou sem preenchimento e orientação. Esta morfologia ocorre associada aos horizontes F mais superficiais, devido influência da fauna, como térmitas e formigas, ou ainda gerada por antigas raízes.

Fácies nodular é descrita nos horizontes Bw, Bwc, Bc, F, Fc e C, e foi definida nos perfis RP1, PB3, PB1, DT1, GUI2, CM1 e CUR1 (Pranchas 3, 4, 6, 7 e 8). Nos perfis PB1 e CUR1 se caracteriza por presença de blocos endurecidos e ferruginizados (nódulos alteromórficos), eventualmente orientados em relação ao prumo do perfil, em uma matriz solta e arenosa. Por outro lado, nos demais perfis os nódulos típicos, que apresentam colorações que variam do vermelho ao amarelado, encontram-se cimentados em uma matriz endurecida, arenosa ou argilo-arenosa, no caso de GUI2 e DT1, e argilosa ou franco argilosa, em RP1, PB3 e CM1. Além disso, enquanto essa característica nodular ocorre nos horizontes mais superficiais em RP1 e CM1, nos perfis PB3, GUI2 e DT1 aparece nos horizontes mais próximos a base.

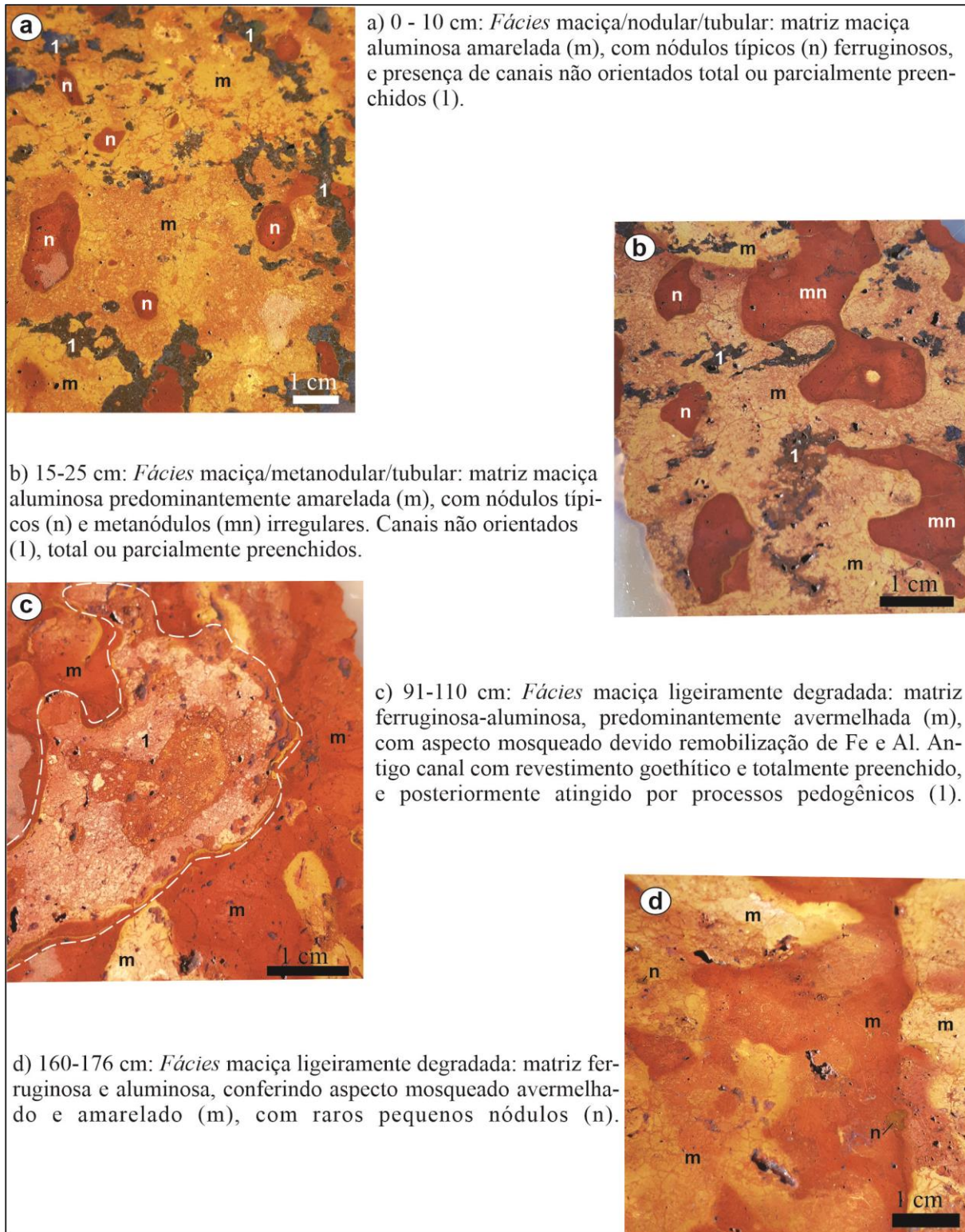
Enquanto a *fácies* pisolítica se caracteriza por nódulos pisolíticos redondos a ovais com espessos córtex de goethita, cimentados por matriz endurecida ou friável, a *fácies* protopisolítica foi definida por pisolitos coalescidos por um único córtex, ou por nódulos pisolíticos ainda cimentados entre si por córtex goethítico. Estas pedofeições foram identificadas nos horizontes Bc, Bwc e F, e ocorrem nos perfis GUI2 (Prancha 7), próximos a superfície, e RP2, GUI1 e CM1 (Pranchas 2, 5 e 8), em maiores profundidades.

O perfil GUI2 (Prancha 7) foi o único onde foram identificadas as *fácies* conglomerática e brechóide, que em geral coexistem nos mesmos intervalos. Caracterizam-se por nódulos pisolíticos, fragmentos de quartzito, de filito hematítico e de antigos *duricrusts* transportados e cimentados por matriz arenosa ferruginosa, com formação de córtex goethítico preenchendo interstícios, e auxiliando na cimentação dos elementos individualizados.

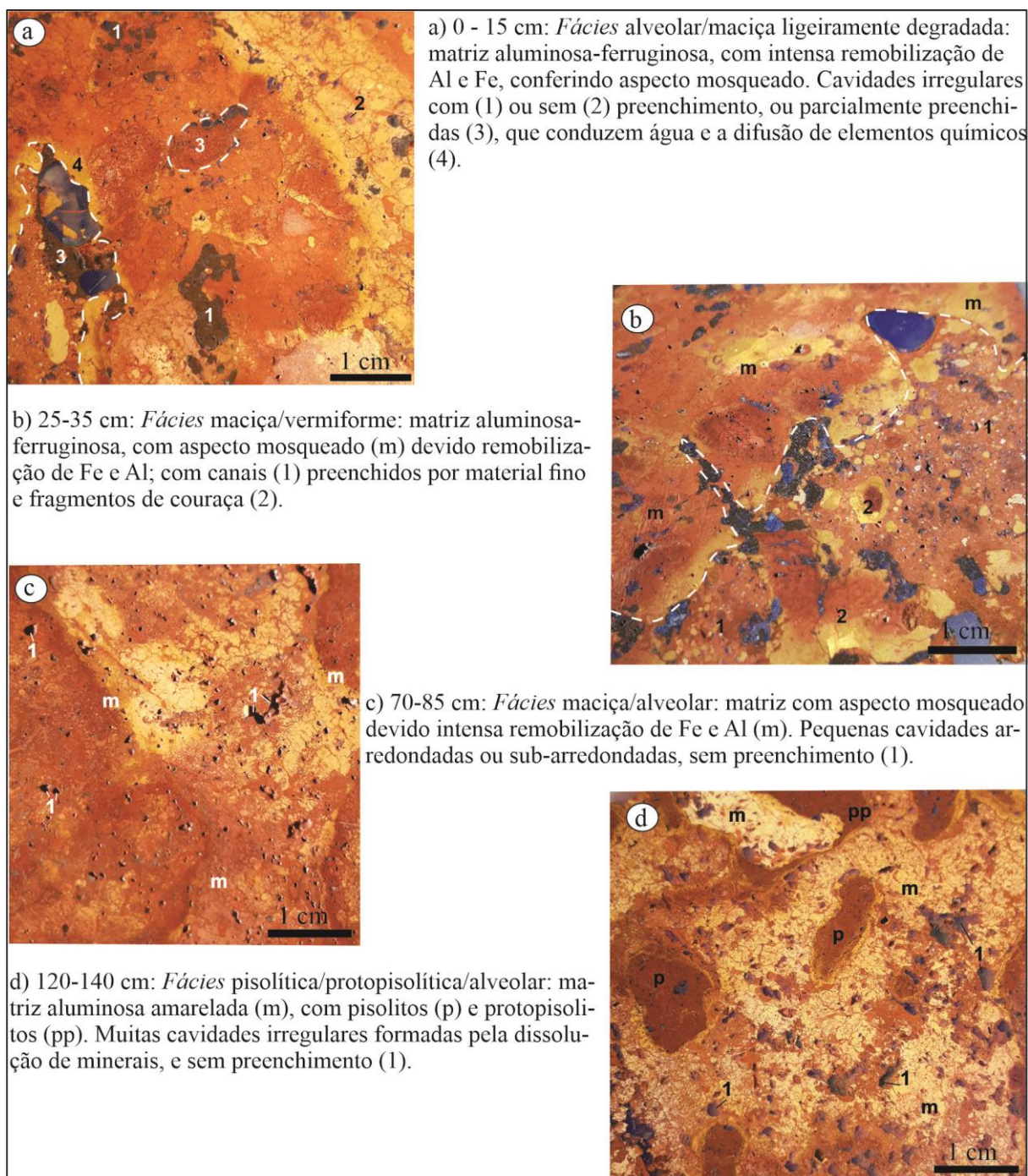
Pequenas cavidades arredondadas formadas pela completa ou parcial dissolução de minerais conferem aspecto alveolar, principalmente ao longo do perfil RP2 (Prancha 2), ou

ainda no horizonte superficial de DT1 (Prancha 6). Em geral, essas cavidades foram identificadas em praticamente todos os horizontes F dos perfis estudados, mas sua manifestação foi mais evidente apenas em RP2.

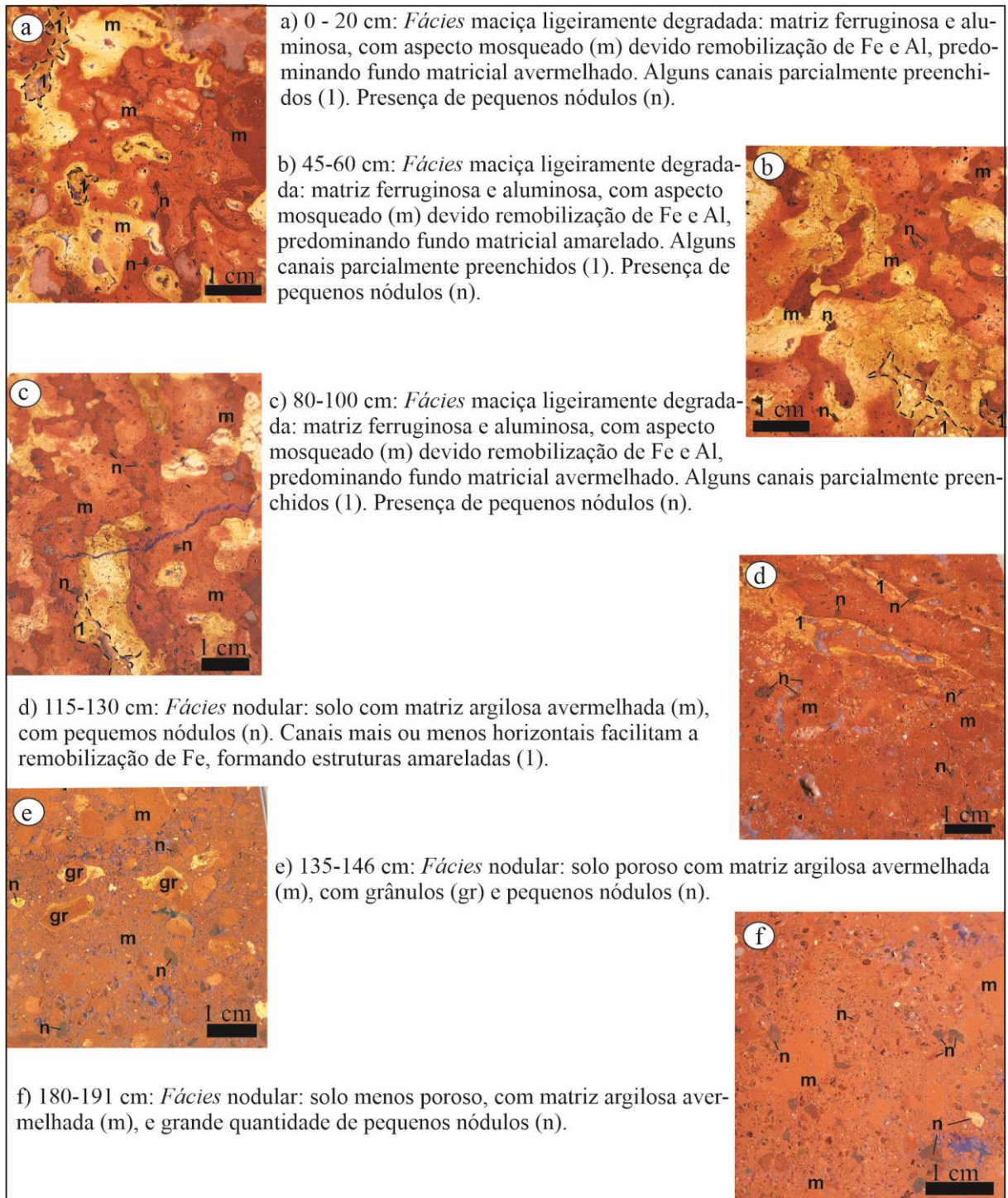
Finalmente, *fácies* lamelar foi definida ao longo de todo perfil PB1 (Prancha 4), caracterizada por forte orientação herdada do material de origem. Os blocos descritos apresentam foliação incipiente, bordas amareladas, e ferruginização avermelhada ou arroxeada concentrada principalmente entre planos foliares, ou no interior dos blocos.



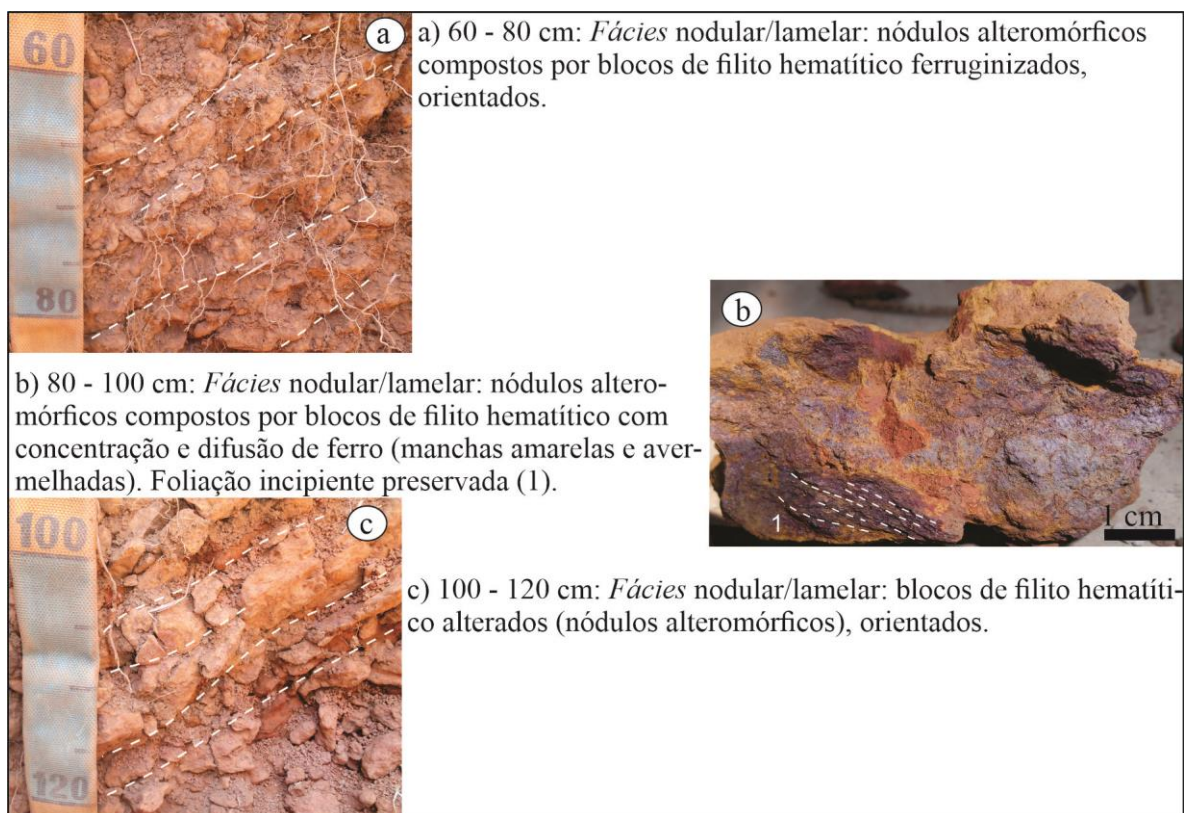
Prancha 1. *Fácies* morfológicas do perfil RP1. O aspecto mosqueado com contatos difusos em profundidade, tornam-se bem definidos (matriz amarela e vermelha) em direção ao topo o perfil.



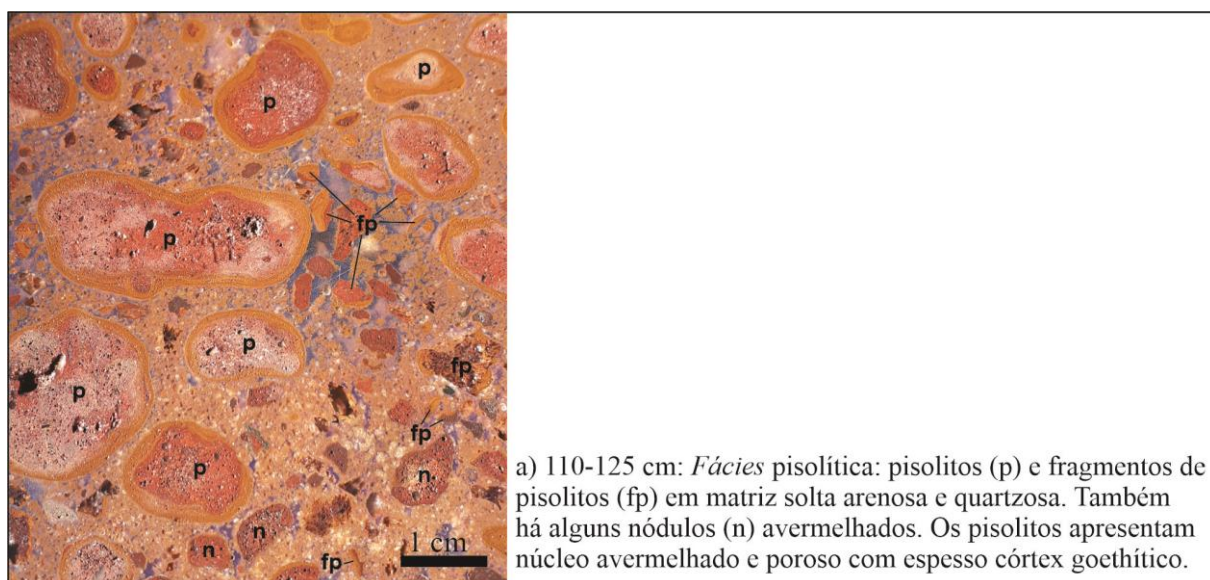
Prancha 2. *Fácies* morfológicas do perfil RP2. Matriz torna-se mais amarelada em profundidade, com surgimento de nódulos pisolíticos caracterizados por halos goethíticos ocre.



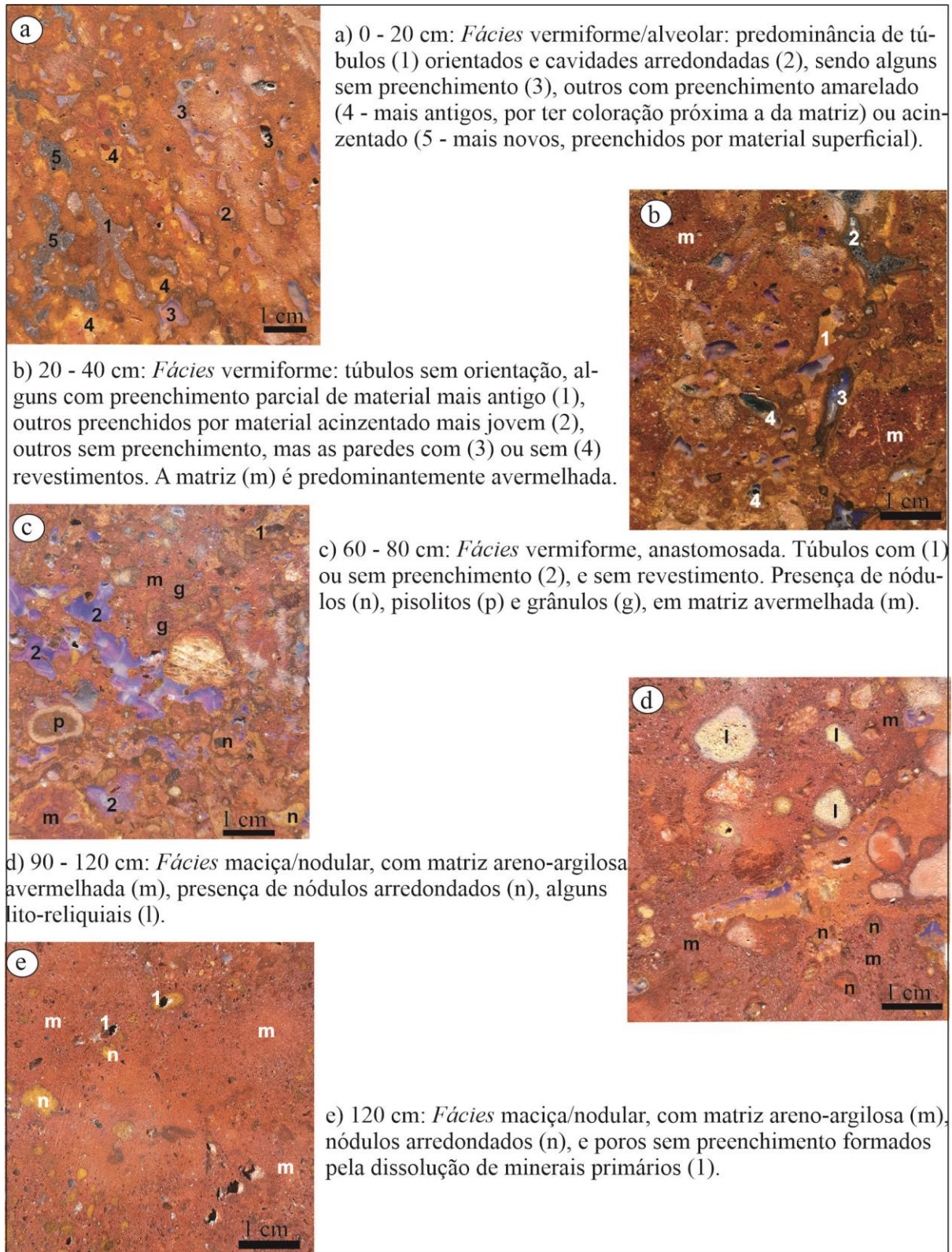
Prancha 3. *Fácies* morfológicas do perfil PB3. O *duricrust* mosqueado no topo é substituído por solo endurecido, avermelhado e nodular na base.



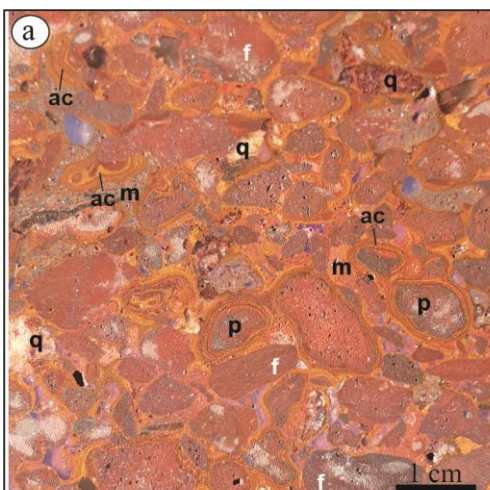
Prancha 4. *Fácies* morfológicas do perfil PB1. Nódulos alteromórficos compostos por fragmentos de filito hematítico intensamente ferruginizados e orientados caracterizam todo o perfil.



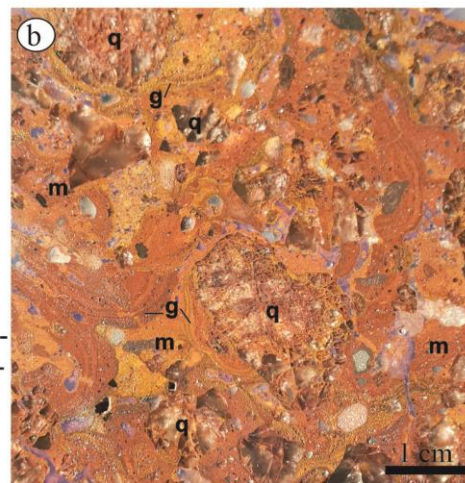
Prancha 5. *Fácies* morfológicas do perfil GUI1. Horizonte caracterizado por pisolitos em matriz solta arenosa.



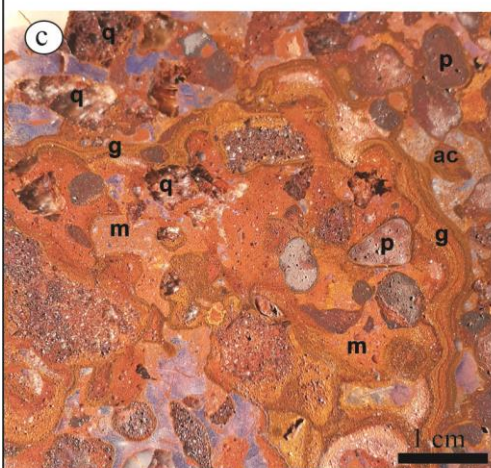
Prancha 6. *Fácies* morfológicas do perfil DT1. É perceptível o aumento da intensidade da ferruginização da base para o topo.



a) 0 - 17 cm: *Fácies* conglomerática/pisolítica: fragmentos de quartzito (q), filito ferruginizado (f) e antiga couraça (ac), cimentados por matriz areno-argilosa (m). Formação de muitos pisolitos (p).

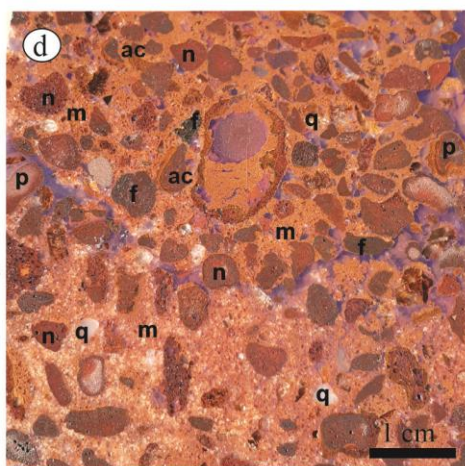


b) 56-75 cm: *Fácies* conglomerática/brechóide: muitos fragmentos de quartzito mal-selecionados (q) cimentados por matriz areno-argilosa (m). Interstícios preenchidos por halos goethíticos (g).

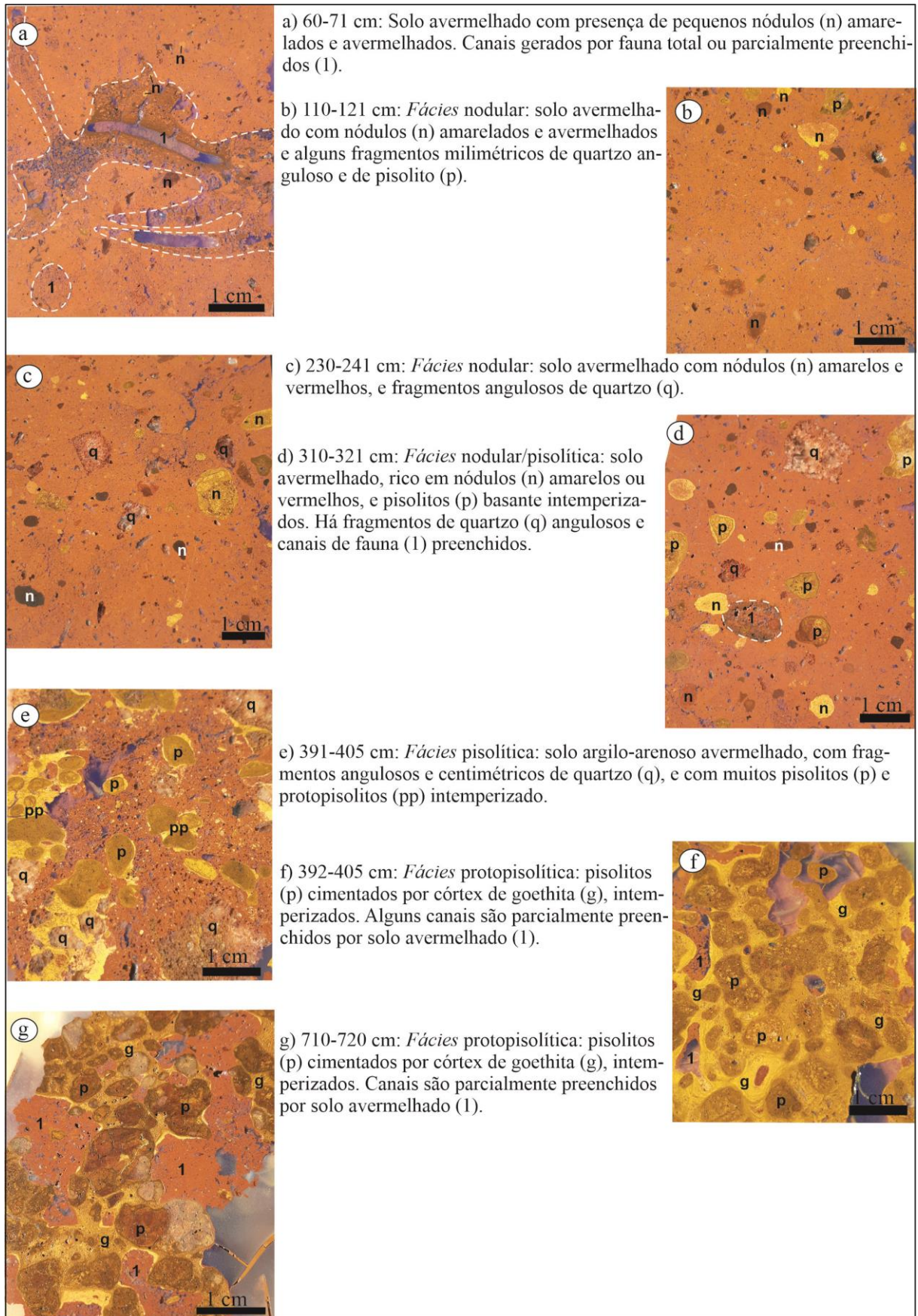


c) 75-90 cm: *Fácies* brechóide/conglomerática: matriz areno-argilosa (m) cimentando pisolitos (p) e fragmentos de quartzito (q) e antiga couraça (ac). Interstícios preenchidos por halos goethíticos (g).

d) 90-100 cm: *Fácies* conglomerática/nodular: matriz arenosa (m) cimentando nódulos (n), pisolitos (p) e fragmentos menores de quartzito (q), filito ferruginizado (f) e antiga couraça (ac).



Prancha 7. *Fácies* morfológicas do perfil GUI2. Fragmentos de filito, quartzito e antigo *duricrust* são cimentados por fluxos ferruginosos.



Prancha 8. *Fácies* morfológicas do perfil CM1. Perfil caracterizado por espessa camada de solo friável sobre espessa camada de *duricrust*. A degradação do *duricrust* é perceptível da base para o topo.

3.1.2. Feições micromorfológicas dos duricrusts

A descrição micromorfológica realizada em 40 lâminas delgadas, referentes aos horizontes F e B dos perfis RP1, RP2, PB3, GUI1, GUI2, DT1 e CM1, revelou a natureza complexa dos *duricrusts*, caracterizada por intensa variação na coloração, nos tipos de elementos individuais e porosidades, bem como a forma como esses elementos se relacionam entre si. Entretanto, foram determinadas algumas semelhanças entre RP1, RP2 e PB3, e entre GUI2 e DT1. Os principais elementos descritos e identificados foram: fundo matricial, porosidade, glébulas, litorelíquias, pedorelíquias e bioturbação.

O fundo matricial foi identificado como um dos componentes com maior variedade de cor e composição dentro dos horizontes F. Nos perfis RP1, RP2 e PB3 o fundo matricial é caracterizado por discrepantes domínios amarelos e vermelhos, compostos por argila (gibbsita e óxido-hidróxidos de ferro), formando contatos bruscos ou serrilhados, e alguns domínios intermediários evidenciando intensa remobilização de Fe (Figura 3.3 a-c). Por outro lado, em GUI2 e DT1 o fundo matricial é caracterizado por domínios compostos por grãos de quartzo cimentados por matriz escura hematítica (Figura 3.3 d), e posterior cimentação por diversos fluxos ricos em Fe, formando revestimentos ou córtex goethíticos (Figura 3.3 e). O fundo matricial de coloração predominantemente amarela, no perfil CM1, revela a formação de halos de natureza goethítica seguidos por processos de degradação (Figura 3.3 f).

Poros e canais são elementos comuns dos *duricrusts* descritos, e foram identificados três tipos principais: 1) formados por dissolução e lixiviação; 2) por ciclos de umedecimento e secamento; e 3) pela ação da fauna e raízes. O primeiro tipo, embora tenha sido identificado em todos os perfis, é bastante comum principalmente em RP1, RP2, PB3 e CM1. Geralmente, a dissolução química ocorre mais intensamente nos domínios mais amarelos da matriz, formando cavidades policôncavas, comumente com hipo-revestimento rico em ferro (Figura 3.4 a-b) ou revestimento por depleção (Figura 3.4 c). Além disso, a dissolução total ou parcial de grãos minerais, principalmente quartzo, é bastante comum nos perfis de RP1 e RP2, resultando em poros no interior de glébulas.

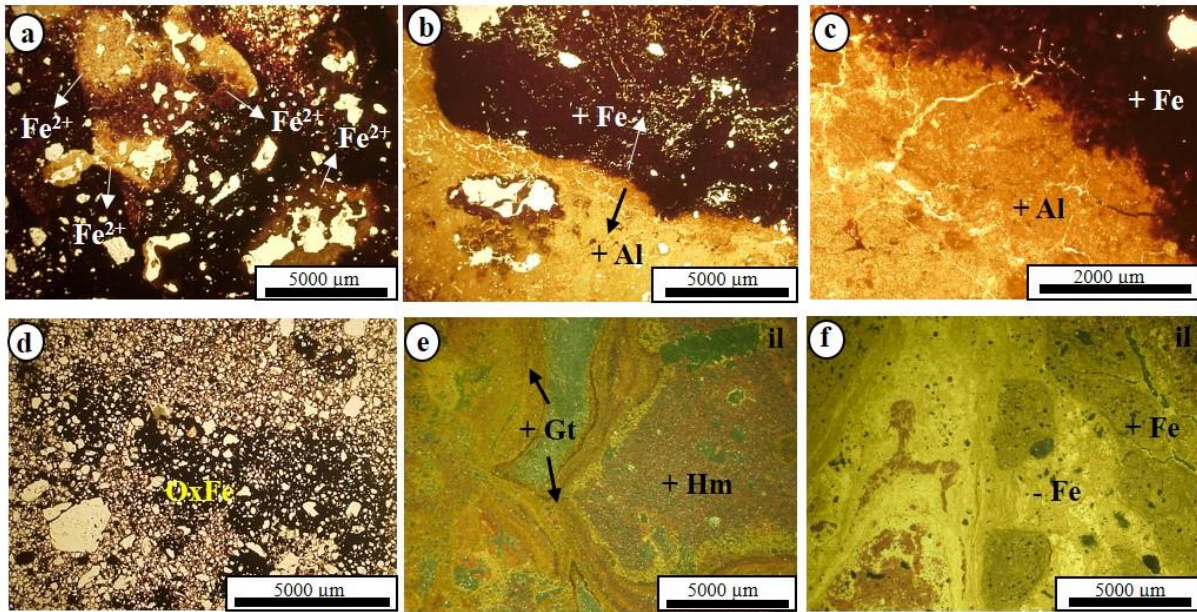


Figura 3.3. Fotomicrografias do fundo matricial. a) Difusão do Fe gera matriz com aspecto “mosqueado”, composto por matriz amarela aluminosa e matriz vermelha ferruginosa (PB3). b) Contato abrupto entre as matrizes amarela e vermelha (RP1) ou c) contato serrilhado (RP1). d) Fundo matricial de DT1 é caracterizado por fluxos hematíticos que cimentam grãos de quartzo. e) A matriz de GUI2 caracteriza-se por cimento hematítico inicial e fluxos goethíticos posteriores cimentando e preenchendo canais. f) Matriz mais e menos ferruginosa compõem diferentes fluxos em CM1. OxFe – óxido de ferro. Gt – goethita. Hm – hematita. il – luz incidente.

Canais gerados por alternância entre períodos secos e úmidos são frequentes nos perfis RP1, RP2 e PB3, e caracterizam-se pela formação de pontos tríplices, causando um aspecto “craquelado”, principalmente na matriz amarela (Figura 3.4 d-g). Por outro lado, a ação da fauna e das raízes é evidente em todos os perfis, principalmente nas posições mais próximas à superfície. Raízes e organismos aproveitam a atual porosidade, principalmente a gerada por dissolução, para se fixarem e sobreviverem, colaborando para a ampliação e formação de novos canais.

Os poros e canais dos perfis GUI2 e DT1 geralmente não apresentam revestimentos, mas foi identificado grãos de areia cimentados por matriz hematítica (Figura 3.4 h). Além disso, os principais preenchimentos observados foram grãos de quartzo fração areia, fragmentos de *duricrusts* e de filito hematítico, e excrementos de organismos. Para o perfil CM1, embora tenham sido identificados em campo canais com espesso revestimento goethítico, em nenhuma lâmina foi definido canais com revestimentos, porém todos eles apresentam-se preenchidos por agregados e microagregados avermelhados, e grãos de quartzo. Por fim, os perfis RP1, RP2 e PB3 são os que apresentam preenchimentos mais complexos. Revestimentos de argila são frequentemente encontrados preenchendo parcialmente poros ou canais formados por dissolução ou por fauna e raízes (Figura 3.4 i). Em porosidades ainda maiores ocorrem preenchimentos por fragmentos de *duricrusts*, algumas

vezes com retrabalhamento por organismos, agregados e excrementos. Associados aos poros menores (pontos tríplexes) ou em espaços entre preenchimentos anteriores ocorrem feições pedológicas cristalinas (Bullock et al., 1985) resultado de precipitação de gibbsita cristalina, ou cristalárias como descrito por Brewer (1964) (Figura 3.4 f).

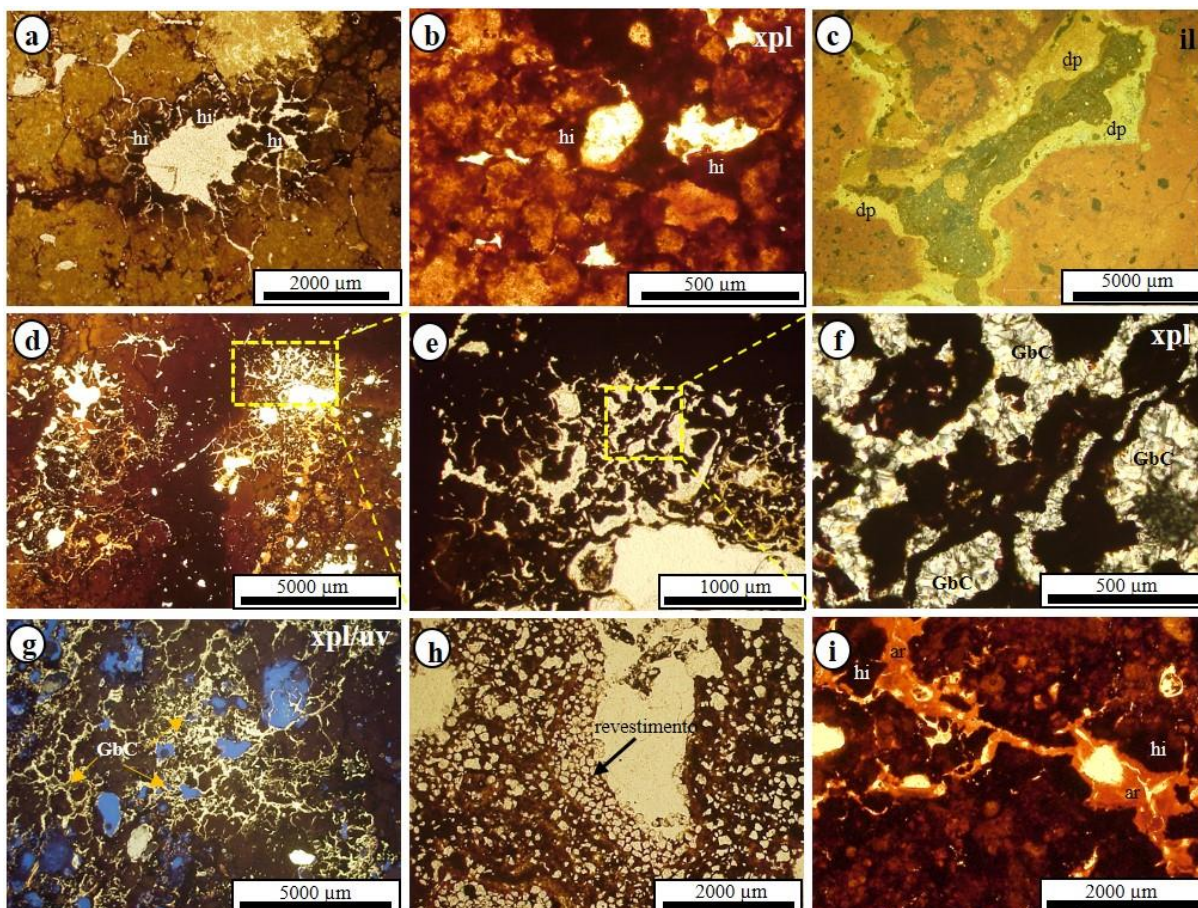


Figura 3.4. Fotomicrografias de poros, canais, preenchimentos e revestimentos. a-c) Poros policôncavos formados por dissolução química, com hipo-revestimento (hi) ferruginoso (a-b) e revestimento por depleção (dp) de Fe (c). d-g) Canais por desidratação, formando aspecto “craquelado”, principalmente na matriz amarela aluminosa, e posteriormente preenchidos por gibbsita cristalina (GbC) ou cristalárias. h) Canal revestido por grãos de areia cimentados por hematita. i) Canal com hipo-revestimento ferruginoso preenchido por argilãs (ar). (a, g – RP2; b, d-f, h – RP1; c – PB3; i – DT1). il- luz incidente. xpl – nicóis cruzados. uv – luz ultravioleta.

Todos os *duricrusts* descritos apresentam quase todos os tipos de nódulos. Nódulos típicos são bastante evidentes nos horizontes Bw dos perfis PB3 e CM1, e apresentam colorações que variam do vermelho escuro ao amarelo. Há, inclusive, evidências de nódulos hematíticos se alterando para goethíticos (Figura 3.5 a). Em GUI2 e DT1 aparecem ao longo de todo perfil, e enquanto alguns são possivelmente transportados, outros são formados *in situ* (Figura 3.5 b). Nódulos granulares foram identificados apenas em RP2, e caracterizam-se por um núcleo vermelho poroso, com bordas amareladas geradas pela remobilização de Fe (Figura 3.5 c-d). Nódulos pisolíticos são comuns nos perfis GUI1, GUI2 e CM1. Em GUI1 os

pisolitos são soltos, predominando nos horizontes Bc1 e Bc2, e são caracterizados por um núcleo avermelhado ferruginoso e arenoso, e espesso córtex goethítico marrom, com bandas bem definidas e alguns grãos de quartzo (Figura 3.5 e). Os nódulos pisolíticos de GUI2 ocorrem em todos os horizontes e são semelhantes aos de GUI1, mas ocorrem em menor quantidade e aparecem coalescidos ou cimentados pela matriz (Figura 3.5 f). Em CM1 os pisolitos tornam-se comuns nos horizontes F, e são caracterizados por núcleo marrom poroso e córtex amarelado goethítico, algumas vezes coalescidos entre si.

Litorelíquias e pedorelíquias são comuns ao longo dos perfis GUI1, GUI2 e DT1. Nos três perfis foram identificados fragmentos angulosos e mal selecionados de quartzo e filito hematítico, bem como fragmentos de pisolitos e de antigos *duricrusts* ferruginosos (Figuras 3.6 a-b). Alguns dos fragmentos de filito hematítico apresentam-se intensamente ferruginizados, sendo considerados como nódulos alteromórficos. Em algumas lâminas foi identificado estrutura típica de estratificação causada pela sedimentação e acomodação de grãos de quartzo (Figura 3.6 c). Os fragmentos de *duricrusts*, nestes perfis, tanto podem ser considerados litorelíquias, já que fornecem informações sobre o material de origem, como também podem ser considerados pedorelíquias, por guardar informações pedológicas pretéritas.

Grãos de quartzo total ou parcialmente dissolvidos, ou com fraturas preenchidas por óxidos de ferro e alumínio (*runiqueartz*), ocorrem principalmente nos perfis RP1, RP2, PB3 e CM1 (Figura 3.6 d-e). Nos horizontes superficiais do perfil CM1 comumente *runiqueartz* aparece fraturado (Figura 3.6 e). Além disso, fragmentos de revestimento de argila ou pápulas (Brewer, 1964) são encontrados no perfil RP2 revelando antigos ciclos de iluviação (Figura 3.6 f).

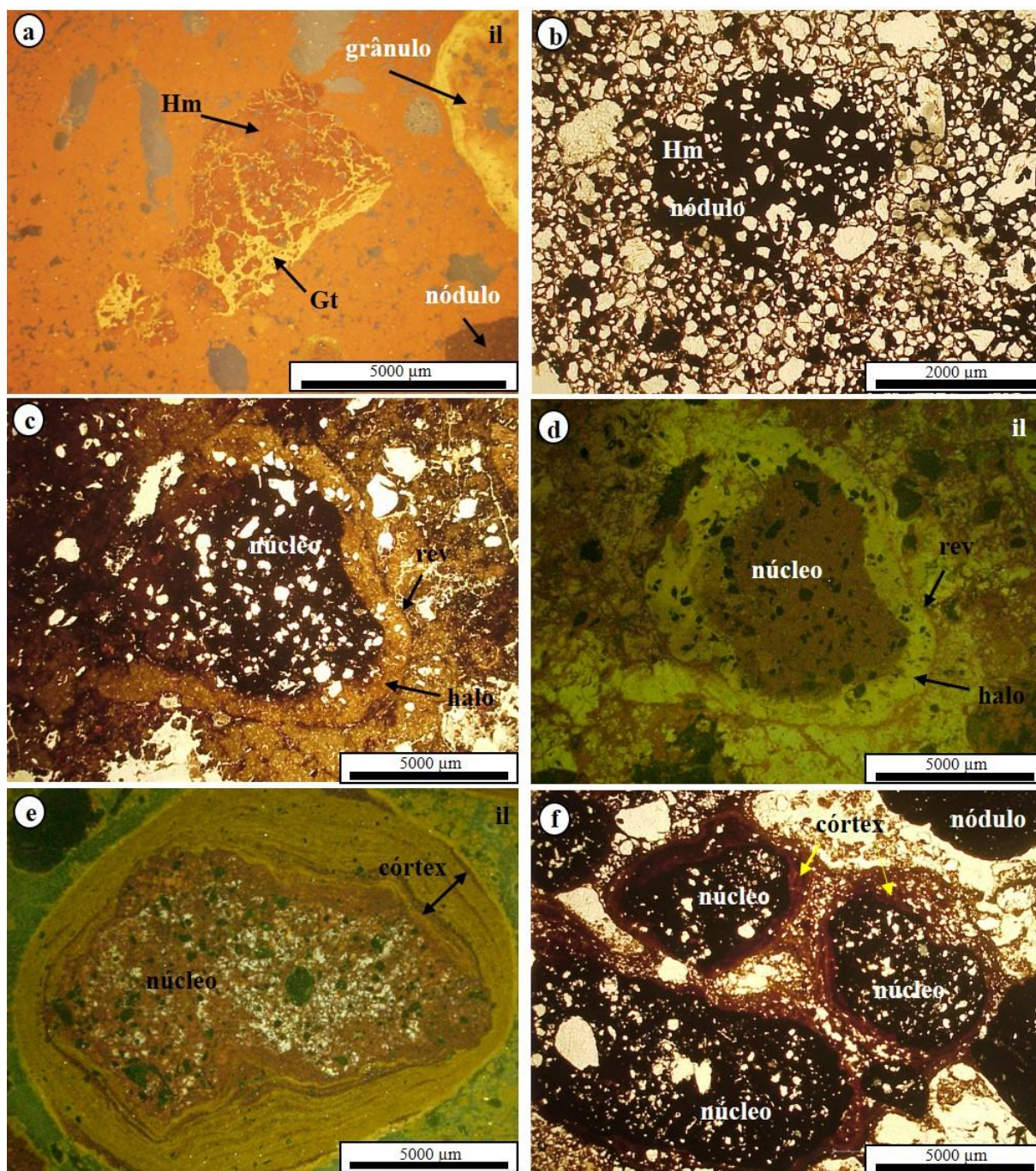


Figura 3.5. Fotomicrografias de diferentes tipos de nódulos. a) Horizontes superficiais de CM1 apresentam glébulas reliquiais, tais como nódulo hematítico alterando para goethítico (centro), nódulo hematítico (canto direito inferior) e grânulo caracterizado por núcleo hematítico e bordas de depleção em Fe (canto direito superior). b) Nódulo *in situ* se formando em porção mais porosa da matriz em DT1. c-d) Grânulo composto por núcleo hematítico, com poros por dissolução do quartzo, e halo formado pela dissolução do Fe em RP2; revestimento fino hematítico ao redor. e) Pisolito típico com núcleo hematítico e com grãos de quartzo, e córtex formado pela precipitação de goethita, em GUI1. f) Predominância de pisolitos cimentados em GUI2, com presença de nódulo hematítico.

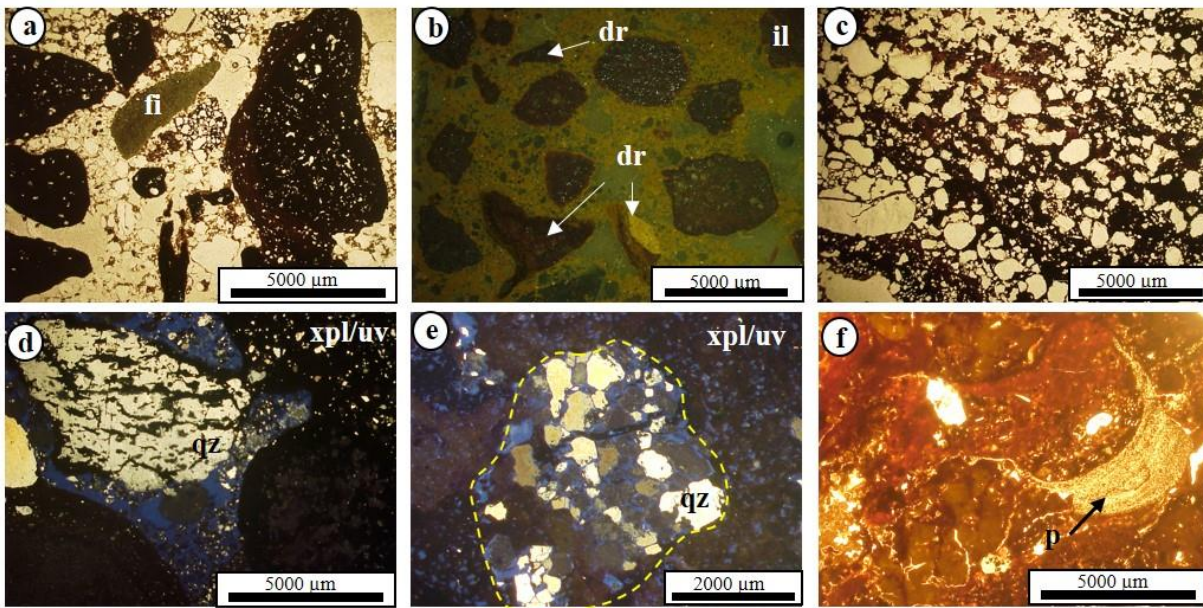


Figura 3.6 Fotomicrografias de litorrelíquias e pedorrelíquias. a-b) Nódulos alteromórficos compostos por fragmentos de filito (fi) ferruginizado e de antigo *duricrust* (dr). c) Estratificação inclinada formada pela deposição e acomodação de grãos de quartzo transportados e mal selecionados. d) Quartzo (qz) com dissolução parcial, preenchida por óxidos de Fe (*runiquartz*). e) Grão de quartzo com dissolução em estágio mais avançado que na foto d, com rompimento do grão, gerando grãos menores. f) Fragmento de argila ou pápula (p), revelando antigo ciclo de iluviação. (a-d – GUI2; e – CM1; f – RP2). il – luz incidente. xpl – nicóis cruzados. uv – luz ultravioleta.

Por fim, processos de bioturbação são presenciados em todos os perfis, revelando que a natureza altamente endurecida dos *duricrusts* não é um fator limitante para a ação da fauna e flora. Em campo, termiteiros são comumente encontrados sobre lajes endurecidas compostas por *duricrusts* expostos à superfície, assim como o crescimento de gramíneas e vegetação rasteira local (Figura 3.7 a). Poros anteriormente formados por dissolução química tornam-se pontos de acesso de organismos, tais como cupins, minhocas, ácaros, enquitreídeos e raízes, que amplificam e prolongam esses poros, depositando excrementos e materiais minerais superficiais (Figura 3.7 b-e). Curiosamente, a atividade desses organismos aparece mais disseminada em porções amareladas da matriz, compostas principalmente por gibbsita, como no caso de RP1 e RP2, ou com maior quantidade de caulinita e menos ferro, como por exemplo CM1, sugerindo regiões preferenciais (menos endurecidas) de atuação (Figura 3.7 c-d). Em alguns perfis, os *duricrusts* estão sendo literalmente desagregados e desmantelados por processos de bioturbação (Figura 3.7 f), como em alguns horizontes em CM1 e PB3. Geralmente a ação desses organismos são atuais, mas algumas raras feições revelam bioturbação preservada, tais como materiais retrabalhados e posteriormente cimentados por gibbsita cristalina (Figura 3.7 g), ou antiga estrutura/tecido de raiz substituída por componentes minerais do solo, tais como óxidos de ferro (Figura 3.7 h-i).

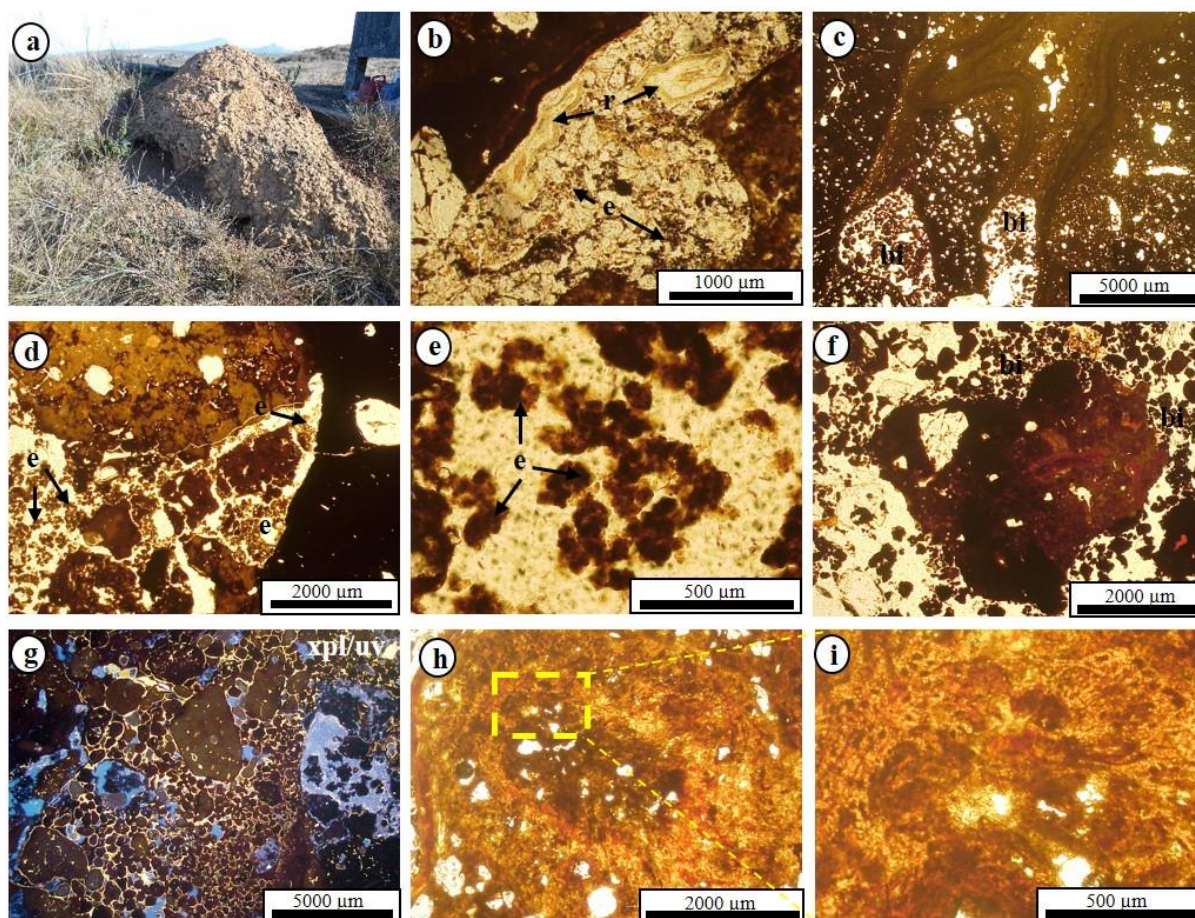


Figura 3.7. Foto e fotomicrografias da atividade de organismos nos *duricrusts*. a) Termiteiro e gramíneas sobre laje de *duricrust* muito endurecida (horizonte litoplântico). b) Restos de raízes (r) e excrementos (e) dentro de canal formado por dissolução química. c-d) Canais por bioturbação (bi) formados preferencialmente em porções menos ferruginosas da matriz, com preenchimento denso, excrementos (e) e material mineral. e) Detalhes de excrementos. f) Degradação de *duricrust* por bioturbação (bi). g) Retrabalhamento de *duricrust* por ação de organismos e posterior cimentação por gibbsita cristalina. h-i) Antiga estrutura/tecido de raiz substituída por minerais componentes do solo. (a, d-e – RP1; b, f – PB3; c – CM1; g – RP2; h-i – DT1). xpl – nicóis cruzados. uv – luz ultravioleta.

3.2. Caracterização geoquímica das *duricrusts*

3.2.1. Análises por Fluorescência de raios-X e Espectroscopia de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente

Em todos os perfis deste estudo, os teores de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 foram os mais relevantes, compondo 65-95% das amostras (Apêndice C). O diagrama ternário SiO_2 – Al_2O_3 – Fe_2O_3 revela naturezas aluminosas e ferruginosas dos *duricrusts* (Figura 3.8). Os perfis GUI2 e CM1 são os *duricrusts* ferruginosos propriamente ditos, enquanto os perfis RP1, RP2 e PB3 são os mais aluminosos, podendo ser considerados como bauxitas ferríferas (segundo Aleva, 1994) ou *duricrusts* aluminosos. A espessa camada de solo solto que compõe a parte superior do perfil CM1 mostra-se mais aluminosa que o *duricrust* abaixo. Os perfis

PB1, GUI1 e CUR1, cujos horizontes Fc e Bc foram subdivididos em amostras de matriz solta e nódulos (típico, pisolíticos ou alteromórficos), mostram comportamento geoquimicamente distinto entre estes materiais (Figura 3.9). PB1 e CUR1 apresentam nódulos mais ferruginosos em relação a matriz solta, enquanto GUI1 revela comportamentos ora mais ferruginoso, ora mais rico em SiO₂ para ambos os materiais. Por fim, o perfil DT1 revela-se menos ferruginoso e mais rico em sílica do que as amostras DT2 e DT3 obtidas de camadas de *duricrusts* em posições topográficas mais elevadas.

Os teores de TiO₂ variaram de 0.4 a 14%, sendo que para as amostras de solo solto ou matriz solta esses valores sempre são maiores que nos horizontes F ou para amostras de glébulas (Figura 3.9). O perfil PB3 obteve os maiores teores de TiO₂, com valores de 2.1 a 5.9%, nas camadas de *duricrusts*, e 7.3 a 14% nos horizontes Bw; enquanto DT1 e GUI2 tiveram os menores teores.

Os valores de LOI aparecem geralmente mais altos (> 17%) nos *duricrusts* aluminosos (RP1, RP2 e PB3), incluindo a porção superior do perfil CM1 (horizontes A e B) onde o teor de alumínio é superior aos do *duricrust* abaixo (Figura 3.9). Enquanto os teores de Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, TiO₂ e LOI se mantém praticamente constantes ao longo de todo perfil de RP1 e RP2, em PB3 os valores são bastante variados, e Fe e Al apresentam correlação inversamente proporcional. Correlações inversas do Fe com Al ou Fe com Al e Si são notórias em todos os *duricrusts* ferruginosos e nos nódulos dos horizontes Bc e Fc (Figura 3.9).

Em relação aos elementos menores (Apêndice C), o V aparece com teores elevados (> 200 ppm) em todos os perfis, com exceção dos horizontes C dos perfis GUI1, GUI2 e DT1, onde ocorrem valores < 100 ppm. O elemento Pb é relativamente mais concentrado nos *duricrusts* ferruginosos, com teores > 100 ppm, enquanto nas aluminosas o teor é < 46 ppm. Concentrações mais elevadas de Ba (400 – 950 ppm) ocorrem exclusivamente no perfil PB1; e o Cr é mais elevado no perfil CUR1 (320 – 683 ppm) e na porção superior do *duricrust* no perfil CM1.

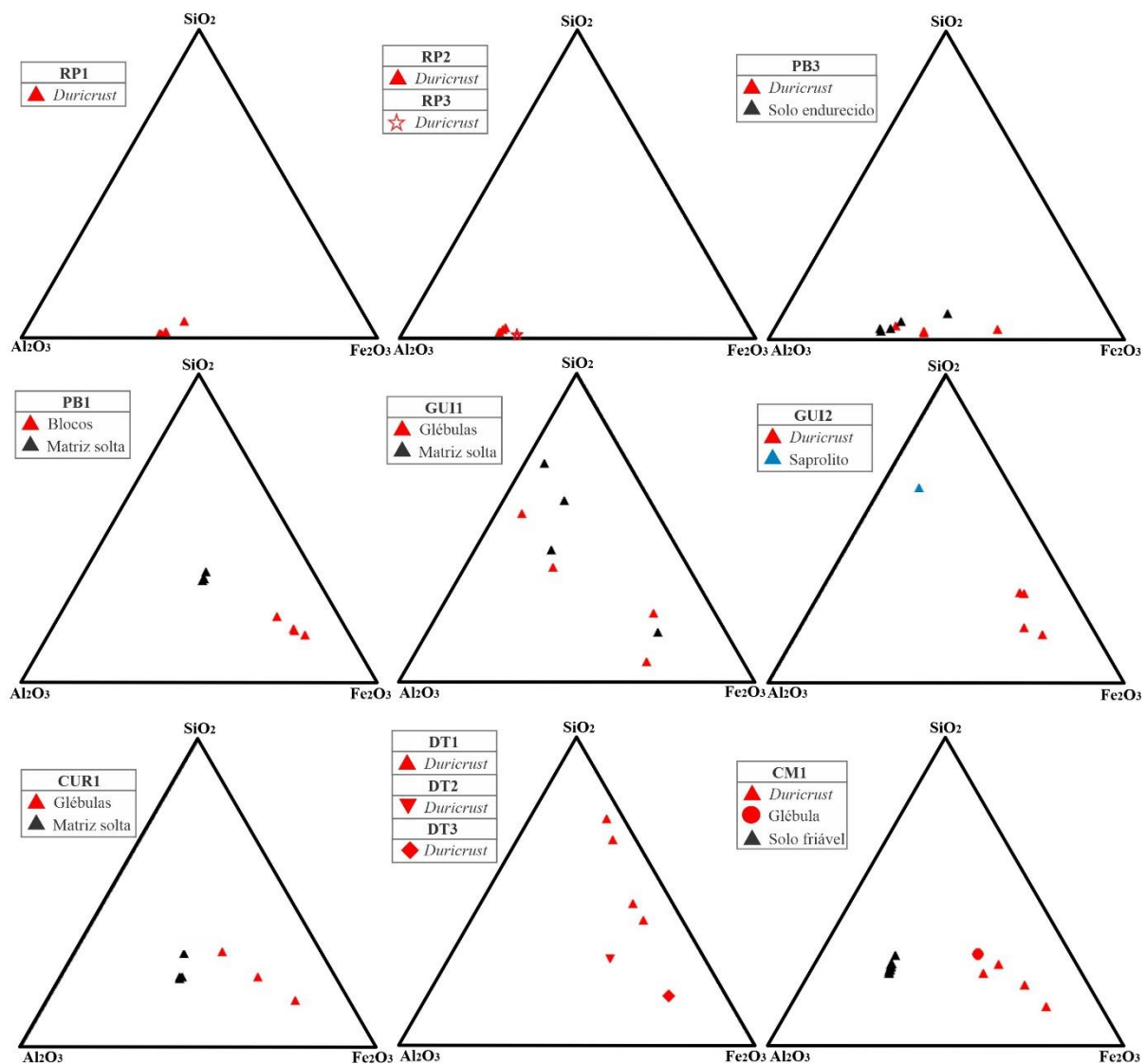


Figura 3.8. Diagramas ternário SiO₂ - Al₂O₃ - Fe₂O₃ obtidos para cada perfil deste estudo. Enquanto os duricrusts de RP1, RP2 e PB3 revelam natureza aluminosa, os demais perfis mostram-se mais ferruginosos.

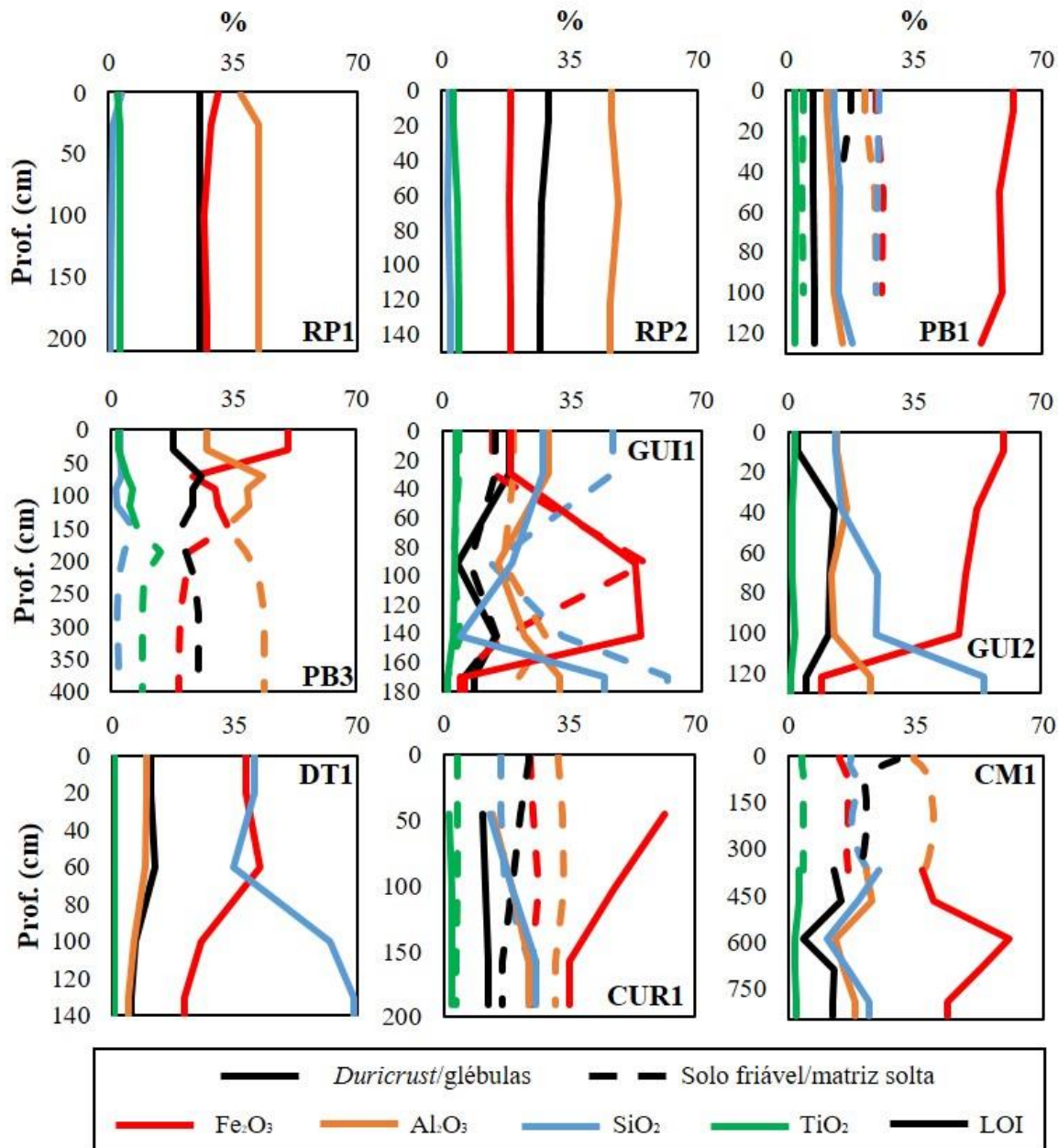


Figura 3.9. Proporções de Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, TiO₂ e LOI ao longo dos perfis. As amostras tracejadas são referentes a solo friável ou matriz solta. O valor de LOI é sempre mais elevado onde ocorre maior concentração de Al.

3.2.1.1. Elementos Terras Raras

O comportamento dos elementos terras raras em solos sugere quais processos pedogênicos atuaram durante sua evolução (Laveuf e Cornu, 2009). Neste trabalho pretende-se contribuir para uma maior compreensão do comportamento desses elementos em ambientes intensamente intemperizados associados a *duricrusts* ferruginosos e aluminosos.

Os resultados obtidos para todas as amostras e sem os cálculos de normalização (Apêndice C) geralmente apresentam valores mais elevados de ETR leves (La e Ce) em relação aos pesados (Tm, Yb e Lu), e estão em concordância com outras pesquisas realizadas em *duricrusts* (p.e., Braun et al., 1998; Beyala et al., 2009; Al-Khribash et al., 2013; Berger et al., 2014). Após a normalização das amostras pelos valores da Crosta Continental Superior (Taylor e McLennam, 1985), percebe-se um enriquecimento significativo nos ETR pesados, principalmente dos elementos Tm e Lu (Figura 3.10). O aumento desses elementos seguiu um comportamento relevante a todas as amostras estudadas. Para o Tm, os maiores valores (112 – 225) obtidos foram para as *duricrusts* ferruginosas (horizontes F dos perfis GUI2, DT1 e CM1, e amostras CJ1/CJ2) e para glébulas ferruginosas (horizontes Fc do perfil PB1, e horizontes Bc dos perfis GUI1 e CUR1); valores intermediários (38 – 147) para os *duricrusts* aluminosos (horizontes F dos perfis RP1, RP2 e PB3); e menores valores (6 – 70) para solos soltos (horizontes A e Bw dos perfis PB3 e CM1) e matriz solta (horizontes Fc e Bc dos perfis PB1, GUI1 e CUR1). Embora as variações do Lu sejam pequenas, há um maior enriquecimento desse elemento nos *duricrusts* aluminosos (47 – 75); seguido dos solos soltos e matriz solta (24 – 60); e em menor quantidade nos *duricrusts* e glébulas ferruginosas (14 – 45). Tm e Lu são os elementos mais depletados na crosta continental (Taylor e McLennam, 1985), em condritos (Haskin et al., 1968) e também em solos ao redor do mundo (Alfaro et al., 2018). Neste estudo, as amostras tem apontado significativo enriquecimento nestes elementos em relação a crosta terrestre.

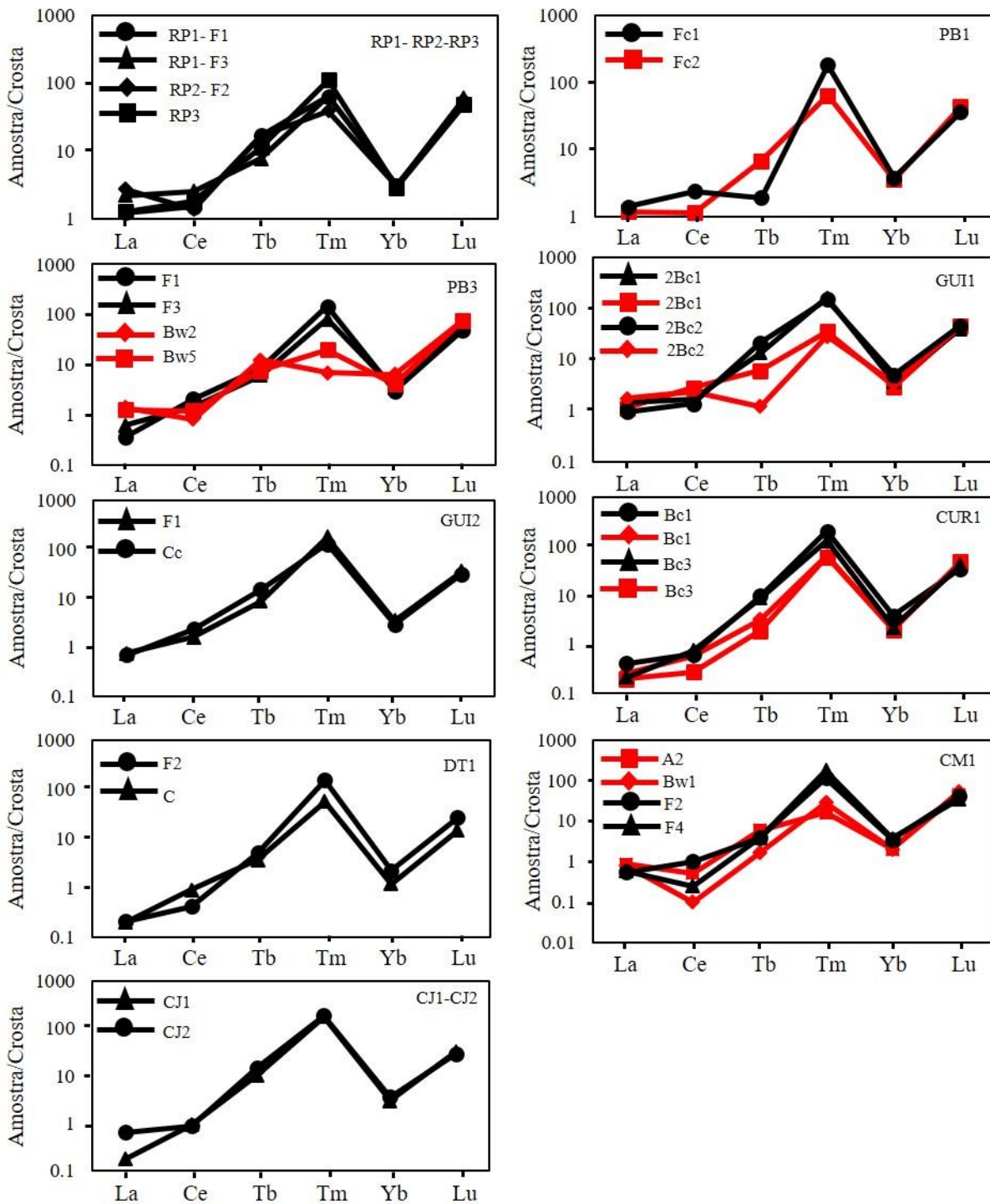


Figura 3.10. Padrões dos ETR normalizados para a Crosta Continental Superior (Taylor e McLennan, 1985) para amostras selecionadas de todos os perfis. As amostras em preto referem-se aos *duricrusts* (horizontes F) ou material nodular (horizontes Fc ou Bc), e as amostras em vermelho representam solos friáveis (horizontes A ou Bw) ou material solto (horizontes Fc ou Bc).

3.2.2. Mapas geoquímicos por Microscópio Eletrônico de Varredura e análises por Microsonda Eletrônica

Mapas elementares e análises pontuais quantitativas revelam importantes relações pedogenéticas nos *duricrusts* estudados, bem como diferenças relevantes entre eles. Os *duricrusts* ferruginosos apresentam significante maior quantidade de grãos de quartzo que os aluminosos, especialmente os perfis GUI2 e DT1.

Múltiplos fluxos ferruginosos compõem o principal cimento dos *duricrusts* ferruginosos (Figura 3.11). Estes fluxos assemelham-se entre GUI2 e DT1, onde predominam goethitas aluminosas, e em menor quantidade goethita e hematita (Figuras 3.11 a e 3.11 b). Além disso, a grande quantidade de quartzo é relevante nestes dois perfis. Por outro lado, o *duricrust* de CM1 caracteriza-se por fluxos compostos principalmente por goethita aluminosa e silicosa, e quantidade significativa de caulinita, revelando uma natureza mais silicosa (Figuras 3.11 c e 3.11 d).

Os três perfis de *duricrust* aluminoso constituem matriz heterogênea composta por limites amarelos e vermelhos destoantes (Figura 3.12). Os mapas geoquímicos revelam o caráter predominantemente aluminoso da matriz amarela, enquanto a matriz vermelha é composta por ferro e alumínio. As análises quantitativas identificaram gibbsita como mineral prevalecente na matriz amarela, e gibbsita e goethita e hematita aluminosas na matriz vermelha. Além disso, é comum goethita aluminosa se precipitar no contato entre essas matrizes (Figura 3.12 b). Gibbsitas cristalinas ou cristalárias são frequentemente identificadas preenchendo pequenos poros e canais (Figura 3.12 c).

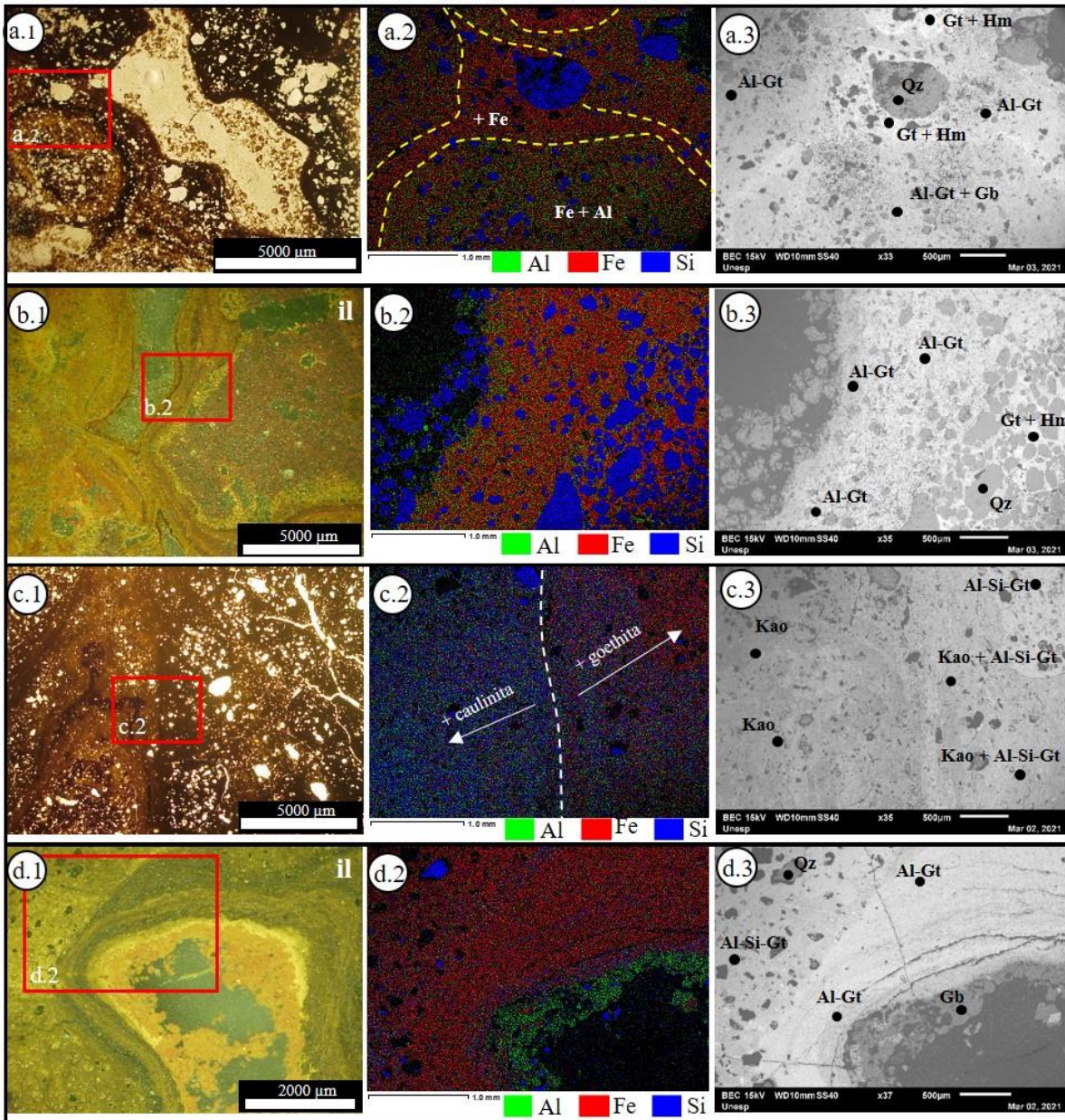


Figura 3.11. Fotomicrografias, mapas elementares e análises quantitativas pontuais referentes aos perfis GUI2 (a), DT1 (b) e CM1 (c-d). a) Soluções ferruginosas cimentam porções menos ferruginosas da matriz. b) Goethita aluminosa forma diferentes fluxos que cimentam porções mais hematíticas e quartzosas. c) Contato brusco entre matriz mais caulinitica e mais goethítica. d) Diferentes colorações da matriz revelam ora goethita aluminosa, ora goethita rica em Si e Al. a2-d2 – mapas químicos obtidos por MEV. a3-d3 - imagens de *backscatter* obtidas por microsonda. Gb – gibbsita; Gt – goethita; Al-Gt – goethita aluminosa; Al-Si-Gt – goethita aluminosa e silicosa; Hm – hematita; Kao – caulinita; Qz – quartzo. il - luz incidente.

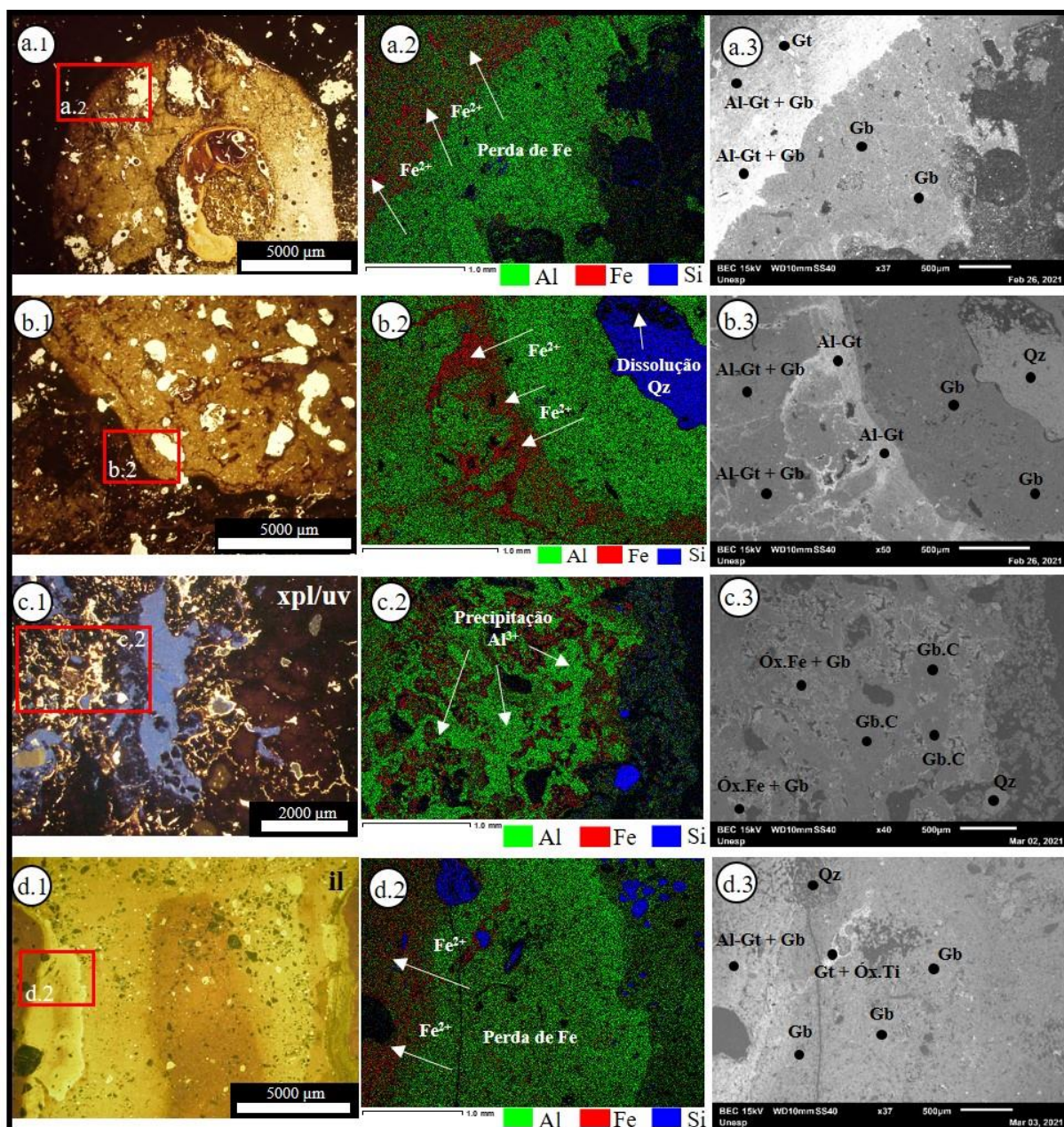


Figura 3.12. Fotomicrografias, mapas elementares e análises quantitativas pontuais referentes aos perfis RP1 (a), RP2 (b-c) e PB3 (d). a, b, d) Dissoluções e perdas de Fe consecutivas resultam na concentração do Al na matriz, predominando gibbsita. c) Precipitação de gibbsita cristalina a partir de soluções aluminosas. a2-d2 – mapas químicos obtidos por MEV. a3-d3 - imagens de *backscatter* obtidas por microsonda. Gb – gibbsita; Gb.C – gibbsita cristalina; Gt – goethita; Al-Gt – goethita aluminosa; Óx. Fe – óxido de ferro (hematita + goethita); Óx.Ti – óxido de titânio; Qz – quartzo. xpl – nicóis cruzados. uv – luz ultravioleta. il – luz incidente.

3.3. Caracterização mineralógica dos duricrusts

3.3.1. Análises por Difração de Raios-X e quantificação mineralógica

Os principais minerais identificados nos solos estudados foram goethita, hematita, gibbsita, quartzo, caulinita, rutilo e anatásio, minerais típicos de *duricrusts* (Apêndice D). Em

menor quantidade foram detectados micas (muscovita e fengita), magnetita, maghemita, ferrihidrita, ilmenita, bohemita, zircão, óxido de Mn e diamante. Embora tenha sido utilizado o método de refinamento de Rietveld para quantificação mineralógica, algumas dificuldades encontradas permitem caracterizar os resultados obtidos como semi-quantitativos. Em *duricrusts*, o processamento e a quantificação de fases minerais é comumente prejudicada pela presença de granulometria fina, baixa cristalinidade dos minerais e composições variáveis dos minerais de ferro (Neumann et al., 2014). A cristalinidade e o tamanho de grãos de goethita e hematita podem ser reduzidos quando há um aumento na substituição de Fe por Al, tornando-os minerais criptocristalinos (Cornell e Schwertmann, 2003; Neumann et al., 2014), muitas vezes não contabilizados durante o refinamento. Da mesma forma, a substituição de Al por Fe na estrutura da caulinita reduz a sua cristalinidade (Tardy, 1993), dificultando a sua quantificação.

Durante o refinamento alguns perfis e amostras não apresentaram grandes problemas, resultando em uma quantificação adequada, como RP1, RP3, PB3 e CM1 (com exceção da amostra do horizonte C). Em outros perfis foram identificadas maiores dificuldades, como valores elevados de χ^2 (RP2 e CUR1) ou correlação parcialmente adequada com as análises químicas (DT1, DT2 e DT3), embora o refinamento tenha ocorrido. Em outros casos não houve refinamento, como em parte dos perfis PB1, GUI1 e GUI2, e as fases minerais foram apenas identificadas, mas não quantificadas. Os difratogramas das amostras com maiores dificuldades de processamento caracterizam-se por maiores ruídos e picos com caudas longas ou/e assimétricas, complicando a contabilização pelo fator de R-Bragg (Toby, 2006). Além disso, goethita e caulinita foram os minerais que causaram maiores dificuldades durante os refinamentos. A Figura 3.13 mostra a correlação entre as análises químicas obtidas por FRX e a quantificação identificada por Rietveld considerando apenas os minerais principais goethita, hematita, gibbsita, quartzo e caulinita. A melhor correlação obtida foi para SiO_2 , seguida de Al_2O_3 , e a pior foi para Fe_2O_3 . Essa baixa linearidade entre Fe_2O_3 e goethita e hematita revelam baixa cristalinidade e tamanho reduzido desses minerais, dificultando a quantificação, e provavelmente a existência de outras fases minerais ricas em ferro não identificadas, ou ainda minerais de baixo grau de cristalinidade.

Os perfis RP1, RP2 e PB3, e a amostra RP3 caracterizam-se pelos maiores valores de gibbsita (34.4 – 92.8%), baixas quantidades de quartzo e ausência de caulinita. Além da gibbsita, estes perfis são compostos principalmente por goethita e hematita (geralmente não excedendo 20% a soma de ambos), e por rutilo e anatásio em menor quantidade. Bohemita aparece nos horizontes superficiais de PB3.

Os perfis DT1, GUI1 e GUI2 são caracterizados pelos maiores teores contéudos de quartzo. Enquanto DT1 é composto basicamente por quartzo e goethita, e em menor quantidade hematita e gibbsita, GUI1 e GUI2 também caracterizam-se por mica, goethita, gibbsita, hematita e caulinita. CUR1 é caracterizado por maiores teores de gibbsita e caulinita na matriz fina e glébulas, respectivamente, embora caulinita aparece em ambos, além de goethita, hematita e anatásio. PB1 difere dos demais pelos maiores conteúdos de mica e também por apresentar diamante, além de gibbsita, goethita, hematita, quartzo, rutilo, magnetita e caulinita. Por fim, o perfil CM1 é caracterizado por apresentar maior quantidade de gibbsita nos horizontes de solo friável acima e maior quantidade de goethita nos horizontes petroplínticos abaixo. Além disso, possui expressiva quantidade de caulinita, e em menor quantidade anatásio e hematita ao longo de todo perfil.

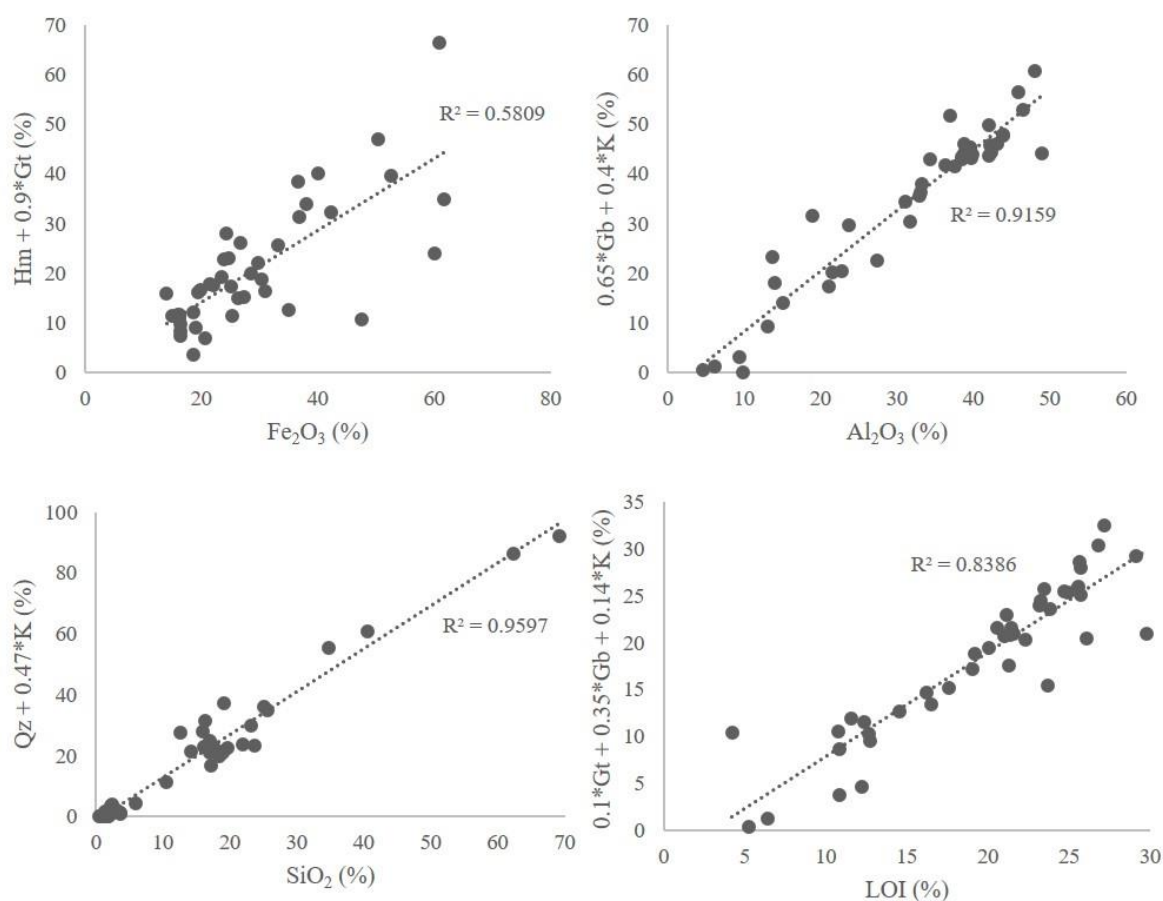


Figura 3.13. Relação entre as análises químicas por FRX e a mineralogia obtida pelo refinamento de Rietveld. Enquanto SiO_2 apresenta a melhor correlação com teores de quartzo e caulinita, Fe_2O_3 mostra a menor linearidade com hematita e goethita.

3.3.2. Susceptibilidade magnética

Minerais ferrimagnéticos, tais como magnetita e maghemita, caracterizam-se por apresentar comportamento magnético em rochas e solos (Dearing, 1999). O tamanho dos grãos ferrimagnéticos interferem nas medidas de susceptibilidade magnética (χ_{lf}) bem como nos valores de frequência dependente da susceptibilidade magnética (χ_{fd}), sendo que quanto mais fino o grão, maior será sua resposta magnética. Assim, os minerais ferrimagnéticos superparamagnéticos (SP) apresentam diâmetro $< 0.03 \mu\text{m}$ e estão comumente associados a processos bioquímicos no solo (Dearing, 1999).

Embora a prevalência de difratogramas sem identificação de minerais ferrimagnéticos, as medições de χ_{lf} e χ_{fd} apontam para sua presença nas amostras deste estudo, como foi previamente constatado por Camêlo et al. (2018). Além disso, os valores ligeiramente mais baixos de χ_{lf} quando medidos em alta frequência (Apêndice E) confirmam a influência dos SP nas amostras (Dearing, 1999).

Os valores mais elevados de χ_{lf} ($> 1000 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) foram obtidos na transição solo-*duricrust* no perfil PB3, com valores entre 100 e 1000 ($\cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) nos demais horizontes. Valores intermediários de χ_{lf} (>100 e $<700 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) ocorrem nos horizontes A, AB, BA e Bw de CM1, e na matriz solta dos horizontes Fc e Bc dos perfis PB1 e CUR1, exatamente nas amostras com menores teores de ferro (Apêndices C e E). Os demais perfis e amostras apresentam valores inferiores a $100 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$.

A frequência dependente da susceptibilidade magnética (χ_{fd}) apresentou valores elevados nos horizontes superiores (A, AB, BA e Bw) do perfil CM1 (9 -15%), contrastando com os resultados obtidos nos horizontes F (6 – 9%) (Figura 3.14 a). Os perfis PB3, RP2 e CUR1 apresentaram valores de χ_{fd} intermediários (4 – 10%), enquanto os demais exibiram $\chi_{fd} < 4\%$ (Figuras 3.14 b-d). Valores $>10\%$ indicam maior influência dos minerais SP; entre 2 e 10% apontam para uma mistura entre domínios SP e domínios com tamanhos maiores e variados (multi-domínios); e as amostras com valores $< 2\%$ apresentam predomínio de grãos com multi-domínios (Dearing, 1999).

Todos os horizontes F dos *duricrusts* ferruginosos (CM1, GUI2, DT1), bem como as glêbulas ferruginosas dos horizontes Fc e Bc (PB1, GUI1, CUR1) revelaram baixa ou inexpressividade magnética, devido maior quantidade de grãos multi-domínios (Figura 3.14). Por outro lado, os *duricrusts* aluminosos (RP2, PB3; Figura 3.14 c) e os horizontes com solo friável (CM1) ou matriz solta (PB1, CUR1) indicam uma maior contribuição dos ferrimagnéticos SP.

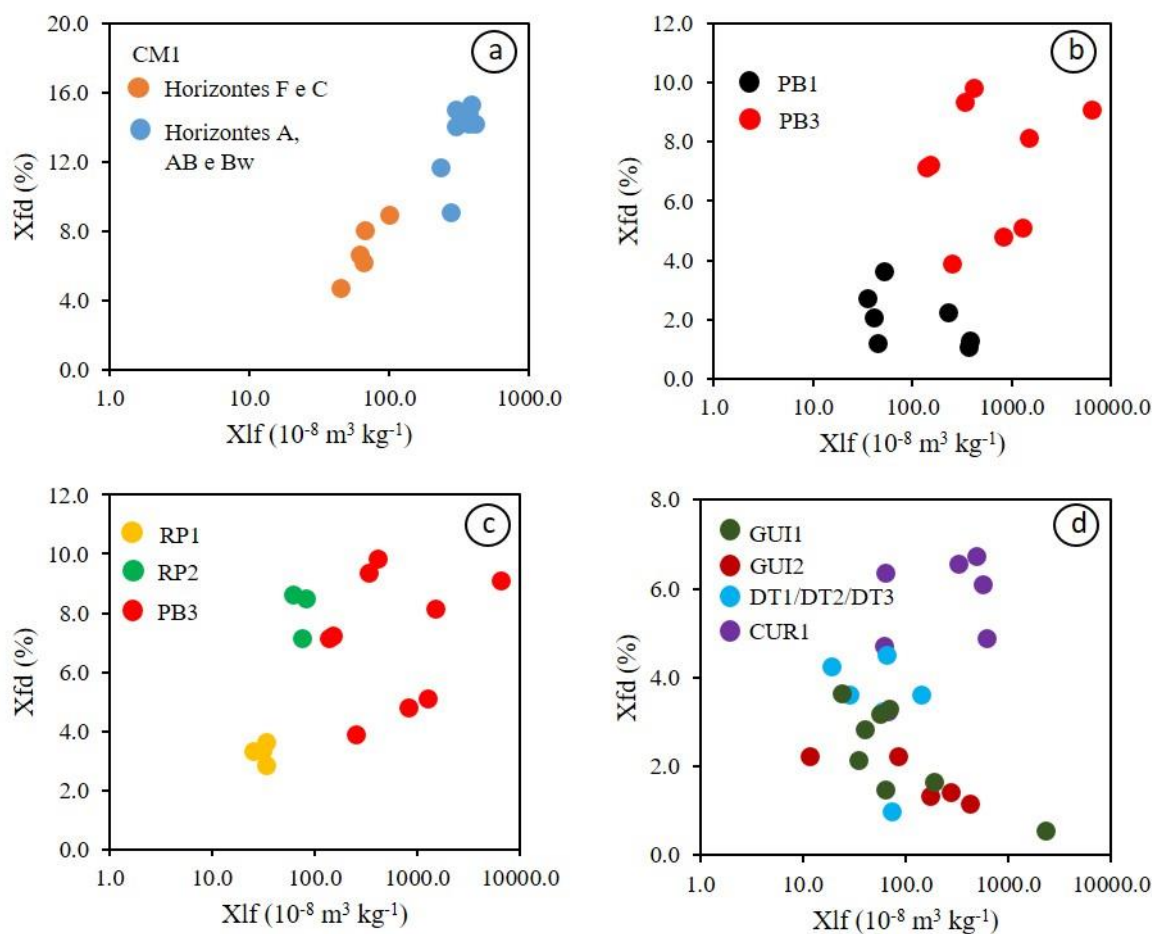


Figura 3.14. Relação entre susceptibilidade magnética (χ_{lf}) e a frequência (χ_{fd}). Contraste magnético entre *duricrust* e solo do perfil CM1 (a). Evolução pedogênica entre PB1 e PB3 e o consequente comportamento magnético (b). Comportamento magnético dos *duricrusts* aluminosos (c). Comportamento magnético dos *duricrusts* ferruginosos (d).

3.4. Geocronologia

3.4.1. Geoquímica das goethitas

As goethitas selecionadas para este estudo são alíquotas representativas dos grãos utilizados na datação por (U-Th)/He, e apresentam colorações que variam entre marrom, preto ou ocre. As análises obtidas por MEV e Microsonda Eletrônica revelam que as goethitas apresentam grãos complexos, caracterizados por baixa cristalinidade, intercrescimento com outras fases minerais e elevada porosidade (Figura 3.15). Estruturas bandadas compostas por diferentes gerações de goethita, ou pelo intercrescimento com hematita e/ou gibbsita são comuns. Em menor quantidade há grãos de goethita contaminados por pequenas incrustações de rutilo, micas (illita, biotita) ou zircão.

Todos os perfis exibiram goethitas com elevados teores de alumínio, com média de ~12% Al em RP1 e GUI2, ~7% Al em PB3 e RP3, ~6% Al em DT1/DT2 e CM1, e ~3.5% Al em CJ1/CJ2. A correlação inversa entre Fe e Al indica substituição isomórfica do Fe pelo Al na estrutura do mineral (Figura 3.16 a-b). Baixos teores de Si ocorrem na maioria dos perfis, com valores <1% nos *duricrusts* aluminosos e <2% em GUI2 e DT1/DT2. Quantidades significativas de Si ocorrem apenas nas goethitas de CM1 e CJ1/CJ2, com valores médios de 4.6% e 3.7%, respectivamente. Desta forma, enquanto a maioria dos perfis exibem estreita relação entre Al-goethita e gibbsita, indicando fases aluminosas e silicosas distintas e bem definidas, em CM1 e CJ1/CJ2 a precipitação de goethita associa-se a períodos com atuação de caulinita (Figura 3.16 c-d).

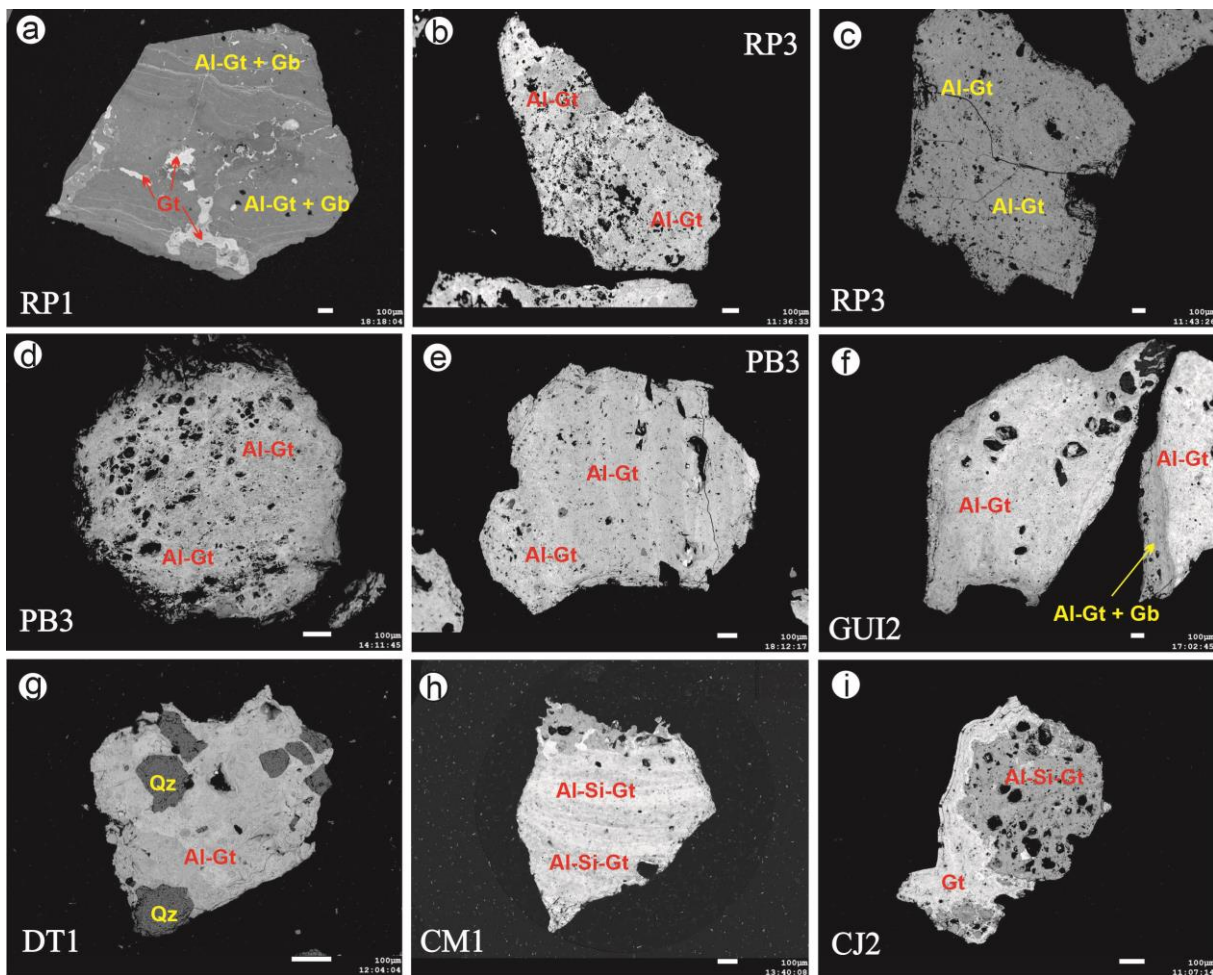


Figura 3.15. Imagens de grãos de goethita obtidas em microsonda eletrônica. As goethitas deste estudo apresentam baixa cristalinidade, devido substituição de Al ou Al e Si em sua estrutura cristalina (a-i); algumas possuem mais de uma geração de goethita (a, h-i); intercrescimento de outras fases minerais, como gibbsita ou hematita (a, f); e alguns cristais apresentam alta porosidade (b, d, i).

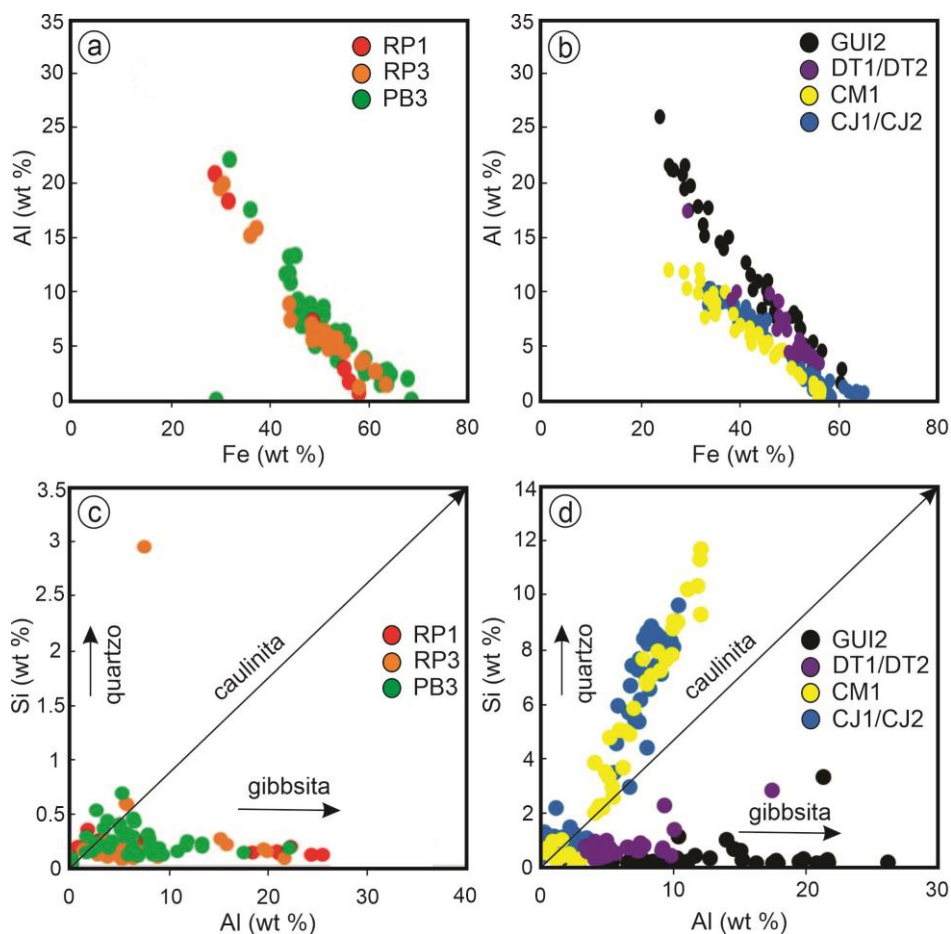


Figura 3.16. Geoquímica das goethitas. Relação entre teores de Al e Fe na composição das goethitas dos *duricrusts* aluminosos (a) e ferruginosos (b) revelam natureza aluminosa na maioria dos grãos de goethita. Teores de Al e Si na composição das goethitas dos *duricrusts* aluminosos (c) e ferruginosas (d) indicando a forte influência da gibbsita na maioria dos perfis.

3.4.2. Análises de (U-Th)/He

As idades obtidas pelo método de datação (U-Th)/He em 79 grãos de goethita revelam idades de 25.0 ± 2.5 a 0.23 ± 0.02 Ma, com uma idade discrepante de 56.0 ± 5.6 (Apêndice F e Figuras 3.17 e 3.18). As idades variam de 18.3 ± 1.8 a 10.9 ± 1.1 Ma para RP1, de 8.7 ± 0.8 a 1.3 ± 0.1 Ma para RP3, de 25.0 ± 2.5 a 0.6 ± 0.06 Ma para PB3, de 56.1 ± 5.6 a 0.3 ± 0.03 Ma para GUI2, de 1.4 ± 0.1 a 0.2 ± 0.02 Ma para DT1/DT2, de 23.8 ± 2.3 a 9.4 ± 0.9 Ma para CM1, e de 13.2 ± 1.3 a 2.4 ± 0.2 Ma para CJ1/CJ2. A partir do Oligoceno (~25 Ma) as idades tornam-se mais frequentes, salientando o intervalo entre o Mioceno Médio ao Pleistoceno Médio (Figura 3.19 a). Este intervalo foi bastante significativo na formação dos *duricrusts* ferruginosos, principalmente durante o Mioceno Superior e Plioceno, enquanto os *duricrusts* aluminosos apresentam maior concentração de idades no Mioceno Superior e Pleistoceno Inferior (Figura 3,19 a). A relação entre idade e elevação apresenta

correspondência apenas entre perfis/amostras localmente associados, como por exemplo entre RP1 e RP3, e entre CM1 e CJ1/CJ2, onde ocorrem idades mais antigas para amostras em maiores elevações (Figura 3.19 b). Ao considerarmos todos os *duricrusts* estudados na área e suas distintas localizações, percebe-se períodos síncronos de evolução/precipitação em diferentes elevações (Figura 3.19 b).

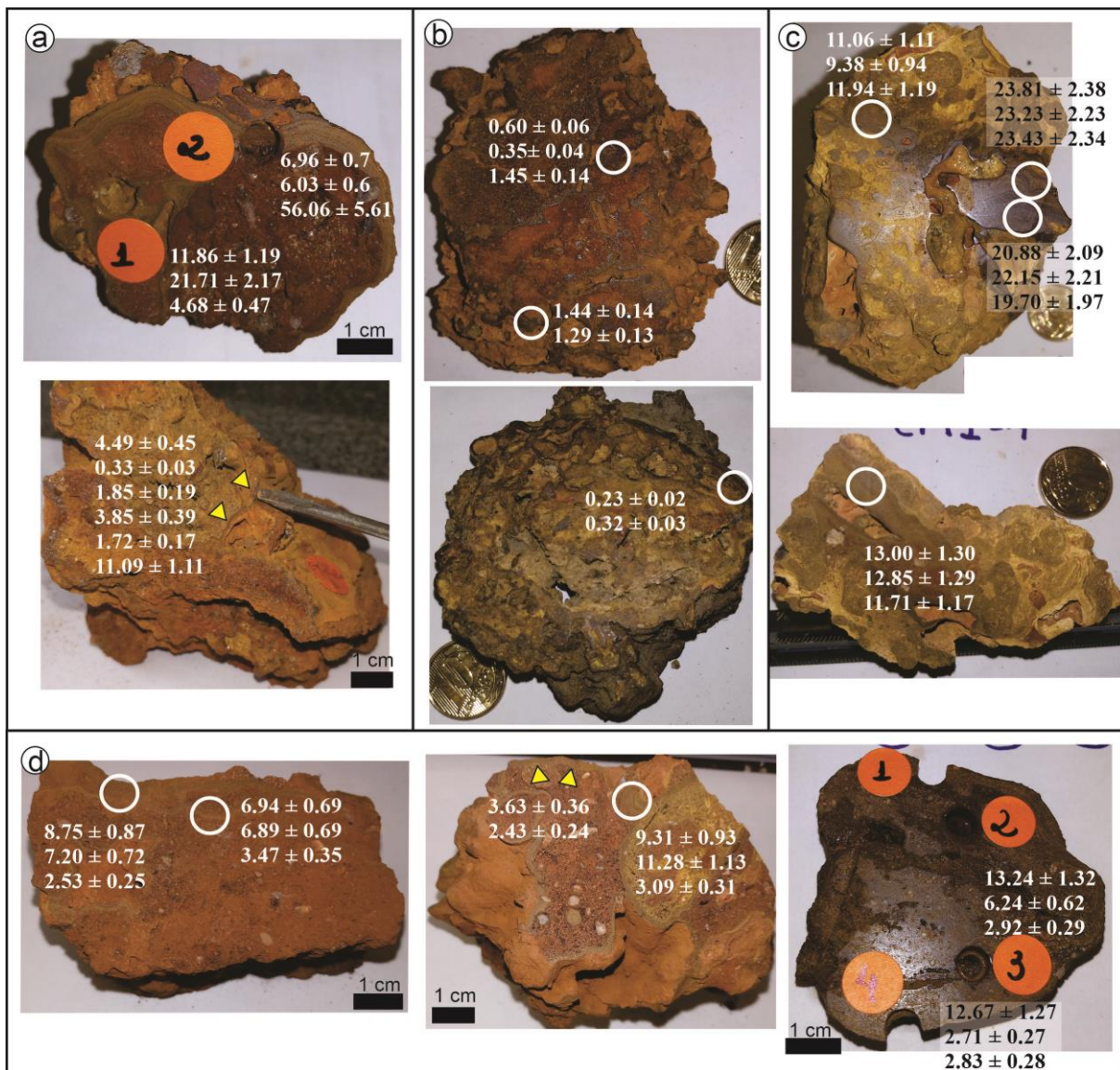


Figura 3.17. Amostras de *duricrusts* ferruginosos cujos grãos de goethita foram coletados e datados, sendo: GUI2 (a), DT1/DT2 (b), CM1 (c) e CJ1/CJ2 (d). O perfil CM1 tem as idades mais antigas, enquanto as de DT1/DT2 são as mais novas.

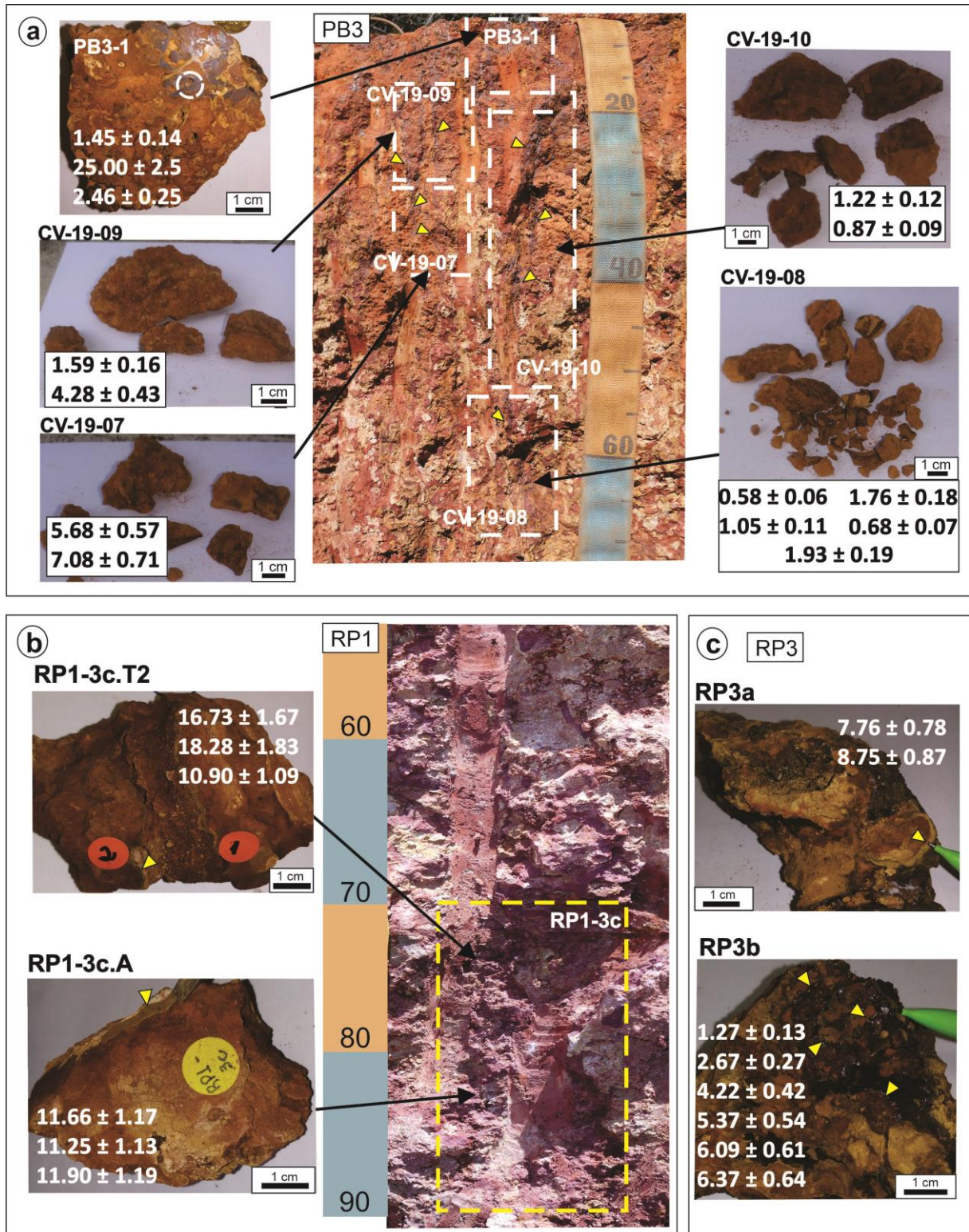


Figura 3.18. Amostras de *duricrusts* aluminosos datados e sua posição no perfil, sendo: PB3 (a), RP1 (b) e RP3 (c). O perfil de RP1, caracterizado por goethitas ocreas, possui as idades mais antigas, seguido de RP3 e PB3, com goethitas principalmente marrons e pretas.

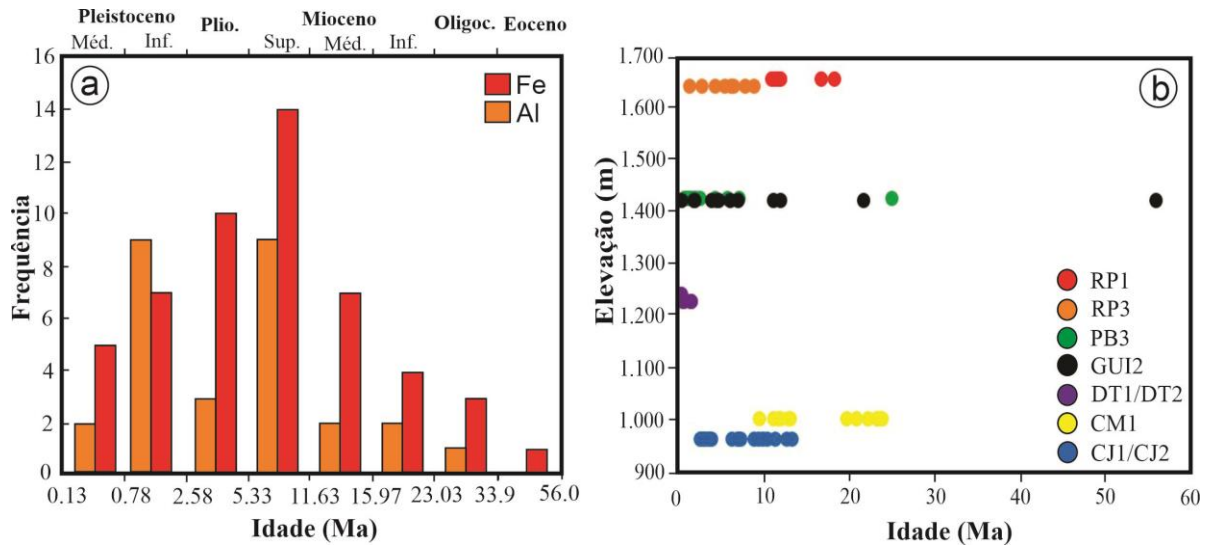


Figura 3.19. As idades e suas frequências e altitudes associadas. Diferentes frequências de idade desde o Eoceno para *duricrusts* ferruginosos e aluminosos (a). Do Mioceno Médio ao Pleistoceno Inferior, formaram-se a maioria dos *duricrusts* ferruginosos, enquanto os aluminosos destacam-se no Mioceno Superior e Pleistoceno Inferior. Relação entre as idades obtidas e a elevação do perfil/amostra (b). Desde o Oligoceno os *duricrusts* de diferentes elevações vem se desenvolvendo.

As concentrações de [U], [Th] e [Sm] são, em geral, elevadas para todos os perfis, considerando que os seus valores médios para a crosta terrestre são 2.7, 9.6 e 6.0 ppm, respectivamente (Taylor, 1964). Para os *duricrusts* ferruginosos, as concentrações de [U], [Th] e [Sm] variaram de 10 a 0.6 ppm, 60 a 0.5 ppm e 11 a 0.5 ppm, e para os aluminosos variaram de 5.3 a 1.1 ppm, 55 a 2.3 ppm (com um valor discrepante de 460 ppm) e 69 a 6 ppm, respectivamente (Apêndice F).

Tanto para os *duricrusts* ferruginosos, quanto para os aluminosos, as goethitas pretas geralmente apresentam as menores concentrações de U e Th, enquanto as goethitas ocreas possuem os maiores valores (Apêndice F e Figura 3.20). As razões Th/U são variadas, com valores mais elevados para os *duricrusts* aluminosos, principalmente em RP3, e nos *duricrusts* ferruginosos predominam $Th/U < 10$. Para os *duricrusts* aluminosos, as goethitas com as idades mais antigas normalmente são ocreas (Figura 3.20 b), e nos *duricrusts* ferruginosos não há uma correlação clara entre cor da goethita e idade, embora as goethitas mais jovens predominantemente são pretas (Figura 3.20 a).

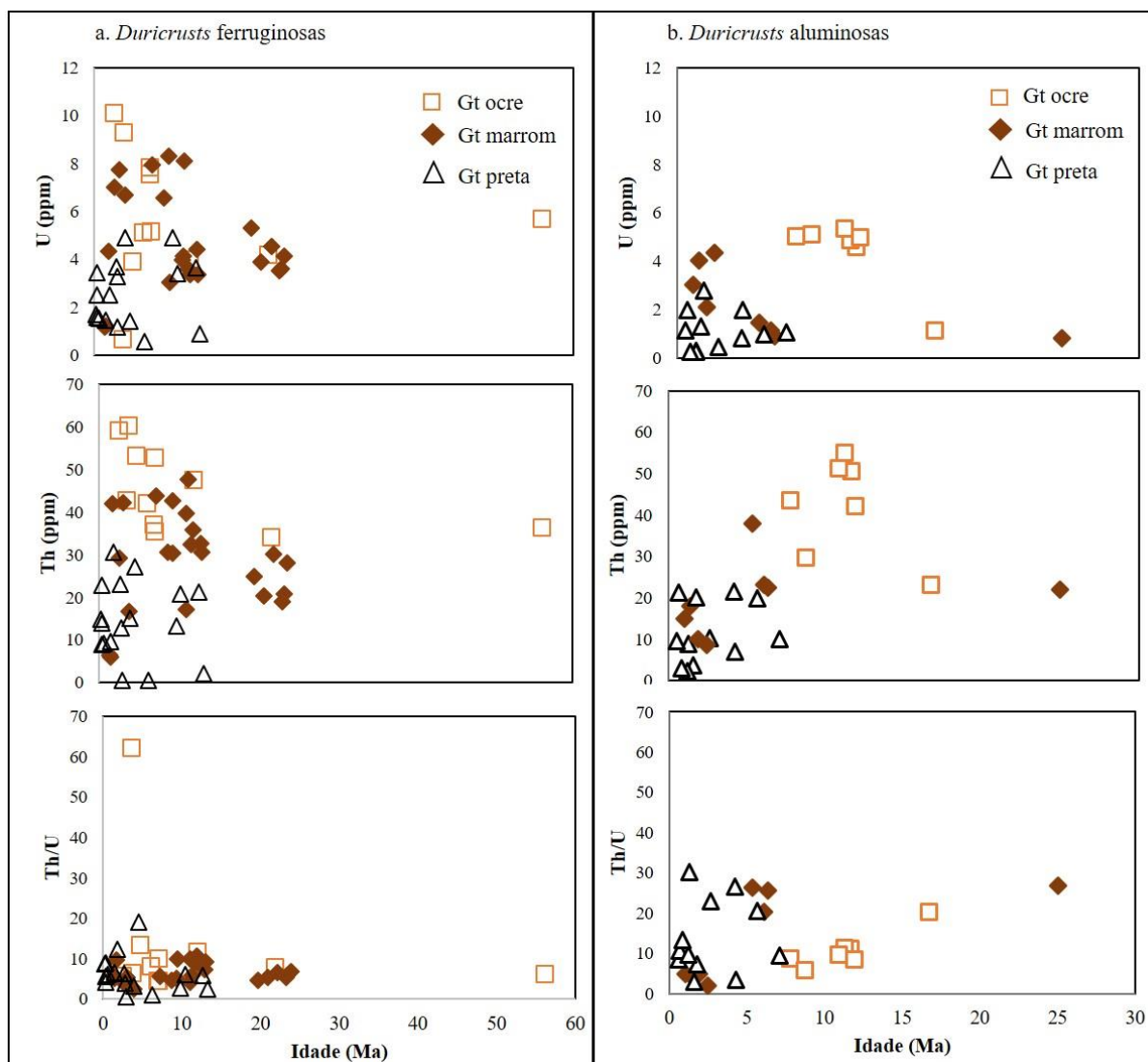


Figura 3.20. Relação entre geoquímica e idade das goethitas. Concentrações de U e Th, e razão Th/U nas goethitas ocre, marrons e pretas para as coureças ferruginosas (a) e aluminosas (b). Maiores concentrações de Th e U se destacam nas goethitas ocre.

4. Discussão

4.1. Material de origem e os tipos de acumulação de ferro

O material de origem está intimamente associado a composição química e mineralógica de *duricrusts*, e sua identificação facilita na compreensão dos principais processos pedogenéticos, bem como nos demais fatores atuantes durante sua evolução (Thomas, 1994). Da mesma forma, compreender os mecanismos de acumulação de Fe no perfil, ou seja, se é alóctone ou autóctone, também auxilia na interpretação do paleo-relevo e no fator hidrológico durante o desenvolvimento do *duricrust* (Bourman, 1993). As etapas de campo, bem como as descrições macro e micro morfológicas, e as análises químicas e

mineralógicas forneceram informações relevantes na definição da rocha pretérita para cada perfil estudado e o tipo de enriquecimento em Fe.

Dos nove perfis estudados apenas GUI1, GUI2 e DT1 constituem *duricrusts* alóctones. As lâminas micromorfológicas destes perfis revelam fragmentos irregulares e angulosos de filito, de quartzito e de antigos *duricrusts* (Figura 3.6 a-b) e estratificação gravitacional (Figura 3.6 c), revelando depósito coluvionar como material de origem. Fluxos ferruginosos de natureza ora hematítica ora goethítica (Figura 3.3 d-e), sugerem transferência lateral de Fe, provenientes de posições mais elevadas do relevo (Maignien, 1966). A localização destes perfis no sopé coluvionar da encosta apoiam a hipótese de origem alóctone, além de evidenciar a existência de antigos *duricrusts* já desmantelados em posições mais elevadas do relevo.

A encosta ao lado de onde está localizado o perfil GUI2 é composta no topo por filito hematítico e raros fragmentos de *duricrusts*, possivelmente as fontes de Fe para o desenvolvimento do perfil abaixo. Na base da encosta localiza-se GUI1, já bastante degradado e desmantelado, relativamente empobrecido em Fe, podendo ser outra fonte de soluções ferruginosas para GUI2. Semelhantemente, a encosta sobre DT1 apresenta dois níveis de *duricrusts*. No topo, DT3 tem como material de origem filito hematítico, e abaixo encontra-se DT2, também associado a antigo depósito coluvionar. Ambos, além do filito hematítico, podem ser fontes de Fe para a evolução do perfil DT1.

Todos os demais perfis apontam para enriquecimento em ferro autóctones ou *in situ*. Destes, os perfis PB1, PB3, RP1 e RP2 são formados sobre filitos hematíticos. O perfil PB1 conserva características físicas típicas de filito, como xistosidade e orientação de camadas (Prancha 4), bem como mineralogia predominantemente composta por micas (Apêndice D). Além disso, a presença de diamantes na composição da matriz fina está em acordo com a literatura que associa os filitos a fonte de diamantes (Almeida Abreu, 1995; Fleisher, 1995; Bezerra Neto, 2016). Por outro lado, PB3, RP1 e RP2 mostram intensa pedogênese obliterando atributos físicos e químicos do material de origem. Ainda assim, nos horizontes mais profundos foram identificados indícios de filito hematítico intemperizado no horizonte C do solo.

O perfil CUR1 tem como material de origem um metadiamicrito. Um extenso afloramento de metadiamicrito do Grupo Macaúbas aparece próximo ao perfil. Além disso, algumas glóbulas na base de CUR1 caracterizam-se por uma alteração amarelada típica de rochas básicas, da mesma forma como ocorrem fragmentos de quartzitos, sugerindo um material de origem composto por rocha sedimentar imatura.

Por fim, o perfil CM1 foi desenvolvido sobre metarritmito da Formação Sopa-Brumadinho, composto pela alternância rítmica entre xisto e quartzito. Ao longo do espesso perfil, foi identificado alguns níveis onde ocorrem fragmentos irregulares de quartzo, e na base do perfil (horizonte C), há indícios de xisto intemperizado e também algumas camadas centimétricas compostas por quartzitos.

4.2. Classificação dos solos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) e IUSS Working Group WRB

A Tabela 3.2 apresenta a classificação de solos para cada perfil pedológico deste estudo, segundo Embrapa (2013) e IUSS Working Group WRB (2015). A classificação foi realizada a partir de características morfológicas (p. e., grau de endurecimento, quantidade de glébulas, cor), quantificação mineralógica e análise geoquímica (por FRX).

Tabela 3.2. Classificação dos perfis de solo

Perfil	Embrapa (2013) - SiBCS	IUSS Working Group WRB (2015)
<i>RP1</i>	Plintossolo Pétrico Litoplântico típico	Gibbsic Nudipetric Plinthosol
<i>RP2</i>	Plintossolo Pétrico Litoplântico típico	Gibbsic Nudipetric Plinthosol
<i>PB1</i>	Plintossolo Pétrico Concrecionário típico	Pisoplinthic Plinthosol
<i>PB3</i>	Plintossolo Pétrico Litoplântico típico	Gibbsic Nudipetric Plinthosol
<i>GUI1</i>	Plintossolo Pétrico Concrecionário típico	Pisoplinthic Plinthosol (Arenic, Colluvic)
<i>GUI2</i>	Plintossolo Pétrico Litoplântico típico	Nudipetric Plinthosol (Arenic, Colluvic)
<i>DT1</i>	Plintossolo Pétrico Litoplântico típico	Nudipetric Plinthosol (Arenic, Colluvic)
<i>CUR1</i>	Plintossolo Pétrico Concrecionário típico	Pisoplinthic Plinthosol
<i>CM1</i>	Latossolo Vermelho Distrófico típico	Gibbsic Ferralsol

A maioria dos perfis foi classificada como Plintossolo Pétrico/*Plinthosol* devido a presença de significativos horizontes litoplânticos (F) ou concrecionários (Bc e Fc), com espessuras superiores a 30 cm. Além disso, todos os Plintossolos Pétricos Litoplânticos típicos deste estudo apresentam expressivo horizonte litoplântico (> 80 cm de espessura) a partir da

superfície, conferindo a classificação *Nudipetric* pela IUSS Working Group WRB (2015). Por esta classificação também foi possível adicionar o qualificador *Gibbsic* para os perfis geoquimicamente classificados como bauxíticos (RP1, RP2 e PB3). Os qualificadores suplementares *Arenic* e *Colluvic* nos perfis GUI1, GUI2 e DT1 são características herdadas dos materiais de origem. A textura arenosa e o elevado teor de quartzo (Apêndice B e D) desses perfis conferem o suplemento *Arenic*; enquanto os fragmentos irregulares de filito, quartzito e de *duricrusts* (Figura 3.6 a-b e Prancha 7), bem como a estratificação por gravidade (Figura 3.6 c) permitem inferir o termo *Colluvic*. Os perfis classificados como Plintossolos Pétricos Concrecionários típicos/*Pisoplinthic Plinthosols* (GUI1 e CUR1) são caracterizados por horizontes Bc compostos por nódulos ferruginosos e matriz solta composta principalmente por caulinita e gibbsita (Apêndice D).

O perfil PB1, embora também tenha sido classificado como Plintossolo/*Plinthosol*, apresenta diferenças relevantes em relação aos demais perfis de mesma classificação. Composto principalmente por blocos, com tamanhos entre 1-12 cm e que vão aumentando do topo para a base, esses encontram-se orientados e apresentam foliação incipiente preservada (Prancha 4), revelando o filito hematítico como material de origem. A mineralogia desses blocos revela um estado avançado de pedogênese, caracterizado por forte ferruginização, com aumento significativo no teor de Fe_2O_3 e na quantidade de hematita em relação ao filito hematítico não intemperizado (Apêndices D e G), e formação de goethita; e processos de monossilização e alitização, com redução no teor SiO_2 e Al_2O_3 , e precipitação de caulinita e gibbsita. Desta forma, esses blocos podem ser classificados como nódulos alteromórficos, pois preservam características e mineralogia do material de origem. A matriz solta revela maior quantidade de quartzo, mica, goethita e gibbsita, em relação aos blocos, e redução de hematita. Os horizontes mais expressivos e diagnósticos neste perfil foram descritos como Fc pois são predominantemente minerais, e consolidados quase que continuamente, mas com feições estruturais ainda preservadas do material de origem (orientação e foliação), porém intensamente ferruginizados para que não sejam considerados como C, e também não consolidados suficientemente para que sejam classificados como R. O horizonte subordinado c foi utilizado para reforçar a intensa acumulação de ferro por processos esperados na formação de petroplintitas. Essa característica ferruginosa associada a posição topográfica atual (na porção mais elevada do platô) deste perfil reforça a inversão do relevo, sugerindo que um horizonte F superior tenha sido degradado e transportado, preservando sua base atualmente exposta.

O perfil CM1 foi classificado como Latossolo/*Ferralsol*, embora apresente espesso horizonte petrolítico, porém em posição não diagnóstica (> 200 cm). O quantificador *Gibbsic* foi adicionado na classificação internacional devido ao elevado teor de gibbsita (>25%) nos horizontes acima dos 100 cm. Se o horizonte F estivesse em posição diagnóstica (< 200 cm), este perfil poderia facilmente ser classificado como Plintossolo Pétrico Litoplítico típico/*Petric Plinthosol*.

4.3. Duricrusts ferruginosos

4.3.1. A formação, transformação e degradação dos duricrusts ferruginosos e os processos induzidos pelo clima e relevo

Curiosamente, os *duricrusts* ferruginosos ou Plintossolos Pétricos (litoplíticos ou concrecionários) deste estudo apresentam aspectos morfológicos bastante distintos entre si, bem como diferenças quanto aos produtos do intemperismo (por exemplo, mineralogia). As descrições macro e micromorfológicas sugerem que parte dessas diferenças está relacionada a etapas de formação/degradação desiguais entre os perfis; enquanto a mineralogia e geoquímica apontam o relevo e a atividade da água como fatores mais relevantes. A Tabela 3.3 mostra as principais reações químicas incluídas na evolução/degradação dos *duricrusts* ferruginosos. Algumas dessas reações se repetem ao longo das diferentes fases de formação dos perfis.

Tabela 3.3. Principais reações químicas associadas a evolução/degradação dos *duricrusts* ferruginosos.

Saprolitização		
Reação 1:	$2\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_{2(\text{mus})} + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ \leftrightarrow 2\text{K}^+ + 3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_{4(\text{kao})}$	$\Delta G = -10.96 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	2*(-1337.45) 3*(-56.69) (0) 2*(-67.7) 3*(-906.84)	
Reação 2:	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_{2(\text{mus})} + 9\text{H}_2\text{O} + \text{H}^+ \leftrightarrow \text{K}^+ + 3\text{Al}(\text{OH})_{3(\text{gib})} + 3\text{H}_4\text{SiO}_4$	$\Delta G = +13.56 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-1337.45) 9*(-56.69) (0) (-67.7) 3*(-276.1) 3*(-312.66)	
Reação 3:	$2\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow 2\text{Fe}^{3+} + 3\text{e}^-$	$\Delta G = -35.46 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	2*(-18.85) 2*(-1.12)	
Reação 4:	$2\text{Fe}^{3+} + 4.5\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})} + 1.5\text{H}_2\text{O} + 6\text{H}^+$	$\Delta G = -5.29 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	2*(-1.12) 4.5*(-56.69) (-177.6) 1.5*(-56.69) (0)	
Reação 5:	$\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{FeOOH}_{(\text{goe})}$	$\Delta G = +0.57 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-177.6) (-56.69) 2*(-116.86)	
Lateritização		
Reação 6:	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_{4(\text{kao})} + 6\text{H}^+ \leftrightarrow 2\text{Al}^{3+} + 2\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{O}$	$\Delta G = +9.83 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-906.84) (0) 2*(-117.33) 2*(-312.66) (-56.69)	
Reação 7:	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_{4(\text{kao})} + 5\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{Al}(\text{OH})_{3(\text{gib})} + 2\text{H}_4\text{SiO}_4$	$\Delta G = +12.75 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-906.84) 5*(-56.69) 2*(-276.1) 2*(-312.66)	
Reação 8:	$4\text{Fe}^{2+} + 3\text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})}$	$\Delta G = -291.53 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	4*(-18.85) 3*(+3.91) 2*(-177.6)	
Reação 9:	$\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{FeOOH}_{(\text{goe})}$	$\Delta G = +0.57 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-177.6) (-56.69) 2*(-116.86)	
Transformação e/ou Degradação - aumento da umidade		
Reação 10:	$\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{FeOOH}_{(\text{goe})}$	$\Delta G = +0.57 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-177.6) (-56.69) 2*(-116.86)	
Reação 11:	$\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})} + \text{CH}_3\text{COOH} \leftrightarrow 2\text{Fe}^{3+} + 2\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+$	$\Delta G = -28.95 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-177.6) (-94.8) 2*(-1.12) 2*(-92.26) (-56.69) (0)	
Reação 12:	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_{4(\text{kao})} + 5\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{Al}(\text{OH})_{3(\text{gib})} + 2\text{H}_4\text{SiO}_4$	$\Delta G = +12.75 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-906.84) 5*(-56.69) 2*(-276.1) 2*(-312.66)	
Reação 13:	$\text{SiO}_{2(\text{qtz})} + 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_4\text{SiO}_4$	$\Delta G = +5.46 \text{ kcal.mol}^{-1}$
	(-204.75) 2*(-56.69) (-312.66)	

O perfil PB1 apresenta processos iniciais da transformação rocha-solo (Figura 3.21 a), predominando as reações envolvidas na saprolitização (Tabela 3.3). O processo de saprolitização é caracterizado pelo enriquecimento relativo de ferro, além de preservar a herança geoquímica do material de origem (Beauvais e Colin, 1993; Beauvais, 2009), o que explica a elevada quantidade de mica (10-20% de muscovita e fengita; Apêndice D) ao longo do perfil, os teores relativamente significativos de K e Mg, e o elevado teor de Fe_2O_3 (53 – 62% nos blocos; Apêndice C) em relação ao filito hematítico (20.2%; Apêndice G). As

reações 1 a 5 estão associadas à coexistência entre caulinita, hematita, goethita e gibbsita, porém, a maior expressividade da goethita e a transformação da mica em gibbsita (reação 2) sugere elevada atividade da água (Tardy e Nahon, 1985; Tardy, 1997; Beauvais, 2009).

Por outro lado, o perfil CUR1 pode ser enquadrado na transição entre processos de saprolitização e lateritização, já que ainda preserva alguns atributos da rocha mãe (metadiamicrito), mas também se encontra em avançado grau de intemperismo (Figura 3.21 b). A caulinita predomina tanto na matriz como no interior de nódulos, e sua formação está relacionada a reação 1, a partir de minerais primários diversos (por exemplo, micas e feldspatos), ou ainda através da combinação de Al e Si em solução (reação 6) associados a processos de ferralitização e monossilicificação. Neste caso, formam-se caulinitas pequenas, mal cristalizadas e enriquecidas em Fe (>2%), em meio desidratado (Tardy, 1993).

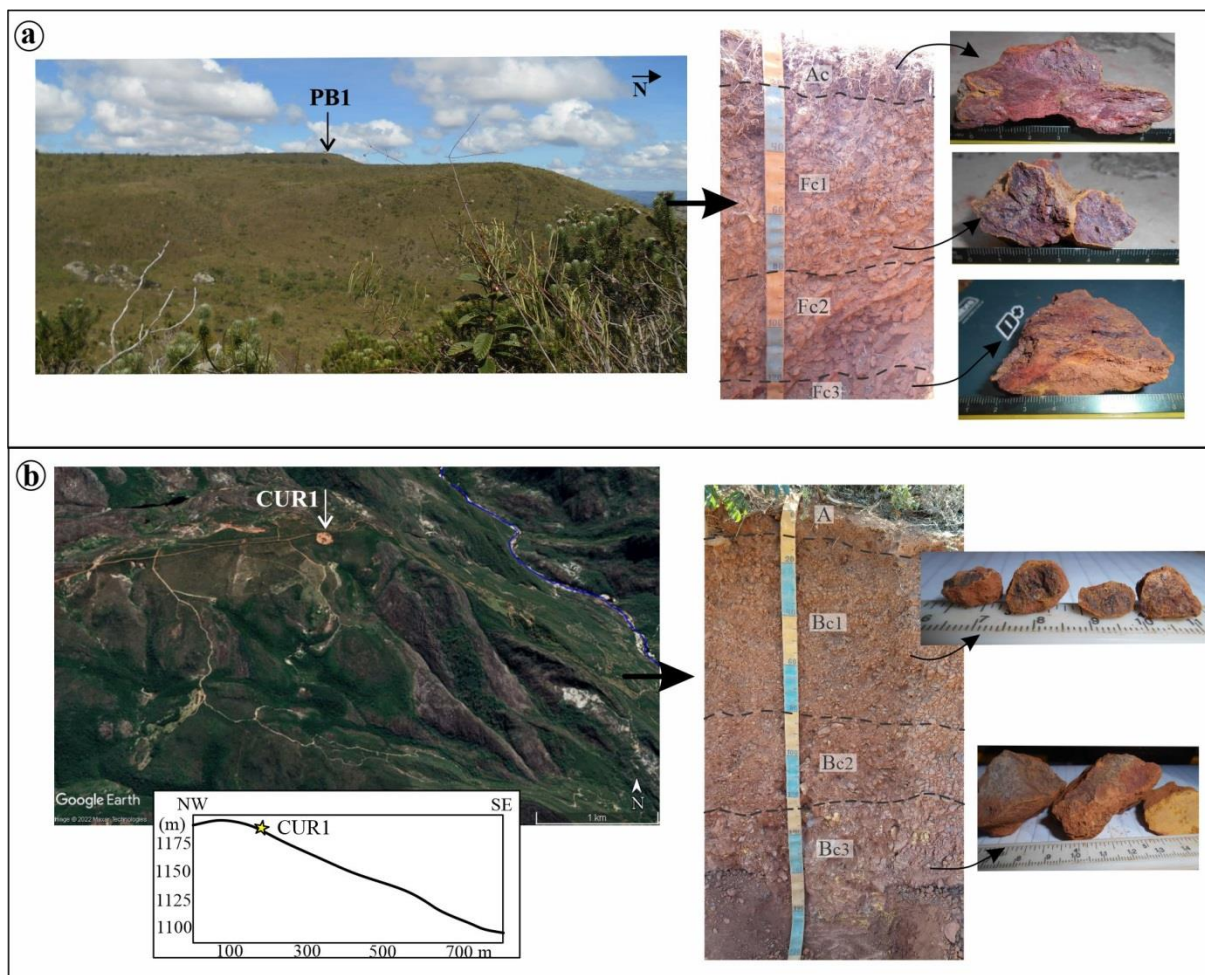


Figura 3.21. Perfis ferruginosos e suas relações com a paisagem. a) PB1, localizado na borda do platô, preserva estruturas do material de origem. b) CUR1 em posição de ombro também preserva algumas informações da rocha mãe.

Processos de lateritização ocorreram nos demais perfis, e são predominantes no perfil DT1, sendo responsáveis pela cimentação ferruginosa de antigo depósito coluvionar. Processo de ferruginização, descrito por Beauvais e Colin (1993) e Beauvais (2009) como acumulação absoluta de ferro, é responsável por fluxos periódicos de soluções ricas em ferro (Figura 3.22 a) provenientes de posições mais elevadas do relevo. Fluxos compostos principalmente por goethita aluminosa (Figura 3.11 b) são predominantes nos horizontes superficiais, tornando-se mais hematítico em profundidade. Embora seja comum a associação entre processos de degradação e precipitação de goethita (p.e., Tardy, 1993), o perfil DT1 revela uma intensa cimentação por esses fluxos goethíticos e consequente “encouraçamento” do *duricrust*. Semelhante a este perfil, GUI2 revela processo de lateritização nos horizontes subsuperficiais (C e Cc), com formação de nódulos e fluxos ferruginosos cimentantes (Figura 3.11 a), sobrepostos por processos de transformação e/ou degradação nos horizontes superficiais (F1-F3), caracterizados por nódulos pisolíticos e espessos halos goethíticos consolidando a matriz (Figura 3.22 b). Ambos perfis apresentam ausência ou baixa quantidade de caulinita, sugerindo que processos epigênicos (reações 4 e 6), definidos como a dissolução da caulinita e sua substituição por hematita (Tardy e Nahon, 1985; Ambrosi et al., 1986; Beauvais, 1999), ocorreram em um passado mais ferruginoso e com menor atividade da água. A liberação de Al^{3+} neste processo acarretou na formação de gibbsita e na natureza aluminosa das goethitas (reações 7 e 9), associadas a períodos de maior atividade de água e baixo teor de sílica em solução (Tardy e Nahon, 1985).

Os perfis CM1 e GUI1 evidenciam processos de degradação avançados, porém a morfologia e mineralogia entre eles é contrastante. O perfil CM1 é composto por espesso manto de alteração/degradação no topo (350 cm) e horizonte litoplíntico na base (Figura 3.22 c). Há uma significativa perda de Fe, decorrente de constantes processos de dissolução-precipitação (Beauvais, 1999), e ganho de Al e Si, precipitando gibbsita e caulinita. Além disso, grãos de quartzo corroídos revelam dissolução, sugerindo alta atividade da água (reação 13). Por outro lado, GUI1 apresenta o dismantelamento clássico de *duricrusts* ou alteração pisolítica (Nahon et al., 1977; Tardy, 1993), caracterizado por nódulos pisolíticos com núcleo hematítico e grãos de quartzo e córtex acastanhado composto por goethita aluminosa, soltos em matriz arenosa fina a grossa (Figura 3.22 b). A diferença morfológica e mineralógica de degradação entre os perfis pode ser explicado pelas diferenças hidrológicas a que eles foram submetidos (Beauvais e Tardy, 1991).

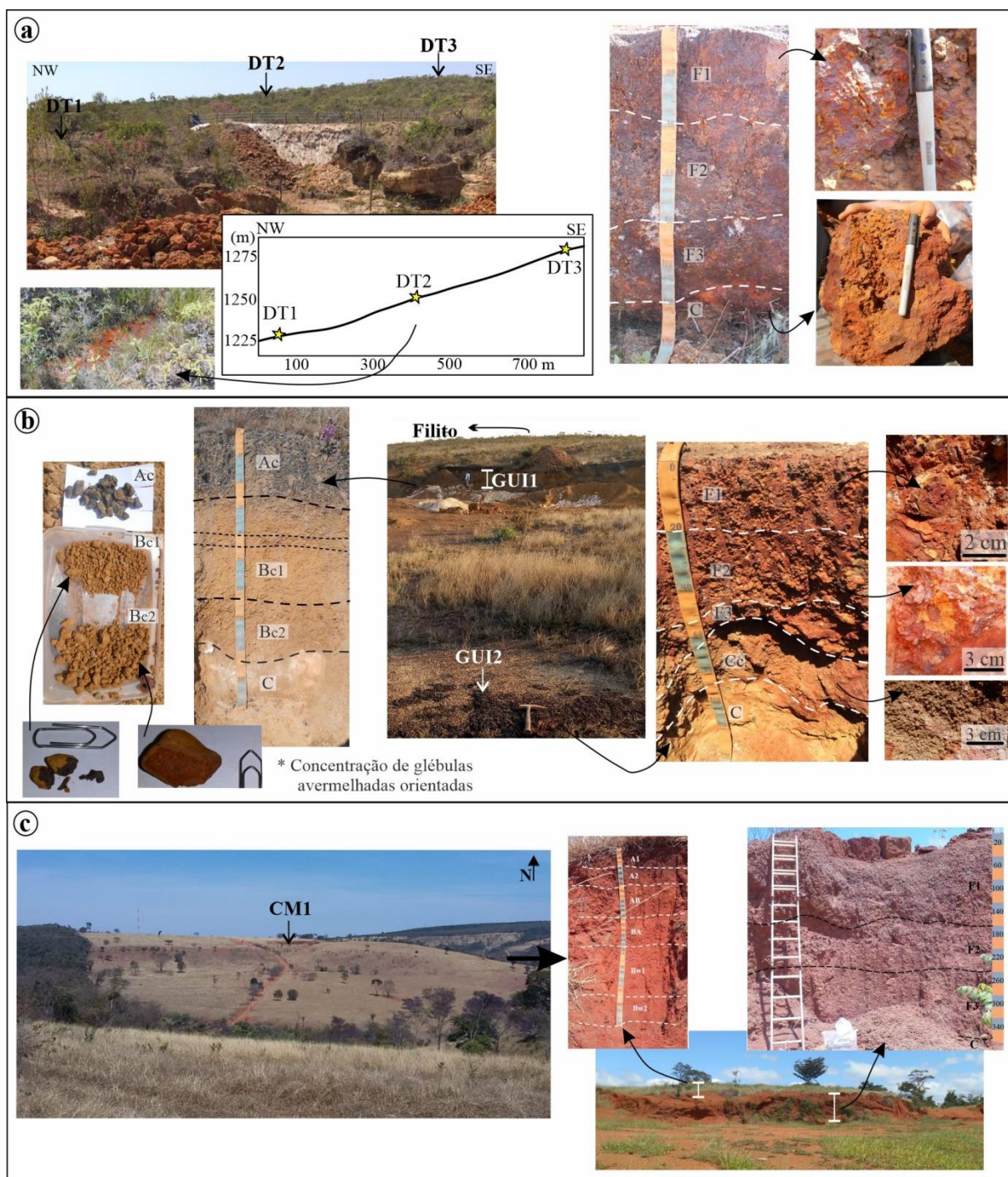


Figura 3.22. Perfis ferruginosos e suas relações com a paisagem. a) DT1 na base da encosta e em relação aos níveis de *duricrusts* DT2 e DT3. Entre DT1 e DT2 há fluxo de solução rica em ferrihidrita. b) GUI2 no sopé coluvional e GUI1 na base da encosta, onde predominam filitos hematíticos no topo. c) CM1, localizado entre ombro e meia encosta, caracteriza-se por espesso perfil de alteração no topo do *duricrust*.

Assim, CM1 pode ter se degradado pela chamada “via úmida”, com precipitações > 1.600 mm/ano, associado ao desenvolvimento de florestas e decomposição da matéria orgânica, resultando na dissolução do Fe sobre o Al, e formação de solo micronodular ferralítico vermelho (Beauvais e Tardy, 1991), ou Latossolo Vermelho. As reações 11 e 12 são consequências desse ambiente, e a presença de minerais superparamagnéticos nos horizontes

A, AB e Bw, tais como magnetita ou maghemita, não identificados no DRX, mas sim nas análises de susceptibilidade magnética (Figura 3.14 a) são evidências de reações bioquímicas. Além disso, a degradação mecânica causada por raízes e pela fauna desempenharam um papel fundamental de desagregação (Beauvais, 2009), que pode ser observada inclusive nas porções superiores do *duricrust* sotoposto (Figura 3.7 c). Em contrapartida, a degradação de GUI1 pode ser atribuída ao que Beauvais e Tardy (1991) chamam de “via normal”, que se dá em climas mais sazonais caracterizados por estações contrastantes e precipitações de 1.200 a 1.600 mm/ano, transformando hematita em goethita e resultando no dismantelamento do *duricrust*, com a formação de horizontes superficiais pisolíticos (Beauvais e Tardy, 1991). Neste caso, a reação 10 é bastante evidente.

Baseado nas interpretações acima é possível definir uma ordem evolutiva para *duricrusts* ferruginosos (Figura 3.23), sendo que nos “menos evoluídos” predominam processos de saprolitização e nos “mais evoluídos”, os processos de lateritização. Processos associados a transformação seriam aqueles onde há um relativo empobrecimento em Fe, pelo aumento de goethita em relação a hematita, através de soluções ferruginosas cimentantes (reação 10), enquanto na degradação a cimentação é reduzida. A diferença contrastante entre as características e o grau evolutivo de cada solo deste estudo está intimamente associada ao clima e ao relevo. O fluxo e distribuição da água dentro do perfil são atribuídos a sua posição topográfica (Young, 1976). Por esta razão, o perfil CUR1, localizado no ombro do platô, talvez não tenha obtido “tempo” suficiente para desenvolver *duricrust* maciço, devido ao rápido escoamento e fatores gravitacionais (Figura 3.21). Por outro lado, o perfil PB1, localizado no topo do platô e intensamente ferruginizado, não parece ter evoluído pelas mesmas circunstâncias que CUR1. Provavelmente, PB1 se formou em posição mais rebaixada do relevo e próxima ao lençol freático, onde ocorreram reações redoximórficas (Mohr et al., 1972; McFarlane, 1976; van Breemen e Buurman, 2002) favorecendo o enriquecimento em Fe no perfil. A inversão do relevo o re-posicionou em posições mais elevadas do relevo, facilitando a degradação, erosão e transporte do horizonte litoplíntico superior, restando apenas os horizontes mais profundos, o que permite considerá-lo como um perfil exumado. Por esta razão, o perfil PB1 (ou o que resta dele) será considerado como “menos evoluído” considerando que apenas estão evidentes processos de saprolitização. Os perfis GUI2 e DT1, localizados no sopé coluvial, foram privilegiados com fluxos superiores ricos em Fe (Figura 3.22 a-b), evidenciando fases de ferruginização e cimentação, e por este motivo podem ser considerados os “mais evoluídos”. Além disso, as idades absolutas dos *duricrusts*, discutidas

no próximo item, revelam diferentes períodos de desenvolvimento para cada perfil, sugerindo que diferentes períodos climáticos controlaram as suas formações e degradações.

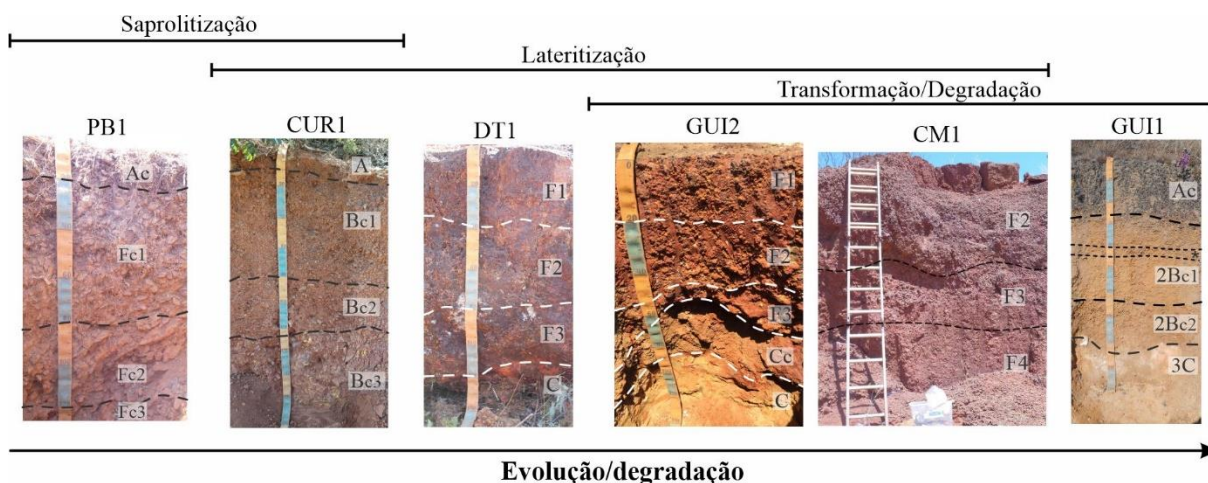


Figura 3.23. Grau de evolução e degradação dos perfis ferruginosos estudados, revelando diferentes etapas de desenvolvimento dos *duricrusts*. Nos perfis menos evoluídos predominam processos de saprolitização, e nos mais evoluídos os processos de lateritização. Assim, PB1 é o perfil menos evoluído, DT1 e GUI2 seriam os mais evoluídos, e GUI1 o mais degradado.

4.3.2. As idades por (U-Th)/He

Os *duricrusts* ferruginosos datados neste estudo revelam duas ou mais gerações de precipitação de goethitas, revelando longo período evolutivo. Além disso, os teores de Th, U, Al e Si na estrutura cristalina dos grãos de goethita podem fornecer informações ambientais relevantes durante sua precipitação. Foram identificadas goethitas de colorações ocre, marrom e preta, mas não houve nenhuma correlação clara entre a cor da goethita e sua idade. As goethitas ocre apresentam-se relativamente mais ricas em Th e U, enquanto as de coloração preta possuem os menores teores desses elementos (Figura 3.20 a). Em condições oxidantes, o U é solúvel, formando complexos estáveis, enquanto o Th é imóvel, sendo solubilizado apenas em condições específicas, como em $\text{pH} < 3$ e sob ação de ácidos orgânicos (Langmuir e Herman, 1980; Mathieu et al., 1995). Alto Th/U sugere goethitas pseudomórficas geradas pela ferruginização progressiva, ao herdarem Th dos silicatos e perderem U para as soluções oxidantes; e baixo Th/U indica goethitas formadas a partir de dissolução, transporte e reprecipitação, já que o U é mais solúvel nessas condições e é reprecipitado juntamente com o Fe (Vasconcelos et al., 2013; Monteiro et al., 2014; Riffel et al., 2016). O comportamento proporcional entre Th e U nas goethitas deste estudo, ou seja, goethitas mais ricas em Th são geralmente mais ricas em U, e vice-versa (Figuras 3.20 a e 3.24 b), sugerem condições úmidas e ácidas durante a precipitação das goethitas, principalmente nas de coloração ocre e marrom.

Condições mais úmidas são propícias ao desenvolvimento de vegetação, culminando no aumento de matéria orgânica e consequentemente de ácidos orgânicos, conduzindo na maior mobilidade do Th. Além disso, a maior concentração dos ETR pesados nos perfis ferruginosos (Figura 3.10) pode também ser indicativo da atividade da matéria orgânica, já que complexos orgânicos são mais estáveis com os ETR pesados do que com os leves (Byrne e Li, 1995; Laveuf e Cornu, 2009).

O perfil CM1 mostra duas populações de goethita bem definidas, sendo que a de idade mais antiga é relativamente mais rica em U e mais pobre em Th, e as mais jovens são inversas, sugerindo que a segunda geração de goethitas se precipitou em clima mais úmido que a primeira (Figura 3.24 a1-a2). Da mesma forma, o perfil GUI2 apresenta as maiores razões Th/U, indicando condições mais úmidas em sua formação. Além disso, as goethitas de GUI2 são as mais aluminosas (Figura 3.16 b), com Al em solução e baixa atividade de Si durante sua precipitação, o que é corroborado com maior presença de gibbsita sob condições ambientais mais úmidas. As goethitas de DT1 e DT2 também são aluminosas, enquanto os grãos de CM1 e CJ1/CJ2, ambos com elevados teores de Al e Si e localizados na porção nordeste da área de estudo, precipitaram-se sob maior atividade de Si o que é corroborado pela presença de caulinita (Figura 3.16 d), sugerindo climas menos úmidos e/ou ambientes menos lixiviantes para sua formação (Tardy e Nahon, 1985).

As idades obtidas dos *duricrusts* ferruginosos evidenciam intemperismo e precipitação mineral do Oligoceno ao Pleistoceno, com auge durante o Mioceno Médio e Superior (Figura 3.24 c), quando CM1, GUI2 e CJ1/CJ2 revelam maior expressividade. Durante o Plioceno, houve a interrupção da formação de CM1, o que pode sugerir alguma mudança climática ou ambiental (por exemplo, soerguimentos, quedas no nível de base), enquanto o Pleistoceno é o ápice do desenvolvimento de DT1/DT2. Da mesma forma, o desenvolvimento simultâneo entre *duricrusts* em diferentes elevações, tais como CM1 e GUI2 por exemplo (Figura 3.19 b), pode ser indicativo de reativação tectônica e rejuvenescimento topográfico, e será abordado no Capítulo 4. A idade discrepante de 56.0 ± 5.6 Ma, obtida em GUI2, pode representar um erro de análise, ou ainda pode ser resquício de um grão de goethita de um *duricrust* pretérito e mais antigo em posição mais elevada e que foi erodido e transportado como material coluvionar. De qualquer forma, é importante destacar que os mais antigos *duricrusts* ferruginosos formados a partir de depósito coluvionar, tais como GUI2 e provavelmente GUI1, revelam fragmentos transportados de outro antigo *duricrust* provenientes de posições mais elevadas do relevo, sugerindo o desenvolvimento de *duricrusts* ferruginosos possivelmente precedente ao Oligoceno. Assim, os *duricrusts* ferruginosos deste

estudo sugerem que as condições climáticas ideais ao seu desenvolvimento ocorreram principalmente do Oligoceno ao Pleistoceno, com o máximo evolutivo durante o Mioceno Médio/Superior.

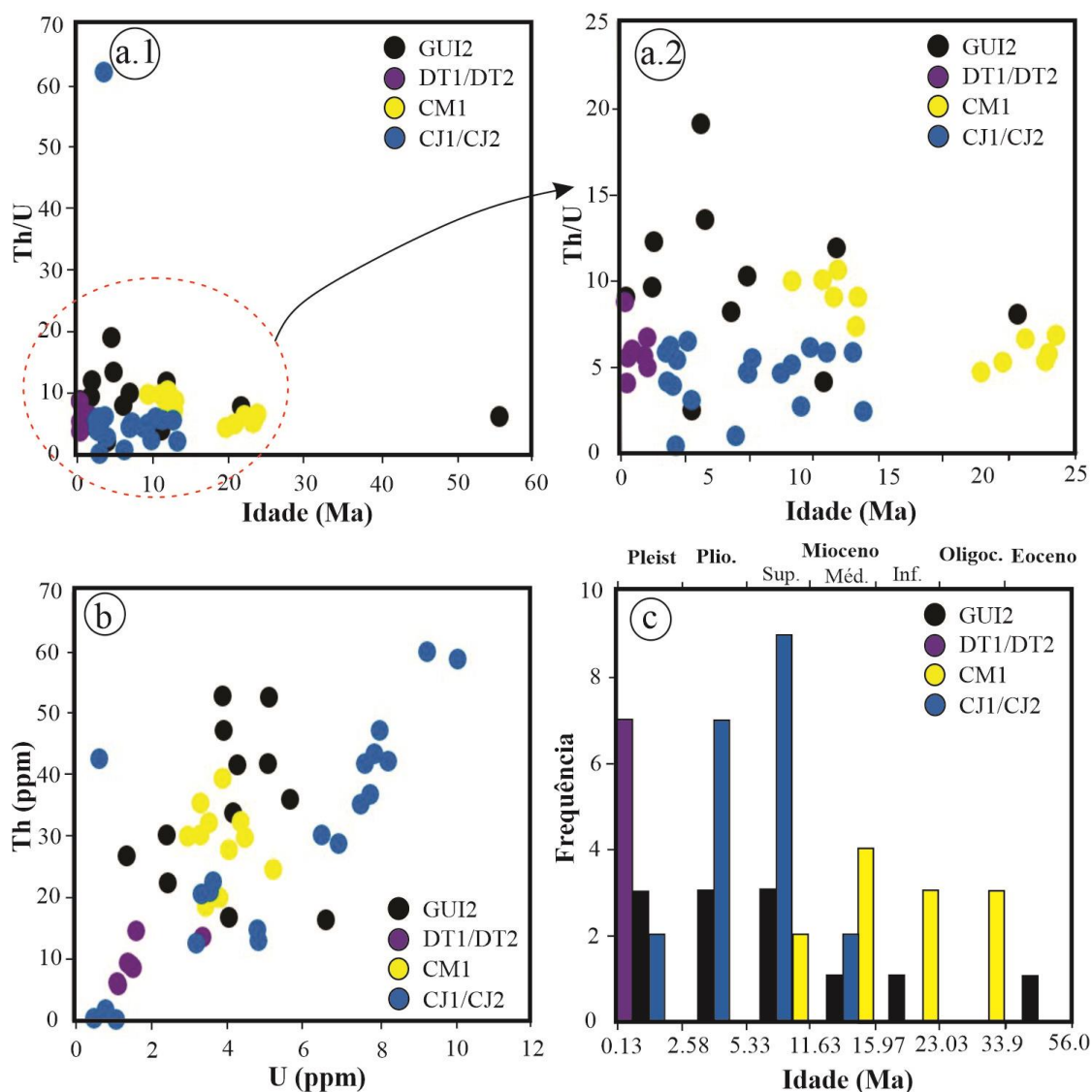


Figura 3.24. Relações Th, U e idades nos grãos de goethita. Razão Th/U para os *duricrusts* ferruginosos mostra maiores valores para GUI2 e duas populações de goethitas bem definidas em CM1, sendo (a.1) geral e (a.2) sem valores discrepantes. Os teores de Th e U para cada grão de goethita aponta para uma relação quase linear, pois grãos com alto Th geralmente apresentam alto U, e vice-versa (b). As frequências de idades dos *duricrusts* exibem dissolução-precipitação desde o Oligoceno, até o Pleistoceno, com ápice evolutivo no Mioceno (c).

4.4. Duricrusts aluminosos ou bauxíticos

A geologia peculiar da SdEM e sua longa história de intemperismo e erosão diferencial produziram bauxitas a partir de rochas (filito hematítico) não comumente associadas a esses produtos de intemperismo avançados. Estudos anteriores mostraram a

importância dos quartzitos na sustentação dos extensos platôs da SdEM (p.e., Rezende et al., 2010; Milagres et al., 2021); no entanto, nenhuma tentativa foi feita para explicar os processos envolvidos na modelagem do cenário da SdEM.

4.4.1. A relação entre litologias erodíveis e os quartzitos

Barreto et al. (2013) fez medições de ^{10}Be *in situ* em quartzitos da SdEM e identificou taxas de erosão $<5 \text{ m.Ma}^{-1}$. No Quadrilátero Ferrífero (ao sul da SdEM; Figura 3.2 a), medições da concentração de ^{10}Be em quartzitos revelam taxas de denudação variando de 0,3 a $2,5 \text{ m.Ma}^{-1}$, enquanto os filitos erodem em taxas muito mais rápidas (p.e., Salgado et al., 2007, 2008; Varajão et al., 2009). Na SdEM, lentes de filito hematítico intercaladas com espessas camadas de quartzito (Figura 3.25) permitiram a coexistência de litologias com distinto grau de erodibilidade. Protegidas pelos quartzitos, as lentes de filito hematítico sofreram intenso intemperismo conduzindo à formação de *duricrust* ricos em Fe e Al resistentes à erosão (Monteiro et al., 2014, 2018) em platôs elevados (Figura 3.25). Os quartzitos cimentados com sílica e menos propensos à dissolução, além de protegerem os filitos da erosão, também facilitaram a concentração das águas superficiais nas lentes de filito hematítico mais reativas, levando ao desenvolvimento de solos bem drenados e ao estabelecimento de vegetação abundante sobre essas litologias. Desta forma, processos de intemperismo repetitivos e duradouros favoreceram o desenvolvimento de perfis bauxíticos nesses platôs de elevada altitude.

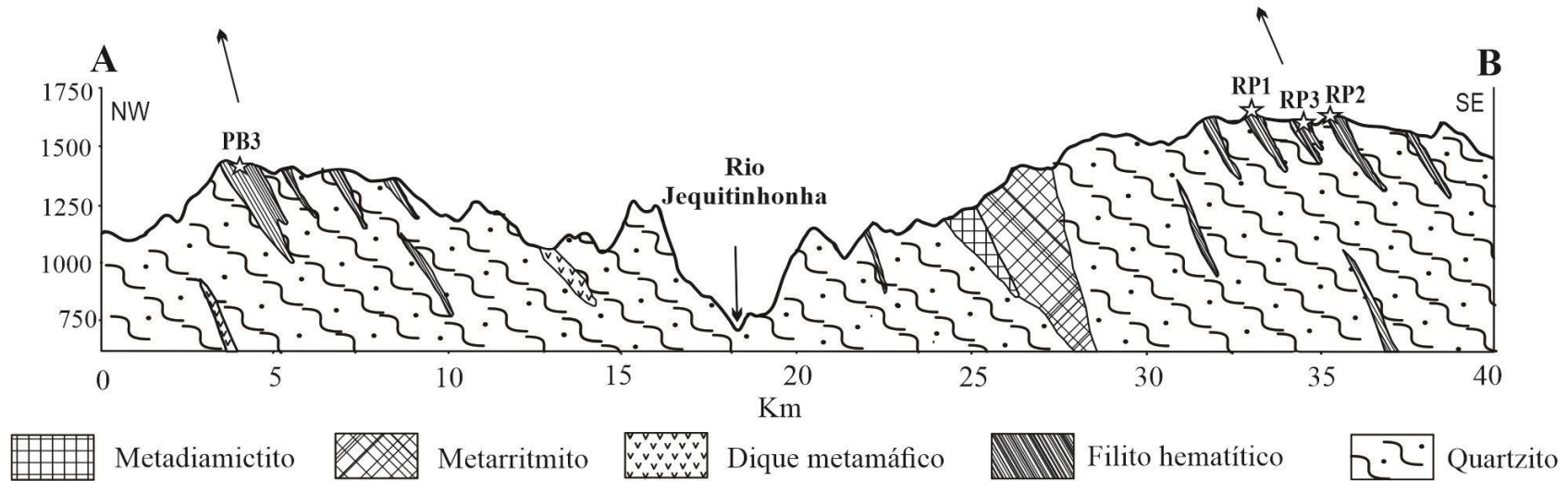
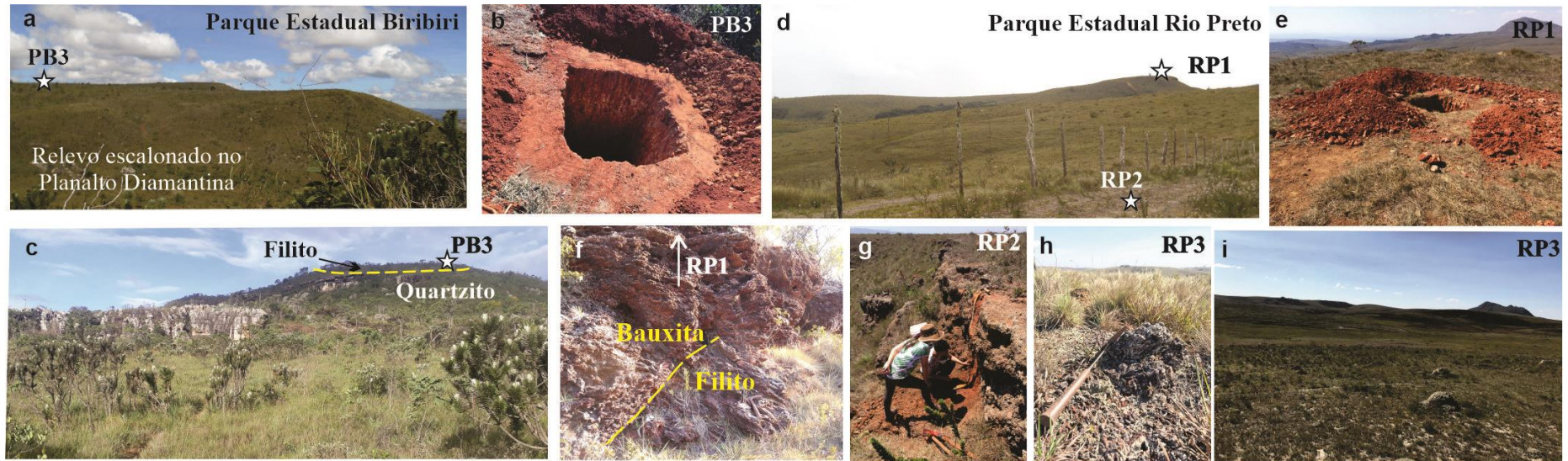


Figura 3.25. Fotos de campo e dos perfis bauxíticos deste estudo. a-c) Localização de PB3 no Planalto Diamantina e seu relevo escalonado, e a relação filito-quartzito. d-i) Localização de RP1, RP2 e RP3 em paisagem típica de platô, e a relação bauxita-filite. A localização do perfil A-B aparece na Figura 3.2 b.

Os filito hematíticos da SdEM são compostos por hematita (25-30%), sericita/muscovita (65-70%) e quartzo (<8%) (Apêndice G; Knauer e Schrank, 1994), enquanto os perfis de bauxita são predominantemente compostos por gibbsita (34 a 93%), goethita (1 a 32%), hematita (1 a 20%), rutilo (0 a 10%) e anatásio (0,5 a 4%). Muscovita reliquial e quartzo podem representar até 1,6% e 4,3%, respectivamente. O teor significativo de TiO_2 , assim como a ocorrência de rutilo e anatásio nos perfis, têm duas prováveis origens: i) do próprio filito hematítico, que é frequentemente composto por hematita titanífera com abundantes lamelas de rutilo (Cabral et al., 2012); e ii) veios de quartzo hidrotermais com inclusões de rutilo, anatásio e hematita, com idade entre 527 - 487 Ma, que comumente cortam metapelitos e metabásicas (Chaves et al., 2010; 2018; Cabral et al., 2015; Chaves e Menezes Filho, 2017; Santos et al., 2020).

A Tabela 3.4 ilustra as principais reações químicas que levaram à formação de bauxita ferrífera. As etapas iniciais de lateritização e ferruginização dos perfis em condições redox estão representadas nas reações 1 e 2 (Figura 3.26; Tabela 3.4). Condições mais úmidas favoreceram o intemperismo da muscovita remanescente e posterior transformação da caulinita em gibbsita e lixiviação total da sílica, caracterizando processo de alitização (Tabela 3.4: reações 3-5). A ausência de caulinita nas bauxitas ferríferas da SdEM é uma forte evidência de que o processo de dessilicação foi muito eficiente. A dissolução e reprecipitação recorrentes de óxidos de Fe e Al foram mantidas devido à cobertura vegetal e consequente disponibilidade de matéria orgânica em decomposição nos perfis (Tabela 3.4: reações 6-9; Figura 3.11 a, b, d). Durante estágios mais avançados de intemperismo, provavelmente associados a uma transição para climas mais áridos, o perfil de intemperismo sofreu desidratação, onde as fissuras de dissecação desenvolvidas foram posteriormente preenchidas por grandes cristais de gibbsita (cristalárias) em um expressivo ciclo de bauxitização (Tabela 3.4: reação 10; Figura 3.27).

Tabela 3.4. Principais reações químicas associadas ao intemperismo do filito hematítico em bauxita

Hematita filito para bauxita		
Reação 1: $2\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_{2(\text{mus})} + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ \leftrightarrow 2\text{K}^+ + 3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_{4(\text{kao})}$	$2^*(-1337.45)$ $3^*(-56.69)$ (0) $2^*(-67.7)$ $3^*(-906.84)$	$\Delta G = -10.96 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Reação 2: $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{FeOOH}_{(\text{goe})}$	(177.6) (-56.69) $2^*(-116.86)$	$\Delta G = +0.57 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Aumento da precipitação – Processos de bauxitização		
Reação 3: $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_{4(\text{kao})} + 5\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{Al}(\text{OH})_{3(\text{gib})} + 2\text{H}_4\text{SiO}_4$	(-906.84) $5^*(-56.69)$ $2^*(-276.1)$ $2^*(-312.66)$	$\Delta G = +12.75 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Reação 4: $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_{2(\text{mus})} + 9\text{H}_2\text{O} + \text{H}^+ \leftrightarrow \text{K}^+ + 3\text{Al}(\text{OH})_{3(\text{gib})} + 3\text{H}_4\text{SiO}_4$	(-1337.45) $9^*(-56.69)$ (0) (-67.7) $3^*(-276.1)$ $3^*(-312.66)$	$\Delta G = +13.56 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Reação 5: $\text{SiO}_{2(\text{qtz})} + 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_4\text{SiO}_4$	(-204.75) $2^*(-56.69)$ (-312.66)	$\Delta G = +5.46 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Reação 6: $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})} + \text{CH}_3\text{COOH} \leftrightarrow 2\text{Fe}^{2+} + 2\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+$	(-177.6) (-94.8) $2^*(-18.85)$ $2^*(-92.26)$ (-56.69) (0)	$\Delta G = -66.51 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Reação 7: $2\text{Fe}^{2+} + \text{H}_2\text{O} + 1/2\text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{FeOOH}_{(\text{goe})} + \text{H}^+$	$2^*(-18.85)$ (-56.69) $1/2^*(+3.91)$ $2^*(-116.86)$ (0)	$\Delta G = -141.29 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Reação 8: $4\text{Fe}^{2+} + 3\text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hem})}$	$4^*(-18.85)$ $3^*(+3.91)$ $2^*(-177.6)$	$\Delta G = -291.53 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Reação 9: $2\text{Al}(\text{OH})_{3(\text{gib})} + \text{CH}_3\text{COOH} \leftrightarrow 2\text{Al}^{3+} + 2\text{CO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+$	$2^*(-276.1)$ (-94.8) $2^*(-117.33)$ $2^*(-92.26)$ $4^*(-56.69)$ (0)	$\Delta G = -1.06 \text{ kcal.mol}^{-1}$
Reação 10: $2\text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} + 3/2\text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{Al}(\text{OH})_{3(\text{gib})}$	$2^*(-117.33)$ $3^*(-56.69)$ $3/2^*(+3.91)$ $2^*(-276.1)$	$\Delta G = -153.33 \text{ kcal.mol}^{-1}$

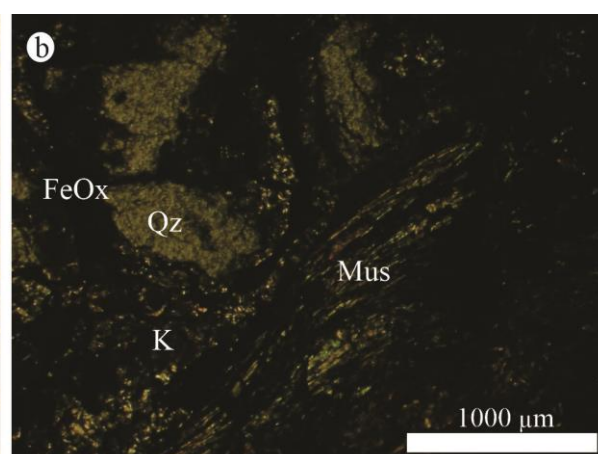
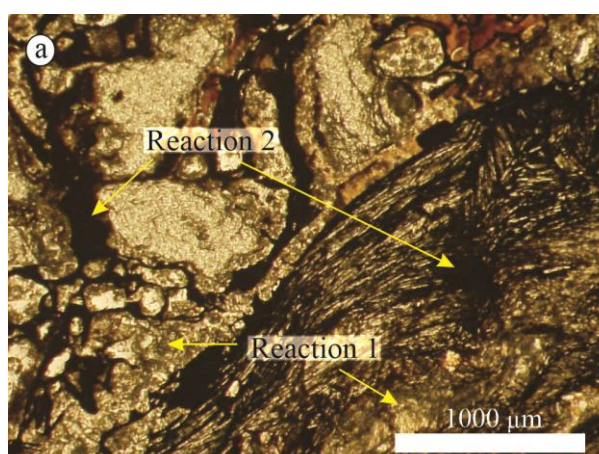


Figura 3.26. Saprolito na base do perfil RP1, a 380 cm de profundidade (a), e com nicóis cruzados (b). As reações 1 e 2 estão descritas na Tabela 3.4. Mus –mucovita. K – caulinita. Qz – quartzo. FeOx – óxido de Fe.

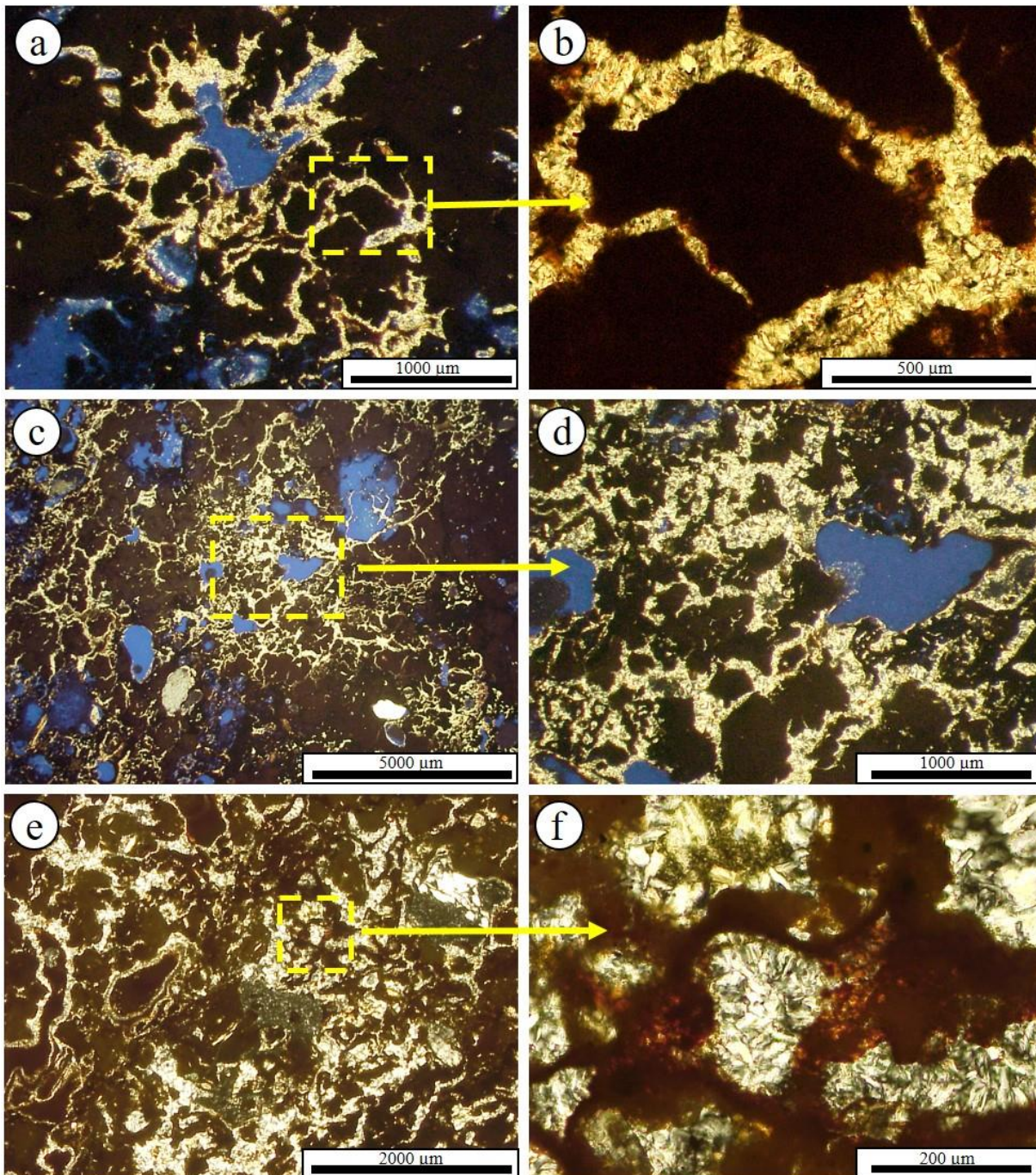


Figura 3.27. Fotomicrografias de gibbsita cristalina preenchendo poros e canais. A intensa precipitação de gibbsita cristalina, ou cristalárias, é posterior a ciclos de umedecimento e secamento, responsáveis pela abertura de poros por distensão e contração. A dissolução e reprecipitação do Al estão representadas pelas reações 9 e 10 (Tabela 3.4).

4.4.2. As idades por (U-Th)/He

As goethitas dos perfis RP1, RP3 e PB3 registram os principais episódios de intemperismo possivelmente sob diferentes condições de pH do solo, disponibilidade hídrica e

concentrações de Fe e Al. Os resultados da datação por (U-Th)/He revelam principalmente idades jovens que resultaram da recorrente dissolução-reprecipitação de óxidos de ferro no perfil (Monteiro et al., 2014). Essa reciclagem efetiva do ferro dentro dos *duricrusts* favoreceu o endurecimento dos perfis de forma que os platôs permaneceram expostos por longos períodos de tempo.

Grãos de goethita ocre, marrons e pretos foram identificados. A maioria das goethitas ocre ricas em Al apresentam idades entre ~ 18-8 Ma, enquanto as goethitas pretas empobrecidas em Al são < ~ 4 Ma (Figura 3.20 b). A precipitação de goethita-Al (até 22% em peso de Al) sugere alta disponibilidade de Al^{3+} em solução. Provavelmente a ligação do Al com ligantes orgânicos (complexação) desestabilizaria a gibbsita (Tabela 3.4: reação 9) aumentando a concentração de Al da solução do solo e possivelmente promovendo a incorporação de grandes quantidades de alumínio na goethita. Por outro lado, as goethitas pretas sem Al precipitam quando as soluções de intemperismo estão esgotadas em espécies aquosas de Al (Tardy e Nahon, 1985), possivelmente quando a vegetação é menos abundante. Curiosamente, as goethitas-Al ocre apresentam valores mais elevados de Th e U do que as goethitas pretas sem Al, sugerindo maior atividade bioquímica durante os períodos de precipitação de goethita ocre rica em Al (Figura 3.20 b). O tório é relativamente imóvel em soluções de intemperismo, enquanto o urânio é solúvel podendo ser reprecipitado juntamente com o Fe (Vasconcelos et al., 2013; Riffel et al., 2016). Porém, o co-enriquecimento do Th com U revela um comportamento relativamente móvel nos perfis. Os *duricrusts* ferruginosos geralmente apresentam alto Th e baixo U, devido ao enriquecimento residual em Th durante a lateritização, como citam Vasconcelos et al. (2013), Monteiro et al. (2014, 2018b) e Riffel et al. (2016). Assim, o comportamento análogo de Th e U pode ser explicado pela intensa atividade bioquímica durante a bauxitização, já que a concentração elevada de complexos orgânicos aumenta a solubilidade do Th (Langmuir e Herman, 1980) e pode diminuir a solubilidade do U, sendo responsável pelos elevados teores de Th e U.

As idades das goethitas revelam precipitação mineral desde o Mioceno Inferior, com intemperismo intensificado no Mioceno Superior e Pleistoceno Inferior, sugerindo dois grandes ciclos de precipitação (Apêndice F). O Mioceno Superior/Médio foi identificado como um episódio de intenso intemperismo no sudeste do Brasil (por exemplo, Carmo e Vasconcelos, 2004; Monteiro et al., 2020). As goethitas obtidas dos perfis de maior altitude RP1 e RP3 apresentam boas correlações entre idade e cor, já que as mais antigas geralmente são de cor ocre e as mais jovens são pretas, enquanto que no perfil PB3, de menor altitude,

ocorrem apenas goethitas marrons e pretas mais jovens que podem ser associadas ao segundo ciclo de bauxitização (Figura 3.20 b).

4.4.3. Processos biogeoquímicos induzidos pelo clima e o papel da vegetação na evolução dos perfis bauxíticos

Comunmente, a evolução das bauxitas no mundo está associada aos períodos de efeito estufa, com maiores temperaturas, umidade e elevado teor de CO₂ atmosférico (Retallack, 2010; Myers, 2016; Yu et al., 2019). Algumas das reações geoquímicas apresentadas na Tabela 3.4 são dependentes da alta atividade da água e da ação direta de espécies orgânicas. A matéria orgânica pode, de fato, desempenhar um papel importante na formação de *duricrusts* bauxíticos e ferruginosos (Laskou e Economou-Eliopoulos, 2007, 2013; Wang et al., 2018; Yu et al., 2019; Levette et al., 2020; Paz et al., 2020). Goethita-Al e gibbsita precipitaram durante os estágios iniciais da bauxitização, o que requer baixo H₄SiO₄ em solução (Lasaga, 1984) e implica na lixiviação efetiva da sílica do sistema. Precipitação > 1.700 mm/ano e temperaturas acima de 22°C são necessárias (Tardy, 1992). A dissolução efetiva do quartzo também sugere excesso de água no meio (Wray e Sauro, 2017). Além de que a lenta dissolução hidrolítica do quartzo exige tempo de residência, períodos muito longos, ausência de outros silicatos e soluções empobrecidas em H₄SiO₄ (Melfi et al., 1979; Howard et al., 1995; Wray e Sauro, 2017). Assim, a intensa dessilicação ocorreu de forma mais efetiva após a transformação da muscovita e caulinita em gibbsita.

O processo de bauxitização é favorecido pelo crescimento da vegetação, pois os sistemas radiculares permitem a percolação efetiva da água no solo, a matéria orgânica gera condições redutoras favoráveis à dissolução do ferro e precipitação residual do Al, além da extração da sílica do solo pelas folhas (fitólitos) (Peterson, 1971; Bárdossy e Aleva, 1990; Power e Loh, 2010). Os ácidos orgânicos reduzem o pH do meio e aceleram as taxas de dissolução mineral (Drever e Stillings, 1997). A solubilidade do ferro e do alumínio é diretamente afetada pelo pH da solução. O ferro só é solúvel em condições ácidas, enquanto o Al é solúvel em condições ácidas e básicas entre pH < 5 e > 8 (Peterson, 1971; May et al., 1979; Hemingway, 1982). Da mesma forma, ETR pesados apresentam maior afinidade aos complexos orgânicos do que os ETR leves (Byrne e Li, 1995; Laveuf e Cornu, 2009), o que poderia explicar o maior enriquecimento desses elementos nos perfis, já que geralmente existe uma maior correlação entre ETR leves e solos (Nesbitt, 1979; Braun et al., 1990).

Embora a análise de carbono orgânico total (TOC) não tenha sido realizada neste estudo, estudos prévios afirmam que a presença de carbono orgânico está diretamente

associada ao desenvolvimento de bauxitas (Bárdossy e Aleva, 1990), e alguns aspectos macro e micromorfológicos, bem como proporções e cristalinidade dos minerais constituintes revelam a ação biogeoquímica nos perfis. Na área de estudo, sob essas condições, a intensa dissolução e precipitação de gibbsita e goethita-Al (Tabela 3.4, reações 6-10) geraram matriz gibbsítica amarela e manchas ferruginosas avermelhadas, gerando um aspecto típico “mosqueado” sugerindo a ação de ácidos orgânicos na remobilização do Fe e precipitação de gibbsita (Figura 3.3 a-c e Pranchas 1, 2, 3). Da mesma forma, o último período de bauxitização foi marcado pela precipitação de gibbsita cristalina, ou cristalárias, em poros e canais (Figura 3.27), caracterizando um meio já efetivamente deionizado, ou seja, sem ânions livres que inibiriam a cristalização da gibbsita (Herbillon e Gastuche, 1962; Maignien, 1966). Além disso, estruturas verticalizadas no topo dos perfis, em forma de “línguas”, sugerem a presença de antigas raízes no desenvolvimento desses *duricrusts* (Figura 3.18 a).

Canais de fissuras (Figuras 3.4 d, e) formados pela contração e expansão da matriz indicam oscilação climática durante a evolução das bauxitas. Esses canais concentram-se na matriz gibbsítica amarela, onde há maior quantidade de minerais hidratados (gibbsita, Al-goethita), do que na matriz vermelha ferruginosa. Além disso, ciclos distintos de precipitação de goethita sugerem mudanças climáticas (Vasconcelos, 1999; Carmo e Vasconcelos, 2004; Spier et al., 2006; Vasconcelos et al., 2015; Monteiro et al., 2018a). Goethitas ocreas (aluminosas e com alto teor de Th e U) precipitadas durante o Mioceno Superior indicam o período climático mais úmido propício à bauxitização. Embora as goethitas marrons e pretas, associadas ao Pleistoceno Inferior, também tenham se precipitado sob condições propícias a bauxitização, suas características químicas revela que o Mioceno Superior foi um período mais úmido. Ademais, a alta relação $Gt/(Gt+Hm)$ (Apêndice D) e a ausência de bohemita em RP1, RP2 e RP3, bem como os menores teores de SiO_2 , em comparação com o perfil PB3, sugerem maior umidade e circulação hídrica mais efetiva nos perfis de intemperismo da borda leste da área de estudo.

4.4.4. O modelo de bauxitização “suspenso por quartzitos”

Bauxitas desenvolvidas em material de origem não usuais e em paisagens dominadas por quartzitos não foram relatadas anteriormente. A maioria das bauxitas está associada a depósitos sedimentares clásticos na Amazônia e Austrália (p.e., de Oliveira et al., 2016); cárstes na China (p.e., Liu et al., 2013; Wang et al., 2018; Yu et al., 2019), Europa (p.e., Mongelli et al., 2017; Radusinović et al., 2017; Chanvry et al., 2020) e Caribe (p.e., Torró et

al., 2017); maciços alcalinos no sudeste do Brasil (p.e., Schulman et al., 1997; Sigolo e Boulangé, 1997) e nos EUA (p.e., Van Gosen e Choate, 2021); e a rochas ígneas máficas ou ácidas na Austrália, Índia, Suriname, Camarões e Gana (p.e., Anand et al., 1991; Patel et al., 2013; Monsels e van Bergen, 2017; Momo et al., 2020).

As bauxitas da Serra do Espinhaço Meridional revelam um contexto único. Os quartzitos foram fundamentais na proteção de filitos hematíticos contra a erosão e permitiram sua exposição ao intemperismo de longo prazo, atingindo os processos pedogenéticos mais intensos, como a bauxitização (Figura 3.28). Durante os períodos úmidos, a vegetação abundante cobriu litologias mais favoráveis, tais como os filitos hematíticos, aumentando a sua permeabilidade e o intemperismo químico. A natureza endurecida dos *duricrusts* bauxíticos permitiu que eles fossem expostos e preservados no alto dos platôs. O exemplo das bauxitas da SdEM sugere que litologias erodíveis expostas podem atingir o mais elevado grau pedogênico, tais como processos intensos de lixiviação, dessilicação e alitização, que caracterizam a bauxitização, quando protegidas por rochas resistentes (p.e., quartzito). Essa relação entre litologias que possibilita o desenvolvimento de bauxitas sugere um novo modelo de bauxitização, aqui nomeado de modelo de bauxitização “suspenso por quartzitos” (*scaffolding bauxitization model*), e que pode ser aplicável em outros perfis ou até depósitos bauxíticos ao redor do planeta.

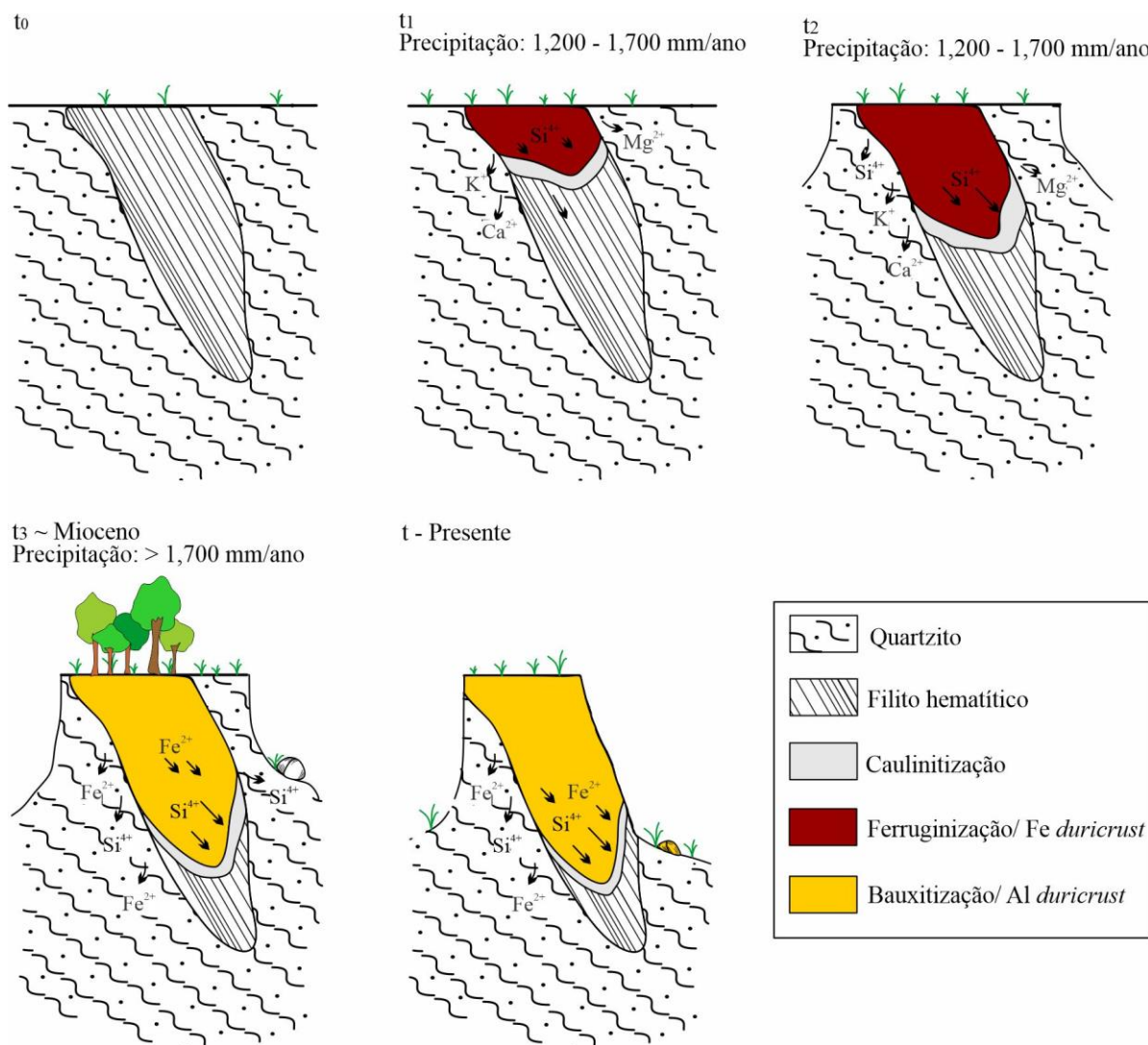


Figura 3.28. Modelo de bauxitização “suspenso por quartzitos”. O modelo sugere que processos pedogênicos podem ser originados da proteção/sustentação de litologias com diferentes resistências (p.e., quartzito-filito), conduzindo a diferentes graus de intemperismo, tais como lateritização (caulinitização e ferruginização), até atingir bauxitização quando sob condições climáticas ideais e ação da vegetação. Na SdEM, o Mioceno é considerado o período do primeiro ciclo de bauxitização. Os valores de precipitação utilizados são baseados em Beauvais e Tardy (1991) e Tardy (1992).

4.5. Por que somente alguns duricrusts ferruginosos se desenvolveram para bauxitas?

Dentre os nove perfis de intemperismo estudados, apenas três revelaram-se de natureza bauxítica. Os mapas geoquímicos e algumas feições micromorfológicas apontam para um passado ferruginoso dos *duricrusts* aluminosos (Figuras 3.3 a-c, 3.4 a-c, 3.5 c-d), revelando um *duricrust* ferruginoso pretérito ao seu desenvolvimento. Além disso, as datações por (U-Th)/He mostram que goethitas se precipitaram em períodos concomitantes nos *duricrusts* ferruginosos e aluminosos (por exemplo, goethitas de RP3, GUI2, PB3 e CJ1/CJ2), sugerindo que alguns perfis ferruginosos e aluminosos estavam evoluindo ao mesmo tempo. Mas por que somente alguns perfis evoluíram para bauxita?

A interpretação de todos os resultados obtidos e sua associação aos dados de campo nos forneceu embasamento para deduzir algumas das causas, e assim pode-se adicionar uma série de fatores responsáveis para cada um dos perfis estudados. Inicialmente, o fator mais notório foi a altitude, uma vez que os perfis bauxíticos estão localizados nas maiores cotas altimétricas da área (1,600 e 1,400 m). Alguns autores afirmam que altitudes mais elevadas favorecem os processos de bauxitização, devido a rápida circulação hídrica, e quando o intemperismo químico sobressai ao físico (Delvigne, 1965; Valeton et al., 1991; Bardossy e Combes, 1999; Thomas, 1994; Romano e Castañeda, 2006).

Embora seja esperado encontrar os *duricrusts* aluminosos nas maiores elevações, vários perfis ferruginosos também são encontrados em elevadas altitudes, como por exemplo GUI1 e GUI2, ambos na cota 1,400m. Nestes casos, o material de origem aparenta ser o fator determinante na caracterização química dos perfis. Como revelado anteriormente no item 4.1 deste capítulo, os três perfis aluminosos deste estudo se formaram a partir de filitos hematíticos. Filitos não são materiais de origem usualmente associados a depósitos bauxíticos, mas o seu baixo teor em quartzo (< 8%; Knauer e Schrank, 1994) associado ao longo período de pedogênese conduziu à total dissolução do quartzo e dessilicação dos silicatos, ocasionando na precipitação de gibbsita (Herbillon e Gastuche, 1962; Schellmann, 1994). Os perfis de GUI1 e GUI2, assim como DT1, foram desenvolvidos sobre depósito coluvionar com predomínio de fragmentos de quartzito (Figuras 3.3 d, 3.4 h, 3.5 b, 3.6 a-d) resultando em um material de origem muito rico em sílica. A precipitação de gibbsita é prejudicada em meios muito silicosos, conduzindo à precipitação de caulinita (Nahon et al., 1992; Schellmann, 1994). Além disso, soluções ricas em ferro provenientes de posições mais elevadas do relevo foram responsáveis pela precipitação primordial de óxidos de ferro, conferindo a natureza ferruginosa desses *duricrusts*.

Por outro lado, o perfil PB1 (cota 1.469 m), que tem filito hematítico como material de origem e está próximo ao perfil bauxítico PB3 (1.421 m), apresentou características ferruginosas. Vale destacar que PB1 é um perfil exumado, e que o solo que está atualmente exposto já pertenceu a horizontes outrora mais profundos, e que podem diferir da natureza química do solo erodido.

A baixa elevação (~1,000 m) pode ser o fator responsável pela natureza ferruginosa dos horizontes petroplínticos do perfil CM1. Além disso, o material de origem composto por alternâncias rítmicas entre quartzito e xisto fornece elevado teor de sílica ao meio, o que explicaria a natureza silicosa das goethitas e a elevada quantidade de caulinita nos *duricrusts* (20 – 35 %). Por outro lado, os horizontes superficiais do perfil CM1 são mais aluminosos

que o *duricrust* abaixo, resultantes da degradação da petroplintita. Essa afirmação é confirmada pelo aspecto morfológico gradualmente degradando de baixo para cima (Prancha 8), e também pelo comportamento magnético caracterizado por elevados teores de χ_{fd} (frequência dependente da susceptibilidade magnética) nos horizontes superiores, revelando alta quantidade de minerais SP, decorrentes de atividade bioquímica. Assim, esse enriquecimento em alumínio está associado a intensos processos biogeoquímicos, mas o teor de Al ainda não permite classifica-lo como um solo bauxítico.

Vale ressaltar que os períodos propícios para bauxitização foram durante o Mioceno Superior e Pleistoceno Inferior, e que os perfis CM1, GUI2 e DT1 estavam evoluindo em pelo menos uma dessas épocas, indicando que o clima não foi um fator limitante para a inibição dos processos de bauxitização nestes e em outros perfis. Desta forma, a elevação topográfica e o material de origem parecem ter sido os fatores essenciais no desenvolvimento dos *duricrusts* bauxíticos da SdEM.

5. Conclusões

Os *duricrusts* da Serra do Espinhaço Meridional evidenciam variedade morfológica e geoquímica/mineralógica, salientando a complexidade evolutiva desses solos. Feições maciças, mosqueadas, pisolíticas ou nodulares são algumas das principais características morfológicas dos *duricrusts*, assim como a natureza ora ferruginosa ora bauxítica, que sugerem que fatores e processos atuaram de forma desigual durante seu desenvolvimento. A posição topográfica, o material de origem e o tipo de enriquecimento em Fe foram cruciais na ocorrência entre *duricrusts* ferruginosos e bauxíticos. Os perfis bauxíticos foram favorecidos pelas maiores altitudes, ocasionando atividade hídrica mais eficiente, bem como pelo material de origem com menos quartzo (p.e., filito hematítico), enquanto os perfis ferruginosos ocorrem associados a superfícies menos elevadas ou a materiais de origem bastante quartzosos (p.e., depósito coluvionar). Além disso, foi identificado na área uma grande quantidade de solos exumados que se assemelham ao perfil PB1, geralmente em posições elevadas dos platôs e compostos principalmente por nódulos alteromórficos intensamente ferruginizados, sugerindo que períodos com eficiente taxa de denudação também contribuíram para a evolução do relevo, bem como para a formação de depósitos coluvionares. Quanto aos aspectos morfológicos, os processos pedogênicos mostram-se como os principais impulsionadores. Assim, intensos processos de dissolução-precipitação de Fe e Al pela ação bioquímica evidencia aspecto mosqueado; da mesma forma que soluções ferruginosas

alóctones cimentantes produzem característica maciça; ou ainda processos associados a hidratação e bioturbação resultam na degradação e desmantelamento dos *duricrusts*.

Além disso, é importante destacar que em um cenário predominantemente composto por quartzitos, o desenvolvimento dos *duricrusts* foi possível devido a intrincada correlação entre geologia, geomorfologia e clima. Os quartzitos resistentes agiram como um escudo protetor às litologias menos resistentes, evitando que estas fossem totalmente erodidas. Assim, sob condições climáticas tropicais, filitos hematíticos foram alvo de intenso intemperismo, formando *duricrusts* ferruginosos autóctones pretéritos, e posteriormente *duricrusts* bauxíticos. A formação dos *duricrusts* ocorreu principalmente entre o Oligoceno e Pleistoceno, com evidências de bauxitização desde o Mioceno. O ápice evolutivo tanto das ferruginosas quanto das aluminosas foi durante o Mioceno Superior, que revelou-se como o período mais úmido desde o Oligoceno, seguido do Pleistoceno Inferior.

O estudo detalhado de *duricrusts* de uma paisagem, do ponto de vista macro e micromorfológico, geoquímico, mineralógico e geocronológico, revelou-se como uma metodologia eficiente na identificação de processos pedogênicos decorridos no passado, que possibilitam a interpretação da progressão climática e ambiental de uma determinada região. A SdEM foi alvo de alternâncias climáticas desde o Oligoceno, com predominância de períodos quentes e úmidos favoráveis ao desenvolvimento de *duricrusts* ferruginosos, e dois períodos bem definidos (Mioceno Superior e Pleistoceno Inferior) caracterizados por elevada umidade e desenvolvimento de exuberante vegetação, atingindo intenso intemperismo e consequente formação de *duricrusts* bauxíticos como produto.

Referências

- Aleva, G. J. J., 1994. Laterites. Concepts, geology, morphology and chemistry. ISRIC, Wageningen.
- Alexandre, J. 2002. Les cuirasses latéritiques et autres formations ferrugineuses tropicales. Exemple du Haut Katanga meridional. Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Sciences Géologiques, v. 107, 118 p.
- Alfaro, M.R., Nascimento, C.W.A., Biondi, C.M., Silva, Y.J.A.B., Silva, Y.J.A.B., Accioly, A.M.A., Montero, A., Ugarte, O.M., Estevez, J. 2018. Rare-earth-element geochemistry in soils developed in diferente geological settings of Cuba. Catena, 162, 317-324.
- Al-Khribash, S., Semhi, K., Richard, L., Nasir, S., Al-Harthy, A. 2013. Rare earth element mobility during laterization of mafic rocks of the Oman ophiolite. Arab J Geosci. DOI 10.1007/s12517-013-1189-6
- Almeida Abreu, P. A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rift, a bacia e o orógeno. Geonomos, v. 3, n. 1, p. 1-18.

- Amaral-Santos E., Jelinek A.R., Almeida-Abreu P.A., Genezine F.A. 2019. Phanerozoic cooling history of Archean/Paleoproterozoic basement in the southern Espinhaço Range, southeastern Brazil, through apatite fission-track analysis. *J. S. Amer. Earth Sci.* 96, 102352.
- Ambrosi, J.P., Nahon, D., Herbillion, A.J. 1986. The epigenetic replacement of kaolinite by hematite in laterite - petrographic evidence and the mechanisms involved. *Geoderma*, 37, 283--294.
- Anand, R. R., Gilkes, R. J., Roach, G. I. D., 1991. Geochemical and mineralogical characteristics of bauxites, Darling Range, Western Australia. *Applied Geochemistry*, 6, 233-248.
- Bárdossy, G., Aleva, G.J.J. 1990. Lateritic Bauxites. *Developments in Economic Geology* 27. Elsevier
- Bárdossy, G., Combes, P.J. 1999. Karst bauxites: interfingering of deposition and palaeoweathering. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 27, 189 – 206.
- Barreto, H. N., Varajão, C. A. C., Braucher, R., Bourlès, D. L., Salgado, A. A. R., Varajão, A. F. D. C., 2013. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology* 191, 1-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.021>.
- Beauvais, A., 1999. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricrete in Central Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63 (23/24), 3939–3957.
- Beauvais, A. 2009. Ferricrete biochemical degradation on the rainforest–savannas boundary of Central African Republic. *Geoderma*, v. 150, p. 379 – 388.
- Beauvais, A., Colin, F., 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chem. Geol.* 106, 77–151.
- Beauvais, A., Tardy, Y. 1991. Formation et dégradation des cuirasses ferrugineuses sous climat tropical humide à la lisière de la forêt équatoriale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, v. 313, p. 1539 - 1545.
- Beauvais, A., Tardy, Y. 1993. Degradation and dismantling of iron crusts under climatic changes in Central Africa. *Chemical Geology*, v. 107, p. 277 – 280.
- Berger A., Janots E., Gnos E., Frei R., Bernier F. 2014. Rare earth element mineralogy and geochemistry in a laterite profile from Madagascar. *Appl Geochem*, 41, 218–228. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.12.013>
- Beyala, V.K.K., Onana, V.L., Priso, E.N.E., Parisot, J., Ekodeck, G.E. 2009. Behaviour of REE and mass balance calculations in a lateritic profile over chlorite schists in South Cameroon. *Chemie der Erde*, 69, 61–73.
- Bezerra Neto, F.E. 2016. Estudo de rochas exóticas da Formação Sopa- Brumadinho e possíveis implicações para a fonte dos diamantes do Espinhaço Meridional. Dissertação de Mestrado, UnB, Brasília. 105 p.
- Bourman, R. P. 1993. Perennial problems in the study of laterite: A review. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 387 – 401.

- Braun, J.J., Pagel, M., Muller, J.-P., Bilong, P., Michard, A., Guillet, B., 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 781–795.
- Braun, J.J., Viers, J., Dupré, B., Polve, M., Ndam, J., Müller, J.P. 1998. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, east Cameroon. The implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 273–299
- Brewer, R., 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Wiley and Sons, New York, 470 p.
- Bullock, P.; Fedoroff, N.; Jongerijs, A.; Stoops, G.; Tursina, T. 1985. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research, Wolverhampton. 152 p.
- Byrne, R.H., Li, B. 1995. Comparative complexation behavior of the rare earths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 4575-4589.
- Cabral, A.R., Wiedenbeck, M., Koglin, N., Lehmann, B., Abreu, F.R., 2012. Boron-isotopic constraints on the petrogenesis of hematitic phyllite in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Lithos*, 140 – 141, 224 – 233.
- Cabral, A.R., Rios, F.J., Oliveira, L.A.R., Abreu, F.R., Lehmann, B., Zack, T., Laufek, F. 2015. Fluid-inclusion microthermometry and the Zr-in-rutile thermometer for hydrothermal rutile. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 104, 513–519. doi: 10.1007/s00531-014-1120-8
- Camêlo, D. L. 2017. Duricrusts ferruginosos da Serra do Espinhaço Meridional (MG) e suas relações com a evolução da paisagem. Piracicaba – USP. Tese de Doutorado. 93p.
- Camêlo, D.L. Ker, J.C., Fontes, M.P.F., Costa, A.C.S., Corrêa, M.M., Leopold, M. 2018. Mineralogy, magnetic susceptibility and geochemistry of Fe-rich Oxisols developed from several parent materials. *Sci. Agric.*, 75, 410-419.
- Carmo, I.O., Vasconcelos, P.M., 2004. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais. Brazil. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 1303–1320.
- Castro, S., Cooper, M., 2019. *Fundamentos de Micromorfologia*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 240.
- Chanvry, E., Marchand, E., Lopez, M., Séranne, M., Le Saout, G., Vinches, M., 2020. Tectonic and climate control on allochthonous bauxite deposition. Example from the mid-Cretaceous Villeveyrac basin, southern France. *Sedimentary Geology*, 407, 105727.
- Chaves, M.L.S.C., Brandão, P.R.G., Buhn, B., 2010. Monazita em veios de quartzo da Serra do Espinhaço Meridional (MG): mineralogia, idades LA-ICP-MS e implicações geológicas. *Brazilian J. Geol.* 40, 506–515.
- Chaves, M.L.S.C., Karfunkel, J., Bermanec, V., Zebec, V., Scholz, R., Menezes Filho, L.A.D. 2018. Anatase crystals of unusual habit in quartz veins from the Diamantina region (Espinhaço Range, Minas Gerais). *REM, Int. Eng. J.*, 71, 37-43. <http://dx.doi.org/10.1590/0370-44672017710069>.
- Chaves, M. L. S. C., Menezes Filho, L. A. D. 2017. Minerais do grupo da crichtonita em veios de quartzo da serra do Espinhaço (Minas Gerais e Bahia). *Geologia USP, Série Científica*, 17, 1-10.

- Cornell, R.M., Schwertmann, U., 2003. *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*. Wiley-VCH, Weinheim, p. 664.
- Dearing, J. 1999. *Environmental magnetic susceptibility: Using the Bartington MS2 System*. 2.ed. Kenilworth, Chi Publishing, 54p.
- Delvigne, J. 1965. *Pédogenèse em zone tropicale: la formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique*. ORSTOM, Paris, 177 p.
- Delvigne, J. E. 1998. *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*. Canadian Mineralogist, Special Publication 3.
- Dossin, I.A., Dossin, T.M. Chaves, M.L.S.C. 1990. *Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - os grupos Diamantina e Conselheiro Mata*. Rev. Bras. Geoc., 20, 178-186.
- Drever, J. I., Stillings, L. L. 1997. *The role of organic acids in mineral weathering*. Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects, 120, 167-181.
- Embrapa - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 2013. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 3ª Edição, Brasília.
- Farley K.A. 2002. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. In: *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*, p. 819–844.
- Fleischer, R. 1995. *Prospecção e economia do diamante da Serra do Espinhaço*. Geonomos, 3, 27-30.
- Haskin L.A., Wildeman T.R., Haskin M.A. 1968. *An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation*. J Radioanal Chem, 1, 337–348
- Hemingway, B.S., 1982. *Gibbs free energies of formation for bayerite, nordstrandite, $Al(OH)_2^+$, and $Al(OH)_2^+$, aluminum mobility, and the formation of bauxites and laterites*. In *Advances in physical geochemistry* (ed. S.K. Saxena), Springer-Verlag New York Inc. 285 – 316.
- Henderson, P., 1984. *Rare earth element geochemistry. : Developments in Geochemistry, v. 2*. Elsevier, Amsterdam. 510 pp.
- Herbillon, A., Gastuche, M. 1962. *Etude des complexes kaolinite -hydroxyde d'aluminium. Synthèse et genèse des trihydrates cristallisés*. In: *Bulletin du Groupe français des argiles*. Tome 13, 77-94. DOI : <https://doi.org/10.3406/argil.1962.988>
- Howard, J. L., Amos, D. F., Daniels, W. L., 1995. *Micromorphology and dissolution of quartz sand in some exceptionally ancient soils*. Sedimentary Geology, 105, 51-62.
- IUSS Working Group WRB, 2015. *International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*, World Soil Resources Reports N° 106. FAO, Rome.
- Knauer, L.G., Schrank, A., 1994. *A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais*. Geonomos 1, 33–38.
- Langmuir, D., Herman, J. S. 1980. *The mobility of thorium in natural waters at low temperatures* Geochimica et Cosmochimica Acta 44, 1753 – 1766.
- Lasaga, A. C., 1984. *Chemical kinetics of water-rock interactions*. J. of Geoph. Res. 89, 4009-4025.

- Laskou, M., Economou-Eliopoulos, M., 2007. The role of microorganisms on the mineralogical and geochemical characteristics of the Parnassos-Ghiona bauxite deposits, Greece. *Journal of Geochemical Exploration*, 93, 67–77.
- Laskou, M., Economou-Eliopoulos, M., 2013. Bio-mineralization and potential biogeochemical processes in bauxite deposits: genetic and ore quality significance. *Miner Petrol*, 107, 471–486.
- Laveuf C, Cornu S. 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma*, 154, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.10.002>
- Leão, M.R., Rezende, E.A., Salgado, A.A.R., Nalini Júnior, H.A. 2012. Erosão, denudação e evolução do relevo da média Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13, 113 – 124.
- Levett, A., Vasconcelos, P. M., Gagen, E. J., Rintoul, L., Spier, C., Guarigliardo, P., Southam, G. 2020. Microbial weathering signatures in lateritic ferruginous duricrusts. *Earth and Plan. Sci. Let.*, 538, 116209.
- Liu, X., Wang, Q., Feng, Y., Li, Z., Cai, S., 2013. Genesis of the Guangou karstic bauxite deposit in western Henan, China. *Ore Geology Reviews*, 55, 162–175.
- Maignien, R. 1966. *Compte rendu de recherches sur les latérites*. UNESCO, Paris, 155 p.
- Martins-Neto, M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 28, 151-168.
- Mathieu, D., Bernat, M., Nahon, D. 1995. Short-lived U and Th isotope distribution in a tropical laterite derived from granite (Pitinga river basin, Amazonia, Brazil): Application to assessment of weathering rate. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 703-714
- May, H.M., Helmke, P.A., Jackson, M.L., 1979. Gibbsite solubility and thermodynamic properties of hydroxyl-aluminum ions in aqueous solution at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 861 – 868.
- McFarlane, M. J. 1976. *Laterite and Landscape*. Academic Press, London. 151 p.
- Melfi, A. J., Pédro, G., Nalovic, L., Queiroz Neto, J. P., 1979. Dissolution du quartz et instabilité de l'hématite primaire en conditions tropicales hydrolysantes. *Cah. ORSTOM XIV*, 179-192.
- Milagres, A.R., Oliveira, F.S., Varajão, A.F.D.C., Varajão, C.A.C., 2021. Ferruginous duricrusts associated with diamond occurrences in the Diamantina Plateau, south Espinhaço Range, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 111, 103503. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103503>.
- Mohr, E.C.J., Van Baren F.A., Van Schuylenborgh J. 1972. *Tropical Soils, a comprehensive study of their genesis*. Mouton, The Hague. 461p.
- Momo, M. N., Beauvais, A., Tematio, P., Yemefack, M., 2020. Differentiated Neogene bauxitization of volcanic rocks (western Cameroon): Morpho-geological constraints on chemical erosion. *Catena*, 194, 104685.
- Mongelli, G., Boni, M., Oggiano, G., Mameli, P., Sinisi, R., Buccione, R., Mondillo, N., 2017. *Ore Geology Reviews*, 86, 526–536.

- Monsels, D.A., van Bergen, M.J., 2017. Bauxite formation on Proterozoic bedrock of Suriname. *Jour. of Geochem. Explor.* 180, 71 – 90.
- Monteiro, H. S., Vasconcelos, P.M., Farley, K. A. 2018a. A combined (U-Th)/He and cosmogenic ^3He record of landscape armoring by biogeochemical iron cycling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123, 298-323.
- Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Ávila, J.N., Miller, H.B.D., Holden, P., Ireland, T.R. 2020. Protocols for in situ measurement of oxygen isotopes in goethite by ion microprobe. *Chemical Geology*, 533, 119436. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119436>.
- Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Lopes, C.A.M., 2018b. Age and evolution of diachronous erosion surfaces in the Amazon: combining (U-Th)/He and cosmogenic ^3He records. *Geochim. Cosmochim. Acta* 229, 162–183. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.045>.
- Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Spier, C.A., Mello, C.L., 2014. (U-Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 131, 267–289. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.036>.
- Mori, P.E.; Reeves, S.; Correia, C.T.; Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 441-446.
- Myers, T.S., 2016. Palaeoclimate: CO₂ and late Palaeozoic glaciation. *Nat. Geosci.*, 9, 803–804.
- Nahon D.B., Boulangé B., Colin F. 1992. Metallogeny of weathering: an introduction. In *Weathering, Soils e Paleosols - Developments in Earth Surface Processes 2* (eds. I.P. Martini and W. Chesworth), Elsevier Science Publishing, Amsterdam. p. 445 – 471
- Nahon, D., Janot, C., Karpoff, A.M., Paquet, H., Tardy, Y., 1977. Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the Western part of Senegal. *Geoderma*, 19, 263--277.
- Nesbitt, H.W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279, 206–210
- Neumann, R., Avelar, A.N., Costa, G.M. 2014. Refinement of the isomorphous substitutions in goethite and hematite by the Rietveld method, and relevance to bauxite characterization and processing. *Minerals Engineering*, 55, 80–86
- Oliveira, S. B., Costa, M. L., Prazeres Filho, H. J. 2016. The lateritic bauxite deposit of Rondon do Pará: a new giant deposit in the Amazon region, Northern Brazil. *Economic Geology*, 111, 1277–1290.
- Patel, V.N., Trivedi, R.K., Adil, S.H., Golekar, R.B. 2013. Geochemical and mineralogical study of bauxite deposit of Mainpat Plateau, Surguja District, central India. *Arab. J. Geosci.*
- Paz, A., Gagen, E.J., Levett, A., Zhao, Y., Kopittke, P.M., Southam, G., 2020. Biogeochemical cycling of iron oxides in the rhizosphere of plants grown on ferruginous duricrust (canga). *Sci. Total Environ.* 136637.

- Petersen, U., 1971. Laterite and bauxite formation. *Economic Geology*, 66, 1070–1071.
- Power, G., Loh, J. 2010. Organic compounds in the processing of lateritic bauxites to alumina. Part 1: Origins and chemistry of organics in the Bayer process. *Hydrometallurgy* 105, 1–29. doi:10.1016/j.hydromet.2010.07.006.
- Radusinović S., Jelenković R., Pačevski A., Simić V., Božović D., Holclajtner-Antunović I., Životić D. 2017. Content and mode of occurrences of rare earth elements in the Zagrad karstic bauxite deposit (Nikšić area, Montenegro). *Ore Geology Reviews*, 80, 406–428.
- Retallack, G.J. 2010. Lateritization and bauxitization events. *Econ. Geol.*, 105,, 655–667.
- Rezende, E. A.; Leão, M. R.; Salgado, A. A. R.; Oliveira, C. K. R.; Nalini Júnior, H. A. 2010. A influência litológica nas taxas de denudação geoquímica do médio Espinhaço Meridional/MG. *Sociedade e Natureza*, 22, 503-514.
- Rietveld, H.M., 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *J. Appl. Cryst.*, 2, 65 - 71.
- Riffel, S.B., Vasconcelos, P.M., Carmo, I.O., Farley, K.A., 2016. Goethite (U–Th)/He geochronology and precipitation mechanisms during weathering of basalts. *Chemical Geology*, 446, 18-32. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.033>.
- Romano, A.W., Castañeda, C. 2006. A tectônica distensiva pós-mesozóica no condicionamento dos depósitos de bauxita da zona da mata mineira. *Geonomos*, 14, 1-5.
- Salgado, A. A. R., Braucher, R., Varajão, A.C., Colin, F., Varajão, A.F.D.C., Nalini Jr., H.A., 2008. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (¹⁰Be) cosmogenic nuclei. *Z. Geomorph. N. F.*, 52, 317-323.
- Salgado, A. A. R., Varajão, C.A.C., Colin, F., Braucher, R., Varajão, A.F.D.C., Nalini Jr., H. A., Cherem, L.F.S., Marent, B.R., Brindusa, C.B., 2007 Estimativa das Taxas de Erosão das Terras Altas da Alta Bacia do Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: Implicações para a Evolução do Relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 8, 3-10.
- Santos, M.M., Lana, C., Scholz, R., Buick, I.S., Kamo, S.I., Corfu, F., Queiroga, G. 2020. LA-ICP-MS U–Pb dating of rutiles associated with hydrothermal mineralization along the southern Araçuaí Belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 99, 102502. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102502>
- Schellmann, W. 1994. Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. *Catena*, v. 21, p. 131 – 143.
- Schulmann, A., Carvalho, A., Valetom I., 1997. Bauxite of Poços de Caldas. In *Brasilian bauxites* (eds. Carvalho A., Boulangé B., Melfi A. J. and Lucas Y.). ORSTOM, São Paulo, pp.231-256.
- Sigolo, J. B., Boulangé, B. 1997. The bauxites of the Passa Quatro alkaline massif. In *Brasilian bauxites* (eds. Carvalho A., Boulangé B., Melfi A. J. and Lucas Y.). ORSTOM, São Paulo, pp. 257-274.

- Spier, C.A., Levett, A., Rosière, C.A. 2019. Geochemistry of canga (ferricrete) and evolution of the weathering profile developed on itabirite and iron ore in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, 54, 983–1010. <https://doi.org/10.1007/s00126-018-0856-7>
- Spier, C.A., Vasconcelos, P.M., Oliviera S.M.B., 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chemical Geology*, 234, 79-104.
- Stoops, G., 2003. Guidelines for analysis and description of soils and regolith thin sections. Madison: Soil Science Society of America. 184 p.
- Stoops, G., Marcelino, V. 2010. Lateritic and Bauxitic Materials. In: Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 720 p.
- Tardy, Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. In *Weathering, Soils e Paleosols - Developments in Earth Surface Processes 2* (eds. I.P. Martini and W. Chesworth), Elsevier Science Publishing, Amsterdam. 379 – 405.
- Tardy, Y. 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris.
- Tardy, Y., 1997. *Petrology of Laterites and Tropical Soils*. Balkema, Amsterdam.
- Tardy, Y., Nahon, D., 1985. Geochemistry of laterites stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation. *Am. J. Sci.*, 285, 865 – 903.
- Taylor, S.R. 1964. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, 1273-1285
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publication, Oxford. 312 pp.
- Thomas, M. F. 1994. *Geomorphology in the tropics – A study of the weathering and denudation in low latitudes*. Wiley, England, 460 p.
- Toby, B. H. 2006. R factors in Rietveld analysis: How good is good enough? *Powder Diffraction* 21, 67-70.
- Torró, L., Proenza, J.A., Aiglsperger, T., Bover-Arnal, T., Villanova-de-Benavent, C., Rodríguez-García, D., Ramírez, A., Rodríguez, J., Mosquea, L.A., Salas, R. 2017. Geological, geochemical and mineralogical characteristics of REE-bearing Las Mercedes bauxite deposit, Dominican Republic. *Ore Geol. Reviews*, 89, 114-131. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.017>.
- Valeton, I., Beissner, H., Carvalho, A. 1991. The Tertiary Bauxite belt on tectonic uplift areas in the Serra da Mantiqueira, South-East Brazil. *Contributions to Sedimentology*, v. 17. 101 p.
- van Breemen, N., Buurman, P. 2002. *Soil Formation*. Second Edition. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 404p.

- Van Gosen, B.S., and Choate, L.M., 2021, Reconnaissance study of the major and trace element content of bauxite deposits in the Arkansas bauxite region, Saline and Pulaski Counties, central Arkansas: U.S. Geological Survey Open-File Report 2021–1073, 18 p., <https://doi.org/10.3133/ofr20211073>.
- Varajão, C.A.C., Salgado, A.A.R., Varajão, A.F.D.C., Braucher, R., Colin, F., Nalini Júnior, H.A. 2009. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. 2009. R. Bras. Ci. Solo, 33, 1409-1425.
- Varajão, C. A. C., Varajão, A. F. D. C., Oliveir,a F. S., Barreto, H. N., Salgado, A. A. R. 2020. Solos e superfícies de erosão: uma contextualização da evolução da paisagem na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais. Revista Espinhaço 9, 17-42.
- Vasconcelos, P.M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in ore deposits. *Economic Geology* 12, 73–113.
- Vasconcelos, P.M., Heim, J.A., Farley, K.A., Monteiro, H.S., Waltenberg, K.M. 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He – $^4\text{He}/^3\text{He}$ geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 117, 283-312. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2013.03.037>.
- Vasconcelos, P.M., Monteiro, H. M., Farley, K. A., Spier C.A. 2008. Re-weathering of a deep weathering profile. In: 33 International Geological Congress, Oslo, Norway. Abstracts.
- Vasconcelos, P.M., Reich, M., Shuster, D.L. 2015. The paleoclimatic signatures of supergene metal deposits. *Elements* 11, 317-322.
- Wang, R., Wang, Q., Huang, Y., Yang, S., Liu, X., Zhou, Q., 2018. Combined tectonic and paleogeographic controls on the genesis of bauxite in the Early Carboniferous to Permian Central Yangtze Island. *Ore Geology Reviews*, 101, 468–480.
- Widdowson, M. 2009. Evolution of Laterite in Goa. In: *Natural Resources of Goa: A Geological Perspective*. Geological Society of Goa, 35 – 68.
- Wray, R. A. L., Sauro, F., 2017. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. *Earth-Science Reviews*, 171, 520–557.
- Young, A. 1976. *Tropical soils and soil survey*. Cambridge, Cambridge University Press, 468 p.
- Young, R. A., 1995. *The Rietveld Method*. Oxford University Press, 298 p.
- Yu, W., Algeo T.J., Yang J., Du Y., Huang X., Weng S. 2019. Climatic and hydrologic controls on upper Paleozoic bauxite deposits in South China. *Earth-Science Reviews* 189, 159 – 176. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.014>.

CAPÍTULO 4 - OS *DURICRUSTS* E SUA RELAÇÃO COM A PAISAGEM DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

1. Introdução

Duricrusts são comumente associados a antigas (Creatáceo ao Cenozóico) superfícies continentais cratônicas em regiões tropicais úmidas, relacionadas principalmente aos territórios da América do Sul, África, Austrália e Índia (Tardy et al., 1988; Tardy et al., 1991; Tardy e Roquin, 1992). Essas paisagens são caracterizadas por extensos platôs parcialmente preservados, algumas vezes em diferentes altitudes formando escalonamento do relevo, e circundados por planícies e sedimentos detríticos classificados no passado como pedimentos (King, 1953). Embora os principais processos de formação dos *duricrusts* estejam intimamente associados a intensa atividade da água nas posições mais baixas da paisagem (Tardy e Nahon, 1985; Nahon e Tardy, 1992), sua posição preferencial compondo o alto dos platôs elevados sugere inversão de relevo, a partir da erosão mais acelerada dos materiais circundantes de menor resistência (McFarlane, 1976; Pain e Ollier, 1995). A lenta erosão das porções mais elevadas desses platôs e o aprofundamento dos perfis de intemperismo são consequências da elevada resistência dos *duricrusts* (Shuster et al., 2012; Monteiro et al., 2018a, 2018b), resultando em incontestáveis superfícies blindadas (Vasconcelos et al., 2019). Todavia, regiões com intensa degradação e dismantelamento dos resistentes *duricrusts* sugerem desequilíbrios ocasionados por mudanças climáticas ou soerguimentos (Borger e Widdowson, 2001).

Paisagens suportadas por *duricrusts* foram, por muito tempo, associadas aos longos períodos de evolução das superfícies de King, derivadas de exposição prolongada, pequenas taxas de denudação e frentes de intenso intemperismo químico (Vasconcelos, 1999; Vasconcelos e Carmo, 2018). O modelo de King (1953), influenciado pelos já ultrapassados modelo de evolução de Penck e Ciclo Geográfico de Davis, salienta que superfícies associadas a longos períodos de quiescência tectônica são denudadas até atingirem o nível de base, reiniciando o processo de incisão diante de novo soerguimento. Por outro lado, quando essas superfícies atingem o equilíbrio, o intemperismo químico supera o físico, formando espessos perfis de intemperismo, incluindo os *duricrusts*. Seguindo essa concepção, por longo tempo considerou-se que os platôs mais elevados seriam mais antigos que os posicionados em elevações inferiores (Chorley, 1965), desconsiderando a possibilidade de rejuvenescimento topográfico por oscilações climáticas (p.e., Hancock e Kirwan, 2007), por litologias contrastantes (p.e., Peifer et al., 2021; Das et al., 2022) ou pela reativação de antigas zonas de

fraqueza através de epirogenia ou rebote isostático denudacional e flexural (p.e., Silva e Sacek, 2019; Marques et al., 2021). A geocronologia do intemperismo utiliza-se da datação de minerais supérgenos precipitados nos perfis de intemperismo, de forma a correlacionar superfícies em escala local ou regional, ou ainda identificar a ordem cronológica evolutiva entre elas (Vasconcelos, 1998; Vasconcelos e Conroy, 2003; Monteiro et al., 2018a; Vasconcelos e Carmo, 2018).

Os estudos geomórficos realizados neste trabalho e apresentados no Capítulo 2 revelam rejuvenescimento da paisagem da SdEM, mesmo se tratando de uma região pós-orogênica e pós-rifte, sob baixa taxa de deformação tectônica. Tal cenário sugere uma sequência evolutiva da paisagem muito mais complexa do que aquela proposta pelo modelo de King (1953). Os resultados revelaram dois fatores de primeira ordem no controle topográfico da área. O primeiro deles, o fator de resistência litológica, demonstra que a erodibilidade das rochas que compõem a área, mesmo que determinada pela forma qualitativa (Selby, 1993; Goudie, 2006), exerceu um papel fundamental na configuração da paisagem atual. A porção minoritária da área onde predominam rochas com elevada erodibilidade (p.e., porção nordeste), indica taxa de denudação mais acelerada em que sinais de perturbação são mais rapidamente transmitidos, resultando em drenagens já ajustadas ao equilíbrio. Por outro lado, o embasamento litológico predominantemente resistente, composto por quartzitos maciços e núcleos de *duricrusts*, é responsável por retardar os processos erosivos e as respostas fluviais frente ao desequilíbrio (Bishop e Goldrick, 2010).

A predominância de materiais resistentes explica a persistência da topografia média elevada, mas não esclarecem a forte assimetria do relevo entre os domínios leste e oeste da área, ambos predominantemente compostos por quartzitos. Portanto, um segundo fator, conduziu à perturbação do sistema fluvial e configuração desigual do relevo, responsável pela reativação de antigas zonas de fraqueza. Estudos prévios no sudeste do Brasil (Silva e Sacek, 2019; Marques et al., 2021; Silva, 2021) apontam o rebote isostático denudacional ou tectônica compressional associada a far-field stress (picos de soerguimento dos Andes somados ao espalhamento progressivo do Oceano Atlântico) como atuantes no rejuvenescimento de paisagens. Nesse sentido, é razoável considerar a influência de um ou ambos fatores no soerguimento e reativação de antigas estruturas tectônicas proterozóicas e mesozoicas regionais na SdEM.

O estudo detalhado dos *duricrusts* apresentado no Capítulo 3 reforça a complexidade evolutiva da paisagem da SdEM. *Duricrusts* com morfologia, química e mineralogia diferentes entre si compõem pequenos núcleos no alto de platôs reliquiais em diferentes níveis

altimétricos. Essas desigualdades entre eles revelam diferentes graus evolutivos, bem como discrepâncias na intensidade da atividade hídrica a qual foram expostos. Os dados geocronológicos mostram idades sincrônicas entre *duricrusts* de diferentes elevações, indicando que processos de formação estavam ocorrendo simultaneamente, o que contraria a afirmação de que *duricrusts* em posições mais elevadas são mais antigos do que aqueles em elevações inferiores.

Neste capítulo será abordada a provável sequência de eventos que culminou na configuração atual do relevo da bacia do Alto Jequitinhonha, e conseqüentemente da SdEM. A interação entre as diferentes frentes de estudo deste trabalho, tais como a análise geomórfica da dinâmica da topografia e sistema de drenagens e potenciais fatores de controle, os dados da geocronologia do intemperismo, bem como as investigações morfológicas, geoquímicas e mineralógicas dos *duricrusts*, são o alicerce para a reconstrução evolutiva da paisagem da SdEM.

2. As características do relevo do Alto Jequitinhonha

A configuração atual da paisagem da área de estudo sugere uma compartimentação reliquial do relevo em *grábens* e *horst*, controlados por lineamentos NW-SE, parcialmente modificada pelos processos de esculturação da paisagem durante o Cenozoico. Esse arranjo estrutural da área provavelmente remonta ao Cretáceo (~ 134 – 65 Ma), quando soerguimentos epirogênicos em resposta à abertura do Atlântico Sul foram identificados ao longo do sudeste brasileiro (p.e., Serras do Mar e Mantiqueira) (Zalán e Oliveira, 2005). Desta forma, um proeminente *horst* se formou na porção central da área no sentido NW-SE, onde atualmente ocorrem altitudes de 1,400 – 1,600 m, associadas aos platôs (LRUs) a oeste, referente ao Planalto Diamantina, e a leste. Este bloco soerguido apresenta-se descaracterizado na porção mediana pela forte dissecação provocada pelo rio Jequitinhonha e seus principais afluentes segundo direções NW a NNW, NE e localmente E-W. Conjugadas ao *horst* estão as estruturas em *gráben* no extremo norte e sul da área sob altitudes de até ~1,100 m e ~1,300 m, respectivamente. Embora essa estruturação (*gráben* e *horst*) esteja bastante descaracterizada por longo período de modelamento da paisagem, neste item o relevo será abordado por setores *horst* e *grábens* setentrional e meridional, pois ainda apresentam-se evidentes na paisagem.

O setor que compõe o antigo *horst* revela-se no modelo digital de elevação e no perfil em faixa como um compartimento com elevadas altitudes e ressaltados platôs, sendo

também caracterizado por uma anomalia gravimétrica positiva (Caldas et al., 2019). Curiosamente, este setor elevado é caracterizado por uma incontestável assimetria entre as porções leste e oeste do rio Jequitinhonha. O mapa de relevo local expressa alto relevo na margem leste, em concordância com valores elevados de k_{sn} (Figuras 2.6 c e 2.7). Da mesma forma, os perfis de rio em espaço elevação $-\chi$ mostram um ganho em elevação de ~ 200 m na porção leste (Figura 2.9 h, i, l, n, o). *Knickpoints* em elevação $> 1,400$ m se destacam na margem leste, e muitas vezes apresentam alturas > 200 m, ressaltando a presença de imponentes cachoeiras.

Os resultados apresentados no Cap. 2 indicam um ganho em elevação na margem leste da porção central da área (*horst*) em relação a margem oeste, evidenciando rejuvenescimento do relevo posterior à epirôgenese cretácea. Lineamentos regionais NNW claramente delimitam íngremes escarpas formando escalonamento do relevo (Figuras 2.5 a,b e 2.10 d). A expressiva inflexão do rio Jequitinhonha para leste, também apresenta tendência à direção NNW (Figura 2.10 d). Um caminhamento realizado de oeste para leste na margem do rio tronco durante trabalho de campo revelou vários níveis de paleo-terraços na margem oeste do rio, e que não se repetem na margem leste, sugerindo a migração do canal em direção a leste. Essa migração do fluxo principal do rio provavelmente é em decorrência a uma inclinação tectônica do relevo. Além disso, dois níveis de terraços rochosos são encontrados no assoalho do rio Jequitinhonha em seu trecho mais a leste (Figura 2.10 b), indicando rápida incisão devido a desequilíbrios causados pela sua migração.

Os limites que separam a porção central da área (antigo *horst*) dos setores setentrional e meridional (antigos *grábens*) são bastante distintos, pois enquanto ao sul ele é ofuscado por processos recentes de remodelamento, ao norte ele é evidenciado pelas métricas topográficas (relevo local elevado e k_{sn} anômalo) e por desnível acentuado. Uma faixa de alto relevo local de direção NW-SE acompanha o limite entre *horst* e *gráben* setentrional, onde também ocorrem maiores declividades do relevo (Figura 2.6 c, d). Valores anômalos de k_{sn} ocorrem em tributários da margem oeste do rio Jequitinhonha (Figura 2.7 a), acompanhando o relevo local. Escarpas com direção NW-SE são evidentes bordejando o Planalto Diamantina neste setor, desencadeando landslides e depositando *duricrusts* detriticos no fundo de vales (Figura 2.5 b, c). Além disso, o perfil em faixa J1 (Figura 2.6 b) evidencia desnível brusco de ~ 400 m entre a margem oeste do *horst* e o *gráben* setentrional. A esse desnível marcante estão associados um contraste de resistência litológica e valores anômalos das métricas topográficas. Por outro lado, embora o setor sul da área apresente significativas intrusões

metabásicas, a predominância de quartzitos mascara o contato entre o antigo *horst* e o *gráben* meridional.

Ambos *grábens* meridional e setentrional, são caracterizados por baixo relevo local e baixos valores de k_{sn} (Figuras 2.6 c e 2.7 a). O *gráben* meridional apresenta-se relativamente mais elevado que o setentrional, com altitudes da ordem de 900 m a 1,300 m contra 600 m a 1,100 m. Platôs reliquiais com *duricrusts* são encontrados a ~ 1,000 m ao norte (p.e., perfil CM1) e ~ 1,200 m ao sul (p.e., perfil DT1). O *gráben* meridional é caracterizado por relevos mais salientes na porção oeste, composto por imponentes inselbergs quartzíticos e pequenos platôs, onde predominam quartzitos; e a leste, por relevos mais arredondados devido à maior erodibilidade resultante de significativas intrusões metabásicas (Figura 2.2 a), e à forte incisão do rio Jequitinhonha. O *gráben* setentrional apresenta maiores altitudes a oeste, onde predominam quartzitos, e é fortemente dissecado à leste, onde ocorrem metadiamicritos do Gr. Macaúbas (Figura 2.2 a). A maior expressividade do setor setentrional em relação ao meridional (em relação ao limite com o *horst*) é devido a maior concentração de litologias com resistências contrastantes e litologias menos resistentes (Figura 2.2), sugerindo maior taxa de denudação. A distribuição de *knickpoints* nos dois setores abatidos reforçam essa afirmação, já que o setentrional praticamente não apresenta *knickpoints* (Figura 2.8 a).

3. O papel dos *duricrusts* na paisagem da SdEM

O estudo detalhado dos *duricrusts* da SdEM contribuiu, sobretudo, para um maior conhecimento das principais variações climáticas ao longo do Cenozoico. A mineralogia essencial permitiu definir a atividade hídrica no interior de cada perfil, e esse grau de umidade permitiu inferir a posição topográfica que eles se encontravam durante sua formação. Da mesma forma, as feições macro e micromorfológicas evidenciaram informações relevantes sobre a etapa evolutiva dos perfis. As idades por (U-Th)/He auxiliaram na identificação dos principais períodos de dissolução-precipitação mineral, acrescentando uma ordem cronológica aos principais eventos climáticos e ambientais que atuaram na área. Processos de lateritização foram detectados do Oligoceno ao Pleistoceno, e processos de bauxitização desde o Mioceno, com ápice evolutivo no Mioceno Superior e Pleistoceno Inferior tanto para *duricrusts* ferruginosos quanto para aluminosos. *Duricrusts* alóctones desenvolvidos sobre depósito coluvionar com fragmentos transportados de antigos *duricrusts* que existiram em posições mais elevadas do relevo, sugerem que processos de lateritização podem ter atuado na área precedente ao Oligoceno. A única idade discrepante que remete ao Eoceno pode ser um

indicativo disso, porém mais estudos e análises são necessários para confirmar essa afirmação.

Dentre os perfis estudados, a maior manifestação evolutiva durante o Oligoceno foi do perfil CM1, enquanto o Mioceno foi favorável ao desenvolvimento de CM1, CJ1/CJ2, RP1, RP3, GUI2 e PB3, que atualmente constituem níveis altimétricos contrastantes (Figura 4.1). O Plioceno foi marcado por um retardo no desenvolvimento de alguns perfis, como por exemplo CM1 e RP1, enquanto no Pleistoceno houve uma maior expressão de PB3 e início da formação de DT1 e DT2.

Curioso notar que *duricrusts* evoluídos no mesmo período também apresentam *fácies* morfológicas e mineralogia distinta, sugerindo que a atividade da água, e em alguns casos o material de origem, foi desigual entre os perfis. Por exemplo, podemos comparar os horizontes F de CM1, composto por goethitas ricas em Si e Al, e rico em caulinita; de GUI2 com presença de goethita muito aluminosa; e RP1 empobrecido em quartzo, sem caulinita e com goethita aluminosa. O desenvolvimento de *duricrusts* é comumente associado a posições mais baixas do relevo, próximos ao nível freático, onde reações redoximórficas são facilitadas (Mohr et al., 1972; van Breemen e Buurman, 2002). Entretanto, é importante destacar que a formação de *duricrusts* é composta pela sobreposição de eventos, acrescentando novos minerais e deletando ou não outros (Nahon, 1991), e por isso eles continuam evoluindo, ou degradando, mesmo após integrar o alto dos platôs. Assim, as principais manifestações mineralógicas desses *duricrusts* registradas até os dias atuais sugerem que os *duricrusts* evoluídos sincronicamente provavelmente se encontravam em níveis altimétricos distintos, e por isso a atividade hídrica atuou de forma diferente entre eles, com dessilicização total em uns e parcial com caulinitização em outros.

Por outro lado, o embasamento predominantemente quartzítico também pode ter desempenhado um papel fundamental para que *duricrusts* se formassem em posições topográficas distintas. Da mesma forma que os quartzitos foram a base impermeável para o desenvolvimento de turfeiras suspensas na SdEM (Campos, 2014), eles também auxiliaram na manifestação e persistência hídrica no interior de litologias menos resistentes (p.e., filitos, metabásicas, colúvios), permitindo que processos de lateritização atuassem não somente nas posições mais baixas da paisagem, desde que associados a relevos planos. Além disso, processos de bauxitização foram facilitados nos perfis mais elevados, quando associados a litologias com menor teor de sílica (p.e., filitos).

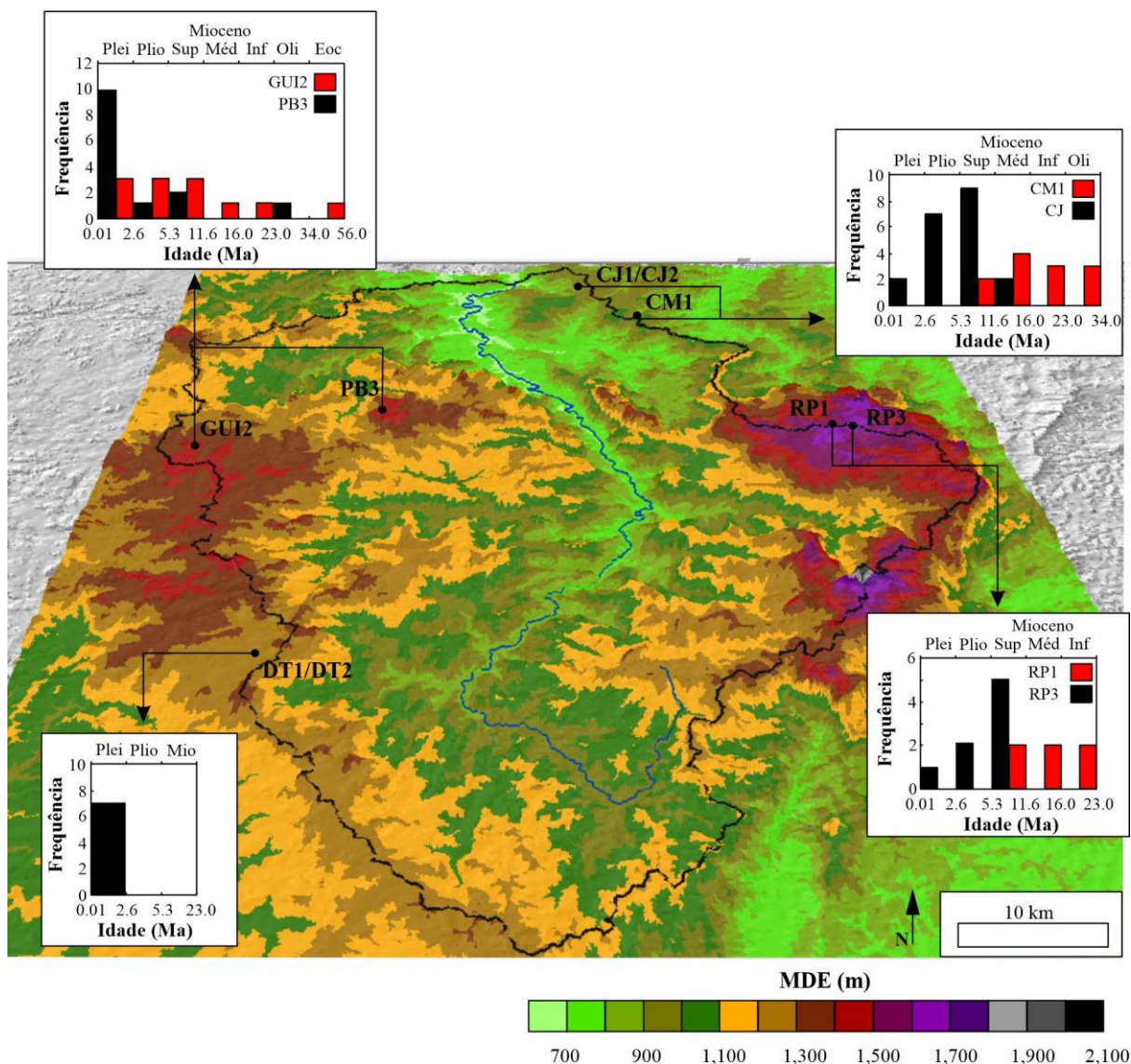


Figura 4.1. Cronologia evolutiva dos *duricrusts* ao longo da área de estudo. Índícios de formação dos *duricrusts* desde o Oligoceno, com ápice evolutivo no Mioceno Superior. No Plioceno há uma queda significativa no desenvolvimento dos *duricrusts*.

4. Reconstituição evolutiva da paisagem da SdEM

A investigação em conjunto das duas principais frentes de pesquisa, *duricrusts* e análises geomórficas, permitiram formular uma possível sequência evolutiva da paisagem desde o Cretáceo até o Presente (Figura 4.2). Os resultados da análise geomórfica indicam condições de desequilíbrio na paisagem acompanhada de rejuvenescimento setorial da topografia resultante da influência da litologia e de queda do nível de base/soerguimento, e apontam as características de resistência litológica e rebote isostático denudacional e/ou far-field stress como os prováveis fatores de controle. A análise dos *duricrusts* definiu os principais períodos de dissolução-precipitação mineral, e conseqüentemente os intervalos

mais favoráveis ao intemperismo químico, bem como os períodos propícios à intensa denudação.

Assim, arqueamentos e soerguimentos em consequência da deriva da Placa Sul-Americana durante o Cretáceo (Figura 2.11 a) foram responsáveis pelo soerguimento central da área numa arquitetura tectônica de *horst*, principal divisor hídrico regional (Saadi, 1995) (Figura 4.2 a). Essa configuração elevada da topografia desencadeou uma fase de intensa denudação, como anteriormente identificada por Amaral-Santos et al. (2019) e Fonseca et al. (2021), do Cretáceo Superior ao Paleógeno, com o desenvolvimento do Planalto Diamantina onde quartzitos predominam, e maior taxa de erosão nas porções onde litologias menos resistentes prevalecem (p.e., na porção nordeste da área de estudo). Nesta fase, a erosão superou o intemperismo químico, e por isso não há evidências claras de *duricrusts* formados (Figura 4.2 b), embora alguns perfis de solo exumados constituídos por horizontes ricos em nódulos alteromórficos intensamente ferruginizados possam remeter a essa época, como por exemplo PB1 ou ainda o perfil de solo localizado no topo do morro ao lado de GUI1 e GUI2. Esses solos exumados frequentemente localizados em topos arredondados nas posições mais elevadas dos platôs revelam um grau ferruginoso indubitavelmente associado a posições baixas e planas do relevo. Eles resultam do desmonte de um perfil de solo maior, intensamente ferruginizado, restando apenas a parte basal composta pelo saprolito ferruginizado em degradação. Embora nenhum destes perfis exumados tenham sido datados, a atual posição topográfica, e a relação de alguns com perfis que foram datados neste trabalho, sugerem que sejam muito antigos, inclusive anteriores ao Oligoceno.

A partir do Oligoceno, a paisagem reestabelece o equilíbrio, e a taxa de denudação é reduzida, favorecendo o avanço do intemperismo químico, e o desenvolvimento dos *duricrusts*. Esse período de quiescência tectônica perdurou por todo o Mioceno, e o clima foi gradativamente tornando-se mais úmido, até atingir o clímax durante o Mioceno Superior (Figura 4.2 c), coerente a estudos prévios realizados na SdEM e arredores que apontam o Mioceno como período com condições climáticas mais úmidas (Carmo e Vasconcelos, 2004, 2006; Varajão et al., 2020). As condições de umidade atingiram um grau favorável inclusive aos processos de bauxitização, desenvolvendo bauxitas sobre litologias menos ricas em quartzo e em posições topográficas mais elevadas, principalmente sobre o Planalto Diamantina e o Parque Estadual do Rio Preto.

O Plioceno foi caracterizado por uma redução na formação dos *duricrusts* (Figura 4.1). Alguns perfis pararam de evoluir, como RP1 e CM1, e outros tiveram uma significativa redução nas taxas de precipitação mineral, como RP3 e PB3. O Plioceno foi apontado por

alguns autores (Saadi, 1995; Saadi et al., 2005) como um período de soerguimento na área. Os resultados obtidos pelas métricas topográficas e feições geomórficas fluviais revelaram assinaturas anômalas, principalmente na borda leste da porção central da área, com declividade e relevo local elevados concordantes com valores anômalos de k_{sn} (Figuras 2.6 c e 2.7). Desta forma, os perfis em espaço elevação- χ apresentam *knickpoints* separando paisagem elevada de baixo relevo, a montante, de paisagem transiente se ajustando a uma queda de nível de base/soerguimento a jusante. Regionalmente, tais perfis revelaram um padrão assimétrico de crescimento de relevo, com um ganho oriental em elevação que não pode ser explicado somente por variações de resistência litológica. Esse soerguimento diferencial sugere interações entre reativação de antigas zonas de fraqueza associada a uma mudança no nível de base regional desencadeada por rebote isostático denudacional ou até flexural. A hipótese de rebote isostático flexural não pode ser descartada, já que o contato entre o Planalto Diamantina e a borda nordeste da área marca um forte contraste gravimétrico (Féres et al., 2021) e de resistência/espessura litosférica que precisa ser melhor estudado em termos de efeitos de comprimento de onda na topografia. Além do rebote isostático, estudos prévios apontam possível influência por far-field stress proveniente dos pulsos de atividade Andina e da Dorsal Meso-Atlântica impondo um campo de stress compressivo no interior continental da Placa Sul-Americana (Figura 2.11 c) (Cobbold et al., 2001). Essa configuração espacial sugere a coexistência de fatores de controle internos (resistência litológica) e externos (rebote isostático desnudacional, provavelmente combinado com far-field stress; Cobbold et al., 2001; Bishop e Goldrick, 2010; Cogné et al., 2012).

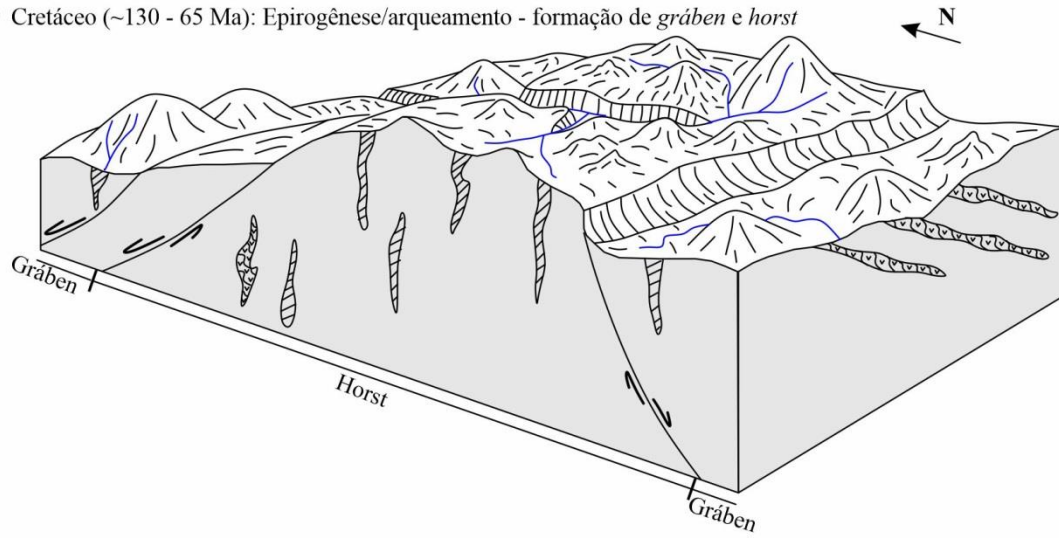
Todos esses dados revelam soerguimento topográfico maior na porção central leste (Figura 4.2 d), provavelmente interferindo na formação dos *duricrusts*. Interessantemente, Barreto et al. (2013) identificou maior taxa de denudação na bacia do Jequitinhonha ($4.40 \pm 1.06 \text{ m My}^{-1}$), na margem leste da SdEM, em relação a bacia do São Francisco ($3.96 \pm 0.91 \text{ m My}^{-1}$), à oeste. Considerando a maior quantidade de quartzitos na bacia do Jequitinhonha, isso sugere desequilíbrios e soerguimentos recentes nesta área. As amostras CJ1 e CJ2 não tiveram sua evolução consideravelmente reduzida no Plioceno, provavelmente porque a porção nordeste da área não foi significativamente afetada por esse evento, talvez pela ausência de zonas de fraqueza com potencial reativação nessa porção.

Durante o Pleistoceno, enquanto alguns *duricrusts* passaram a ser degradados de forma muito lenta (p.e., RP3), outros tiveram seu ápice evolutivo durante esse período (PB3), ou ainda o início do seu desenvolvimento (DT1 e DT2) (Figura 4.2 e). Reativações e soerguimentos foram cessados no Pleistoceno, porém, devido à elevada resistência dos

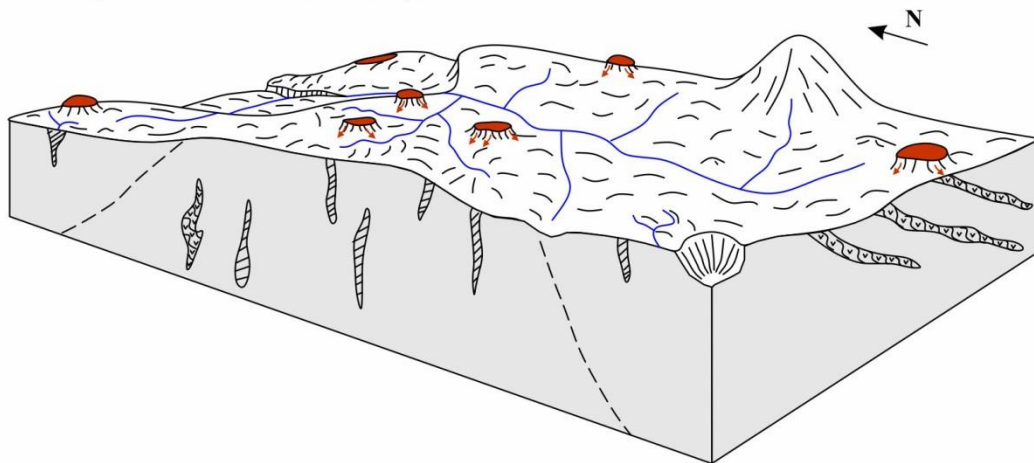
quartzitos e sua dominância também na margem leste, as assinaturas geomórficas intrínsecas ao desequilíbrio persistem até o Presente (Bishop e Goldrich, 2010), dificultando na formação dos *duricrusts*, e auxiliando na degradação e desmantelamento de alguns perfis. Por outro lado, a margem oeste menos afetada pelas perturbações do Plioceno, teve os processos pedogenéticos reestabelecidos no Pleistoceno, já que as condições climáticas eram favoráveis ao desenvolvimento de *duricrusts* ferruginosos e aluminosos.

A configuração atual da paisagem da bacia do Alto Jequitinhonha (Figura 4.2 e) é resultante de um mosaico de fatores e eventos que culminaram em um cenário único, composto pela coexistência de paisagens reliquiais ainda em equilíbrio e paisagens rejuvenescidas em estágio de ajuste, de *duricrusts* ferruginosos e aluminosos, e litologias resistentes e fortemente erodíveis. Sendo a área de estudo uma porção representativa da SdEM como um todo, é possível inferir que os mesmos fatores e eventos atuaram na estruturação da paisagem desta. Assim, a evolução topográfica da SdEM pode ser atribuída a uma combinação de fatores de controle. A litologia pode ser apontada como um dos fatores de primeira ordem nos processos de esculturação da paisagem da área. A natureza resistente dos quartzitos foi fundamental no desenvolvimento de *duricrusts*, contribuindo para que os processos pedológicos atingissem os últimos produtos do intemperismo (bauxitização). Além disso, a discrepância entre porções compostas homogeneamente por quartzitos e outras por litologias mais erodíveis, acarretou na denudação desigual da área e em tempos de resposta do sistema de drenagens distintos à perturbação devido à queda do nível de base/soerguimento, resultando em platôs elevados e relevos dissecados, lado a lado. A resistência elevada dos quartzitos também influenciou na persistência de assinaturas topográficas e fluviais em desequilíbrio, por tempo superior ao que seria esperado em litologias menos resistentes. Complementando o fator litológico, eventos que culminaram na reativação de antigas zonas de fraqueza, seja no Cretáceo, quando *horsts* e *grábens* foram gerados, seja no Plioceno, acarretando em soerguimento diferencial, acrescentaram características muito distintas do que se é esperado em regiões estáveis intraplacas.

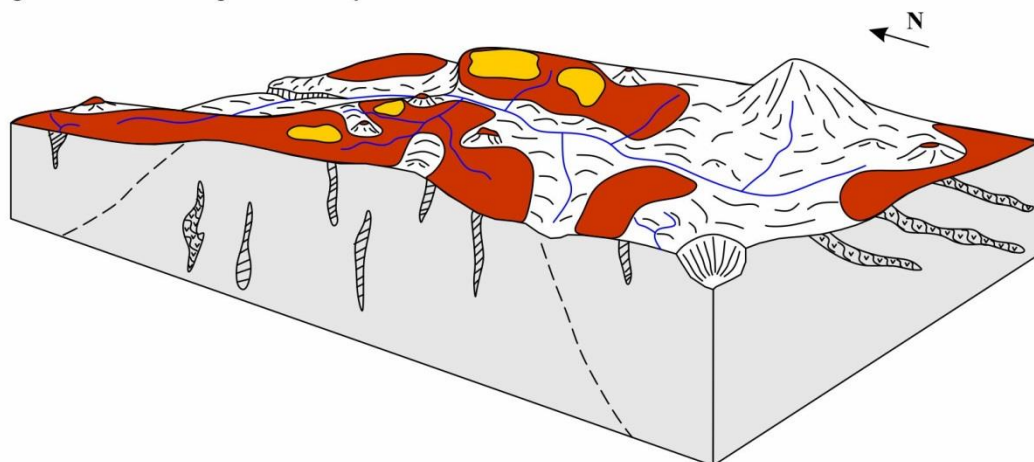
Ⓐ Cretáceo (~130 - 65 Ma): Epirogênese/arqueamento - formação de *gráben* e *horst*



Ⓑ Cretáceo Superior - Eoceno: intensa denudação

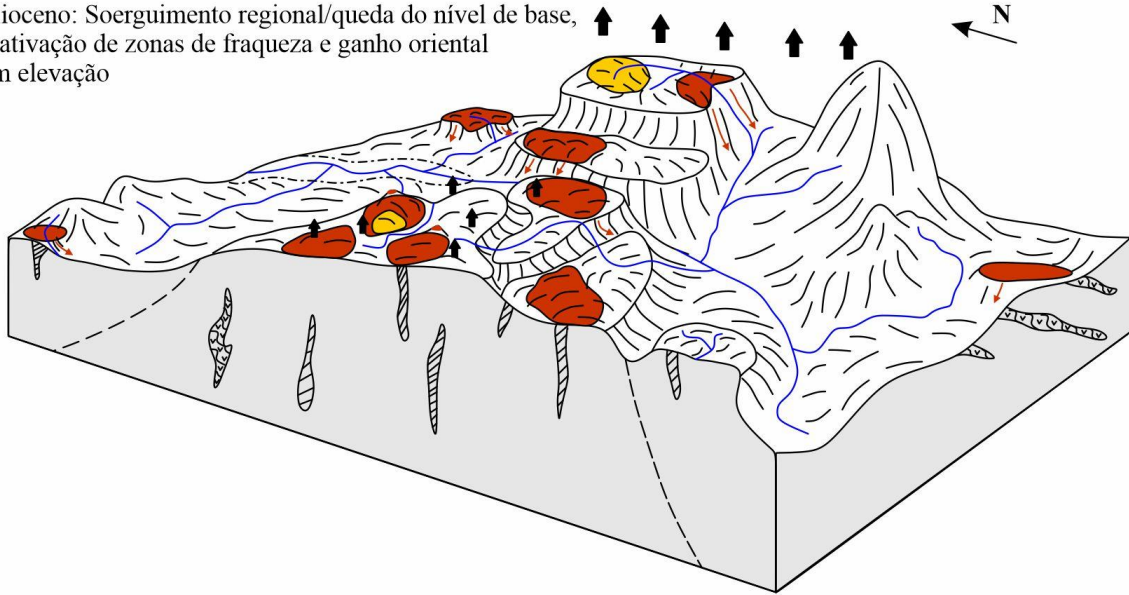


Ⓒ Oligoceno - Mioceno Superior: Formação dos *duricrusts*

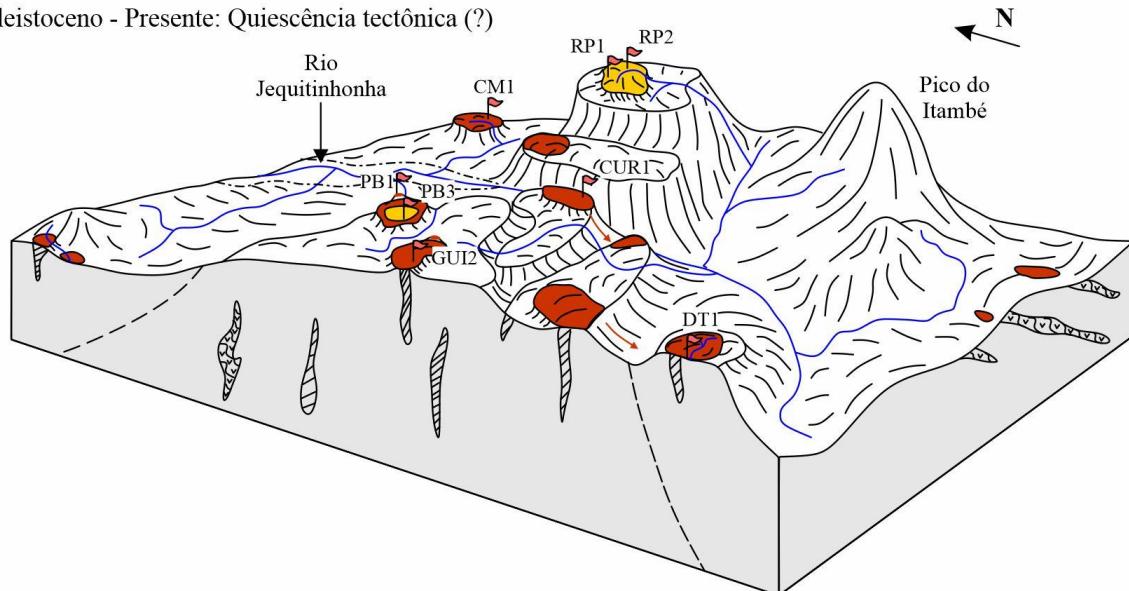


Continua na próxima página...

- d) Plioceno: Soerguimento regional/queda do nível de base, reativação de zonas de fraqueza e ganho oriental em elevação



- e) Pleistoceno - Presente: Quiescência tectônica (?)



	<i>Duricrust</i> bauxítico		<i>Duricrust</i> ferruginoso		Metabásica		Filito hematítico
	Quartzito		Depósito aluvionar		Drenagens		Fluxo detrítico

Figura 4.2. Evolução esquemática da paisagem da área de estudo. a) Propagação de stress proveniente da borda da Placa Sul-Americana culminou na configuração de *graben* e *horst* durante o Cretáceo. b) Após soerguimento da área, intensa taxa de denudação foi desencadeada do Cretáceo Superior ao Paleógeno. c) Aproximadamente no Oligoceno a paisagem atingiu equilíbrio, e a erosão foi reduzida, favorecendo o intemperismo químico. *Duricrusts* se formaram, com ápice no Mioceno Superior, quando o clima tornou-se mais úmido. d) Antigas zonas de fraqueza foram reativadas, resultando em soerguimento/queda do nível de base mais significativo na borda leste da área, durante o Plioceno. Durante esse evento, *duricrusts* tiveram sua evolução relativamente reduzida. e) *Duricrusts* retomaram sua formação no Pleistoceno. Período de quiescência tectônica (?) perdura até o Presente, mas os desequilíbrios topográfico e fluvial permanecem devido a predominância de rochas resistentes.

5. Conclusão

O estudo integrado de Pedologia, Geomorfologia e Geologia permitiu interpretar os diferentes tipos de *duricrusts* e seu papel não só na evolução da paisagem da bacia do Alto Jequitinhonha, como também no entendimento dos principais eventos envolvidos na paisagem da Serra do Espinhaço Meridional.

Análise geomórfica robusta, comumente utilizadas em estudos topográficos e fluviais de regiões tectonicamente instáveis e em paisagens pós-orogênicas intraplacas, tem apresentado grande significado no entendimento das dinâmicas superficiais que esculpem paisagens intraplacas, apontando possíveis instabilidades ou estados de equilíbrio. Estudos geológicos, tais como aspectos litológicos e estruturais de uma região, são fundamentais na identificação de prováveis agentes causadores de transiência topográfica e fluvial.

As assinaturas topográficas e fluviais mostram, lado a lado, relevos transientes e em equilíbrio. A litologia e queda do nível de base regional/soerguimento revelam-se como fatores de primeira ordem na história evolutiva da paisagem da área, combinados com reativação de estruturas e zonas de fraqueza que também contribuíram na atual configuração do relevo. Os *duricrusts* revelam períodos de estabilidade e baixa taxa de denudação do Oligoceno ao Mioceno, com ápice climático no Mioceno Superior, retomando sua formação no Pleistoceno.

O estudo minucioso de *duricrusts* ou Plintossolos Pétricos, considerando sua posição no relevo, morfologia (macro e micro), mineralogia e geoquímica permitiu considerar não só sua gênese, mas também os aspectos climáticos que influenciaram sua formação e também da paisagem, no tempo e espaço. Além disso, contribuem como marcadores geomórficos eficientes para o entendimento da história evolutiva de áreas pós-orogênicas intraplacas localizadas no cinturão tropical úmido. As diferentes *fácies* dos *duricrusts* encontradas e a morfologia dos perfis dos solos registram histórias diferentes, com maior ou menor grau de intemperismo e de desmonte dos perfis originários.

A relação *duricrusts*-litologia destaca que *duricrusts* podem se formar concomitantemente em diferentes altitudes, desde que uma litologia resistente haja como um canalizador hídrico a litologias menos resistentes, permitindo que processos pedogenéticos intensos desenvolvam espessos perfis de intemperismo.

Assim, a história evolutiva da paisagem da Serra do Espinhaço Meridional, do Cretáceo ao Presente, foi influenciada por intervalos de perturbação, seja por isostasia ou por epirogenia, por períodos de acentuada denudação, e ciclos de estabilidade e intenso

intemperismo químico. Períodos climáticos excessivamente úmidos, intercalados a períodos mais secos, e composição litológica única encerram essa narrativa.

Referências

- Amaral-Santos E., Jelinek A.R., Almeida-Abreu P.A., Genezine F.A. 2019. Phanerozoic cooling history of Archean/Paleoproterozoic basement in the southern Espinhaço Range, southeastern Brazil, through apatite fission-track analysis. *J. S. Amer. Ear. Sci.* 96, 102352.
- Barreto H. N., Varajão C. A. C., Braucher R., Boulès D. L., Salgado A. A. R., Varajão A. F. D. C. 2013. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology* 191, 1-13.
- Bishop, P., Goldrick, G., 2010. Lithology and the evolution of bedrock rivers in postorogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 346, 267–287. <https://doi.org/10.1144/SP346.14>.
- Borger, H., Widdowson, M. 2001. Indian laterites, and lateritic residues of southern Germany: A petrographic, mineralogical, and geochemical comparison. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45, 177 – 200.
- Caldas, J.P.P., Chaves, M.L.S.C., Barbosa, M.S.C. 2019. Anomalias magnetométricas da região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais) e seus significados geológicos, estruturais e tectônicos. *Revista Geociências*, 4, 871-885.
- Campos, J.R.R. 2014. Relações entre morfoestratigrafia e hidrologia na formação das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional (MG). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Piracicaba.
- Carmo, I.O., Vasconcelos, P.M., 2004. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. *Earth Surf. Process. Landforms*, 29, 1303–1320. <https://10.1002/esp.1090>
- Carmo, I.O., Vasconcelos, P.M., 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on Late Miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 80-94. <https://10.1016/j.epsl.2005.09.056>
- Chorley, R.J., 1965. The Re-evaluation of the Geomorphic System of WM Davis. In: *Frontiers in Geographical Teaching*. Chorley, R.J., Hagget, P. (Eds.). Methuen, London, 21–38.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *AAPG Bull.* 85, 1925–1944. <https://doi.org/10.1306/8626D0B3-173B-11D7-8645000102C1865D>.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C., Gautheron, C., 2012. Post-breakuptectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverseforward thermal history modeling. *J. Geophys. Res.* 117, B11413. <https://doi.org/10.1029/2012JB009340>.

- Das, S., Kandekar, A.M., Sangode, S.J. 2022. Lithologic Controls on Geomorphic Evolution of the Central Western Ghats: An Example from the Aghnashini Catchment, Karnataka, India. *Jour. Geol. Soc. India*, 98, 451-459. <https://doi.org/10.1007/s12594-022-2001-6>.
- Féres, W.M.L.F., Almeida Abreu, P.A., Poletti, W. 2021. Integrating geological mapping and geophysical analyses in Southern Espinhaço Range, eastern edge of the São Francisco Craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geophysics*, 39, 1–24. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v39i1.2087>.
- Fonseca, A.C.L., Novo, T.A., Nachtergale, S., Fonte-Boa, T.M.R., Van Ranst, G., Grave, J. 2021. Differential Phanerozoic evolution of cratonic and non-cratonic lithosphere from a thermochronological perspective: São Francisco Craton and marginal orogens (Brazil). *Gondwana Research*, 93, 106–126. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.01.006>
- Goudie, A.S., 2006. The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Prog. Phys. Geogr.* 30, 703–718. <https://doi.org/10.1177/0309133306071954>
- Hancock, G., Kirwan, M., 2007. Summit erosion rates deduced from ^{10}Be : implications for relief production in the Central Appalachians. *Geology* 35, 89–92. <https://doi.org/10.1130/G23147A>.
- King, L.C., 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geog.* 18, 1 - 147.
- Marques, K.P.P., Santos, M., Peifer, D., da Silva, C.L., Vidal-Torrado, P. 2021. Transient and relict landforms in a lithological heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). *Geomorphology*, 391. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107892>
- McFarlane, M. J. 1976. *Laterite and Landscape*. Academic Press, London. 151 p.
- Mohr, E.C.J., Van Baren F.A., Van Schuylenborgh J. 1972. *Tropical Soils, a comprehensive study of their genesis*. Mouton, The Hague. 461p.
- Monteiro, H. S., Vasconcelos, P.M., Farley, K. A. 2018a. A combined (U-Th)/He and cosmogenic ^3He record of landscape armoring by biogeochemical iron cycling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123, 298-323.
- Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Lopes, C.A.M., 2018b. Age and evolution of diachronous erosion surfaces in the Amazon: combining (U-Th)/He and cosmogenic ^3He records. *Geochim. Cosmochim. Acta* 229, 162–183. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.045>.
- Nahon, D., 1991. Self-organization in chemical lateritic weathering. *Geoderma*, v. 51, p. 5 – 13.
- Nahon, D., Tardy, Y. 1992. The ferruginous laterites. In: *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. Handbook of exploration geochemistry. Elsevier Science Publishing, Amsterdam, 4, 41 – 55.
- Pain, C.F., Ollier, C.D. 1995. Inversion of relief – a component of landscape evolution. *Geomorphology*, v. 12, p. 151 – 165.
- Peifer, D., Persano, C., Hurst, M.D., Bishop, P., Fabel, D., 2021. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. *Earth Surf. Dynam.*, 9, 167–181. <https://doi.org/10.5194/esurf-2020-68>.

- Saadi, A. 1995. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, v. 3, n. 1, p. 41–63.
- Saadi, A., Bezerra, F.H.R., Costa, R.D., Igreja, H.L.S., Franzinelli, E. 2005. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: Souza, C.R.G., Suguio, K., Oliveira, A.M.S., Oliveira, P.E. (eds). *Quaternário do Brasil*. Holos, Ribeirão Preto, 211-234.
- Selby, M.J., 1993. *Hillslope Materials and Processes*. Second ed. Oxford University Press, New York
- Shuster, D. L., Farley, K. A., Vasconcelos, P. M. P., Balco, G., Monteiro, H. S., Waltenberg, K., Stone, J. O. 2012. Cosmogenic ^3He in hematite and goethite from Brazilian “canga” duricrust demonstrates the extreme stability of these surfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, 329-330, 41–50.
- Silva, R.M., Sacek, V. 2019. Shallow necking depth and differential denudation linked to post-rift continental reactivation: the origin of the Cenozoic basins in southeastern Brazil. *Terra Nova*, 31, doi: 10.1111/ter.12423.
- Silva, R.M. 2021. Influence of surface processes on post-rift faulting during divergent margins evolution. PhD Thesis, USP-IAG, São Paulo, 131p.
- Tardy, Y., Kobilsek, B., Paquet, H., 1991. 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. *J. Afr. Earth Sci.*, 12, 283–295.
- Tardy, Y., Melfi, A.J. and Valetton, I. 1988: Climats et paleoclimats périalatlatiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques: température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minérologiques des bauxites et des cuirasses ferrugineuses au Brésil et en Afrique. *C.R. Academie des Sciences, Paris série 2*, 306, 289-305.
- Tardy, Y., Nahon, D., 1985. Geochemistry of laterites stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation. *Am. J. Sci.*, v. 285, p. 865 – 903.
- Tardy, Y., Roquin, C. 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In: *Weathering, Soils e Paleosols - Developments in Earth Surface Processes 2*, Elsevier Science Publishing, Amsterdam. 407 – 443.
- van Breemen, N., Buurman, P. 2002. *Soil Formation*. Second Edition. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 404p.
- Varajão, C.A.C., Varajão, A.F.D.C., Oliveira, F.S., Barreto, H.N., Salgado A.A.R. 2020. Solos e superfícies de erosão: uma contextualização da evolução da paisagem na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais. *Revista Espinhaço*, 9, 17-42.
- Vasconcelos, P.M., 1998. *Geochronology of Weathering in the Mt Isa and Charters Towers Regions, Northern Queensland*. CRC LEME: Perth.

- Vasconcelos, P.M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in ore deposits. *Economic Geology* 12, 73–113.
- Vasconcelos, P.M., Carmo, I.D.O., 2018. Calibrating denudation chronology through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering geochronology. *Earth-Sci. Rev.*, 179, 411–435. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.003>.
- Vasconcelos, P.M., Conroy, M., 2003. Geochronology of weathering and landscape evolution, Dugald River valley, NW Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(16): 2913–2930.
- Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Stone, J., Piacentini, T., Fifield, L.K., 2019. Stranded landscapes in the humid tropics: Earth's oldest land surfaces. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 519, 152–164. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.014>.
- Zalán, P.V., Oliveira, J.A.B. 2005. Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern Brazil; Origem e evolucao estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, 13, 269-300.

APÊNDICES

Apêndice A

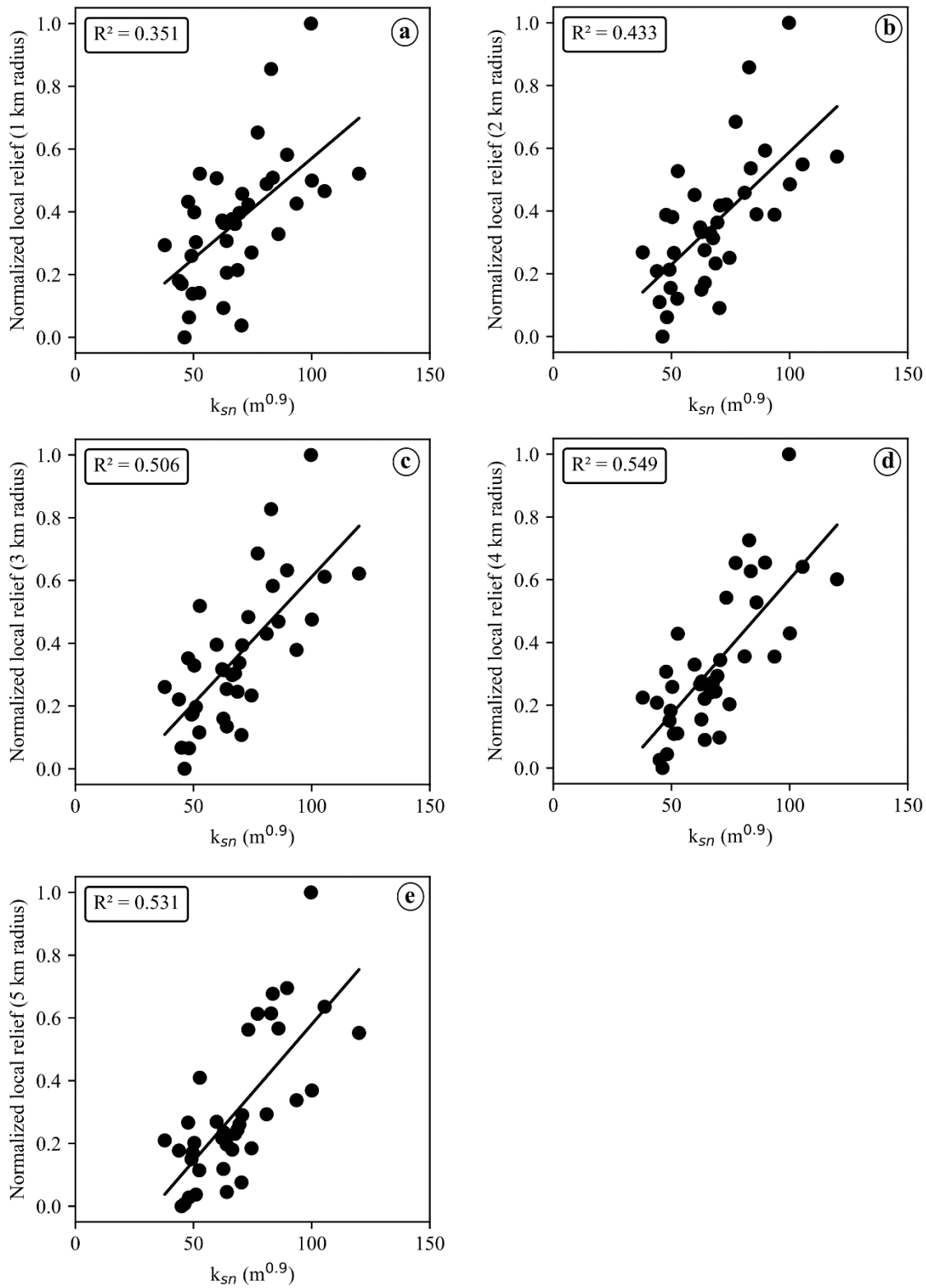


Fig. A1. Correlation between the normalized mean local relief and mean k_{SN} . The best correlation was obtained by normalized local relief with 4 km radius.

APÊNDICE B – Descrição dos perfis de solo

Identificação: RP1 **Data:** 18/09/2019 **Localização:** Parque Estadual do Rio Preto

Relevo: topo de platô com inclinação de até 04° para SW **Altitude:** 1,654 m

Material de origem: filito hematítico da Fm. Sopa-Brumadinho **Vegetação:** Campo rupestre

Classificação: Plintossolo Pétrico Litoplântico típico

Descrição morfológica:

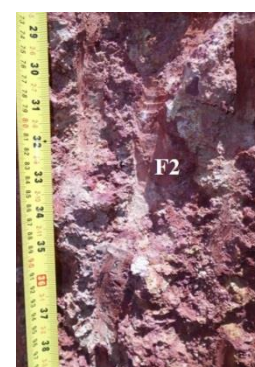
A – 0-2cm: bruno-avermelhado-claro (2.5YR 6/4, seco); areia franca; granular pequenos a muito pequenos, solto; transição plana; com muitas raízes.



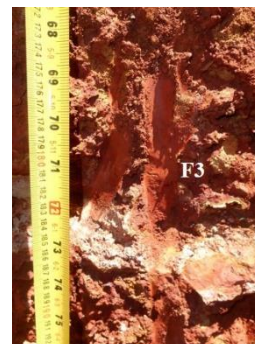
F1 – 2-50cm: mosqueado abundante, médio a grande, distinto a difuso, com colorações amarelo-avermelhado (7.5YR 6/6, úmido, cor de fundo), vermelho-escuro (7.5R 3/6, úmido, manchas) e

esbranquiçada (manchas); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; poros comuns, médios a grandes; extremamente dura; extremamente firme; extremamente cimentado; poucos nódulos típicos ferruginosos vermelhos, pequenos, duros; transição difusa e ondulada.

F2 – 50-150cm: mosqueado abundante, médio a grande, distinto a difuso, com colorações vermelha (10R 4/8, úmida, cor de fundo), amarelado-avermelhado (7.5YR 6/6, úmido, manchas) e vermelho-claro (5R 6/6, úmido, manchas); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; poros comuns, muito pequenos a médios; extremamente dura; extremamente firme; extremamente cimentado; muito pouco nódulos típicos aluminosos amarelos, pequenos, duros; transição difusa e ondulada.



F3 – 150-210cm: mosqueado abundante, médio a grande, distinto a difuso, com colorações amarelo-avermelhado (7.5YR 7/6, úmido, cor de fundo) e vermelho (10R 4/8, úmido, manchas); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; poros comuns, muito pequenos a médios; extremamente dura; extremamente firme; extremamente cimentado; muito pouco nódulos típicos aluminosos amarelos, pequenos, duros; transição difusa e ondulada.



Identificação: RP2 **Data:** 12/09/2019 **Localização:** Parque Estadual do Rio Preto

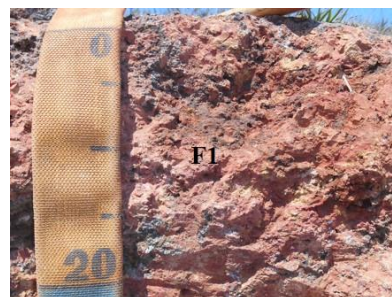
Relevo: borda de interflúvio, em relevo tipo platô **Altitude:** 1,637 m

Material de origem: filito hematítico da Fm. Sopa-Brumadinho **Vegetação:** Campo rupestre

Classificação: Plintossolo Pétrico Litoplântico típico

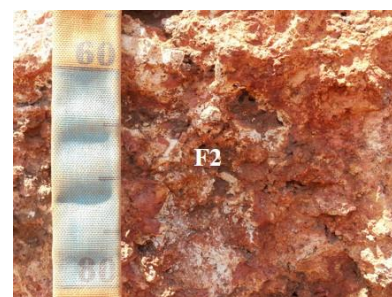
Descrição morfológica:

F1 – 0-35cm: mosqueado abundante, médio a grande, distinto, com colorações vermelha (2.5YR 4/8, úmida, cor de fundo) e amarelo-avermelhado (7.5YR 7/6, úmido, manchas); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; poros comuns, muito pequenos a grandes; extremamente duro; extremamente



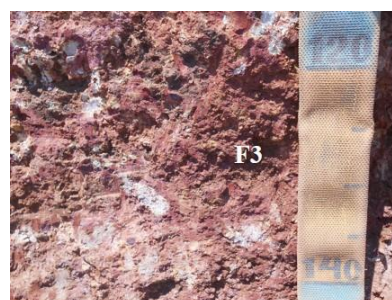
firme; extremamente cimentado; poucos nódulos típicos ferruginosos vermelhos ou amarelados aluminosos, pequenos, duros; transição difusa e irregular.

F2 – 35-95cm: mosqueado abundante, médio a grande, distinto a difuso, com colorações vermelha (2.5YR 4/8, úmida, cor de fundo), amarelo-avermelhado (7.5YR 7/6, úmido, manchas) e rosado (7.5YR 8/4, úmido, manchas); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, pequenos a



médios; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; muito poucos nódulos típicos ferruginosos vermelhos ou amarelados aluminosos, pequenos, duros; transição difusa e ondulada.

F3 – 95-150cm: mosqueado abundante, pequeno a grande, distinto a difuso, com colorações amarelo-avermelhado (7.5YR 7/6, úmido, cor de fundo) e rosado (7.5YR 8/4, úmido, manchas); maciço, blocos angulares pequenos a



muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, pequenos a médios; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; frequentes nódulos típicos ferruginosos vermelhos, pequenos a grandes, duros.

Identificação: PB1 **Data:** 13/09/2019 **Localização:** Parque Estadual do Biribiri

Relevo: topo arredondado em borda de platô **Altitude:** 1,469 m

Material de origem: filito hematítico da Fm. Sopa-Brumadinho

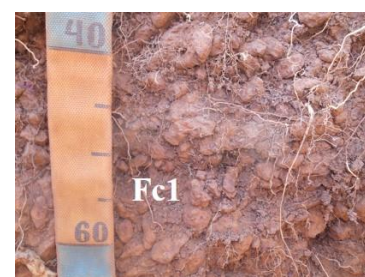
Vegetação: Campo rupestre/cerrado **Classificação:** Plintossolo Pétrico Concrecionário típico

Descrição morfológica:

Ac – 0-20cm: bruno (7.5YR 5/4, seco); argiloarenoso; granular; solto; nódulos alteromórficos com estrutura da rocha preservada (1-2 cm); com raízes; transição clara e ondulada.



Fc1 – 20-80cm: bruno-claro (7.5YR 6/3, seco); francoarenoso; granular; solto; nódulos alteromórficos com estrutura da rocha preservada (5-10 cm); transição gradual e ondulada.



Fc2 – 80-120cm: bruno-claro (7.5YR 6/3, seco); francoarenoso; granular; solto; nódulos alteromórficos com estrutura da rocha preservada (8-12 cm); transição gradual e ondulada.



Fc3 – 120-130cm: vermelho (2.5YR 5/6, seco); argiloarenoso, granular; solto; nódulos alteromórficos com estrutura da rocha preservada (> 12 cm).



Identificação: PB3 **Data:** 20/09/2019 **Localização:** Parque Estadual do Biribiri

Relevo: núcleo em meio a extenso platô **Altitude:** 1,421 m

Material de origem: filito hematítico da Fm. Sopa-Brumadinho

Vegetação: Campo rupestre/cerrado **Classificação:** Plintossolo Pétrico Litoplântico típico

Observação: a partir dos 210 m, o solo foi exposto utilizando trado

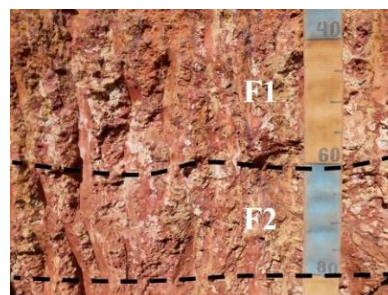
Descrição morfológica:

F1 – 0-60cm: mosqueado abundante, médio a grande, distinto, com colorações vermelho-escuro (10R 3/6, úmido, cor de fundo), vermelho-claro (10R 6/8, úmido, mancha), amarelo-avermelhado (7.5YR 7/6, úmido, mancha) e rosado (7.5YR 8/3, úmido, mancha); maciço, que se desfaz localmente em blocos angulares pequenos a muito pequenos



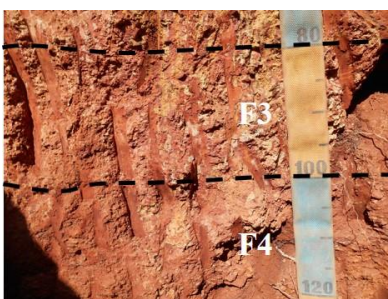
extraídos com ajuda de martelo; poros comuns, pequenos a médios; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; transição difusa e irregular. Estruturas verticalizadas revestidas por córtex goethítico marrom escuro e preenchidas por matriz com cores variadas.

F2 – 60-80cm: mosqueado abundante, médio a grande, distinto, com colorações vermelho-escuro (10R 3/6, úmido, cor de fundo), vermelho-claro (10R 6/8, úmido, mancha), amarelo-avermelhado (7.5YR 7/6, úmido, mancha) e esbranquiçada; maciço, que se desfaz localmente em blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de



martelo; poros comuns, pequenos a médios; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; transição gradual e ondulada.

F3 – 80-100cm: mosqueado abundante, médio a grande, distinto a difuso, com colorações vermelho-escuro (10R 3/6, úmido, cor de fundo), vermelho-claro (10R 6/8, úmido, mancha) e amarelo-avermelhado (7.5YR 7/6, úmido, mancha); maciço que se desfaz localmente em blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de

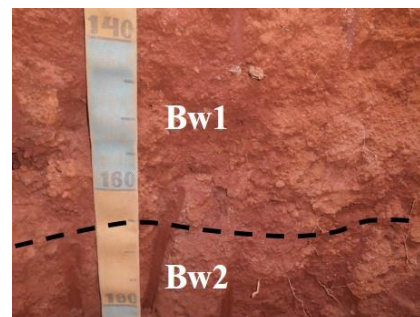


martelo; poros comuns, pequenos a muito pequenos; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; muito pouco nódulos ferruginosos avermelhados ou aluminosos amarelados; transição gradual e ondulada.

F4 – 100-130cm: vermelho-escuro (10R 3/6, úmido); maciço que se desfaz localmente em

blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, muito pequenos a médios; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; nódulos típicos frequentes, pequenos, esféricos a irregulares, vermelhos a amarelos, ferruginosos a aluminosos; transição clara e ondulada.

Bw1 – 130-165cm: vermelho (2.5YR 4/8, úmido); microagregados e blocos angulares pequenos; muitos poros pequenos a muito pequenos; duro; firme; fortemente cimentado; poucos nódulos com grãos de quartzo; poucos nódulos típicos amarelos aluminosos ou vermelhos ferruginosos; transição clara e ondulada.



Bw2 – 165-210cm: vermelho (2.5YR 5/8, úmido); microagregados e blocos angulares muito pequenos; muitos poros pequenos a muito pequenos; duro; firme; fortemente cimentado; nódulos típicos frequentes vermelhos ferruginosos ou amarelos aluminosos; transição clara e ondulada.

Bw3 – 210-240cm: vermelho (2.5YR 5/8, úmido); microagregados; argiloso; macio a solto; friável; fracamente cimentado.

Bw4 – 240-320cm: vermelho-claro (2.5YR 6/8, úmido); microagregados; argiloso; macio a solto; friável; muito plástico; fracamente cimentado.

Bwc – 320-400cm: vermelho-claro (2.5YR 6/8, úmido); microagregados; argiloarenoso; macio a solto; friável; muito plástico; fracamente cimentado; pequenos nódulos típicos frequentes, duros, avermelhados.

Identificação: GUI1 **Data:** 14/09/2019 **Localização:** Próximo ao município de Guinda

Relevo: base da encosta **Altitude:** 1,430 m

Material de origem: colúvio **Vegetação:** Campo rupestre

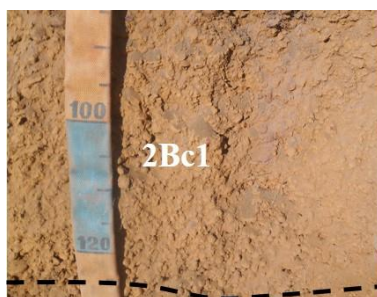
Classificação: Plintossolo Pétrico Concrecionário típico

Descrição morfológica:

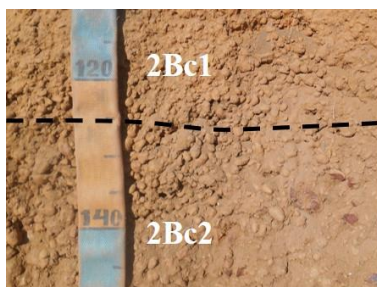
Ac – 0-60cm: bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco); francoarenoso; granular; solto; muito friável; não-plástica; ligeiramente pegajosa; nódulos típicos muito frequentes, grandes (1-5 cm), duros, angular, vermelho; transição abrupta e ondulada.



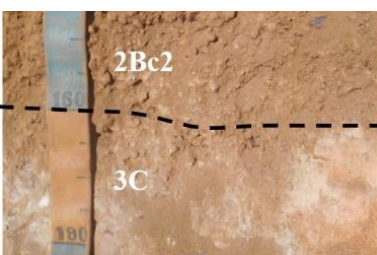
2Bc1 – 60-125cm: bruno-amarelado (10YR 5/6, seco); francoarenoso; granular; solto; muito friável; não-plástica; ligeiramente pegajosa; nódulos pisolíticos muito frequentes, pequenos (0.5 cm), duros, arredondados, ferruginosos; transição abrupta e ondulada.



2Bc2 – 125-160cm: bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, seco); franco-argiloarenoso; granular; solto; muito friável; não-plástico; ligeiramente pegajoso; nódulos pisolíticos muito frequentes, grandes (1 cm), duros, sub-arredondados, ferruginosos, transição abrupta e ondulada.



3C – 160-180cm: amarelo (10YR 7/6, seco); areia; granular; solto; muito friável; não-plástico; não-pegajoso; muito poucos nódulos pisolíticos, pequenos, duros, sub-arredondados, ferruginosos.



Identificação: GUI2 **Data:** 19/09/2019 **Localização:** Próximo ao município de Guinda

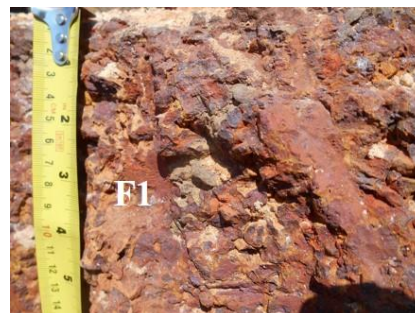
Relevo: planície coluvionar, no interior de platô **Altitude:** 1,420 m

Material de origem: colúvio **Vegetação:** Campo rupestre

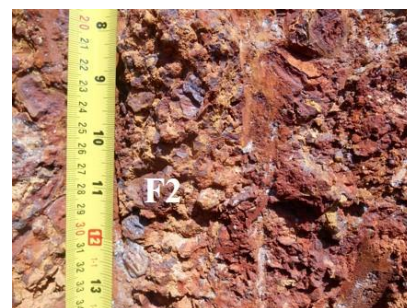
Classificação: Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico

Descrição morfológica:

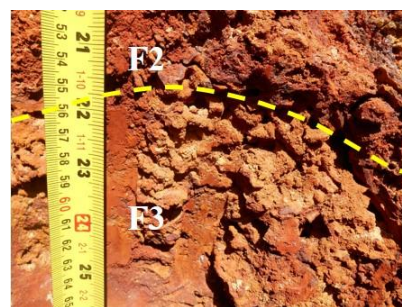
F1 – 0-20cm: vermelho (2.5YR 4/8, úmido); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; poucos poros, muito pequenos; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; nódulos pisolíticos dominantes, ferruginosos, pequenos a grande (0.5-2.0 cm), duros, arredondados a ovais, avermelhados; transição gradual e ondulada.



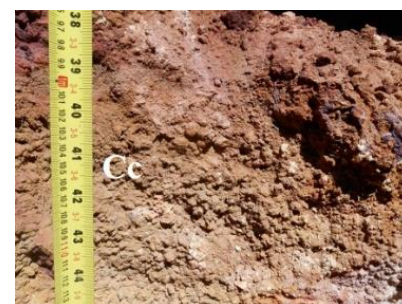
F2 – 20-56cm: vermelho (2.5YR 5/8, úmido); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; poros comuns, muito pequenos; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; nódulos pisolíticos muito frequentes, ferruginosos, pequenos a grande (0.5-3.0 cm), duros, arredondados a ovais, avermelhados; transição gradual e ondulada.



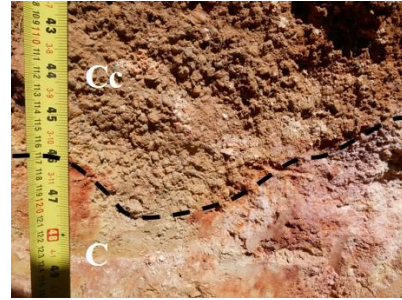
F3 – 56-87cm: vermelho (2.5YR 5/8, úmido); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; poucos poros, muito pequenos; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; nódulos pisolíticos muito frequentes, ferruginosos, pequenos a grande (0.5-3.0 cm), duros, arredondados a ovais, avermelhados; fragmentos de quartzito, grandes (1.0-3.0 cm), angulosos; transição gradual e ondulada.



Cc – 87-115cm: vermelho (2.5YR 5/8, úmido); blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, muito pequenos a pequenos; muito duro; muito firme; fortemente cimentado; nódulos típicos e pisolíticos muito frequentes, ferruginosos, pequenos (até 0.5 cm), duros, irregulares, avermelhados; transição gradual e irregular.



C – 115-130cm: bruno-avermelhado-claro (2.5YR 6/4, úmido); areia; granular; solto; muito friável; não-plástico; não-pegajoso; muito poucos nódulos pisolíticos e típicos, pequenos, duros, irregulares, ferruginosos.



Identificação: DT1 **Data:** 19/09/2019 **Localização:** Próximo ao município de Datas

Relevo: planície coluvionar **Altitude:** 1,228 m

Material de origem: colúvio **Vegetação:** Cerrado

Classificação: Plintossolo Pétrico Litoplântico típico

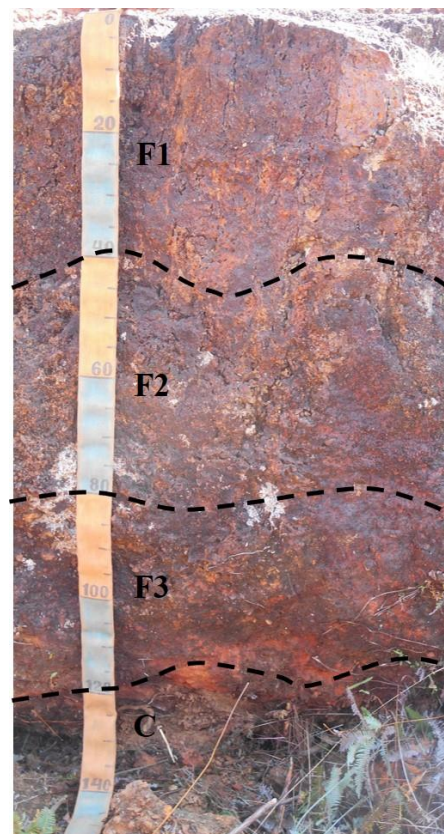
Descrição morfológica:

F1 – 0-40cm: vermelho (2.5YR 5/6, úmido, cor de fundo) e vermelho-escuro (2.5YR 3/6, úmido, mancha); blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, médios a grandes, extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; muito pouco nódulos típicos, ferruginosos, pequenos (até 0.5 cm), duros, arredondados, avermelhados a amarelados; transição gradual e ondulada.

F2 – 40-80cm: vermelho (2.5YR 4/8, úmido, cor de fundo) e vermelho-escuro (2.5YR 3/6, úmido, mancha); blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, médios a muito grandes; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; nódulos típicos frequentes, ferruginosos, pequenos a grandes (0.2-1.0 cm), duros, arredondados a ovais, avermelhados ou amarelados; transição clara e ondulada.

F3 – 80-120cm: vermelho (10R 4/6, úmido); blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; poros comuns, muito pequenos a médios; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; nódulos típicos frequentes, ferruginosos, pequenos a grandes (até 1.0 cm), duros, arredondados a ovais, avermelhados ou amarelados; transição clara e ondulada.

C – 120-140+cm: vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/3, úmido); blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, muito pequenos a pequenos; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; poucos nódulos típicos, ferruginosos, pequenos (até 0.5 cm), duros, arredondados ou irregulares, avermelhados a amarelados.



Identificação: CUR1 **Data:** 14/09/2019 **Localização:** Próximo ao município de Extração

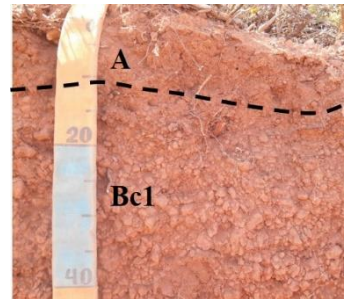
Relevo: ombro de encosta **Altitude:** 1,169 m

Material de origem: metadiamicrito do Gr. Macaúbas **Vegetação:** Cerrado

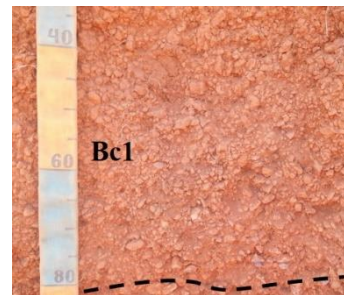
Classificação: Plintossolo Pétrico Concrecionário típico

Descrição morfológica:

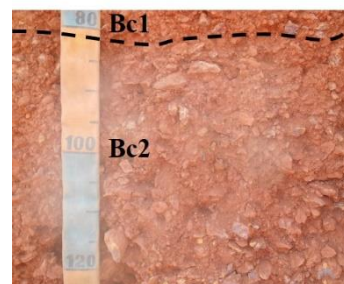
A – 0-10cm: bruno (7.5YR 4/4, seco); areia franca; agregados subangulares, fraco, médio, que se desfazem em microagregados; muito friável; não-plástico; não-pegajoso; transição abrupta e ondulada.



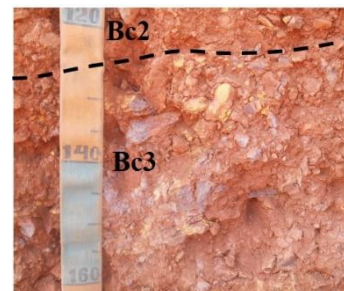
Bc1 – 10-80cm: bruno-forte (7.5YR 4/6, seco); argiloarenoso; granular; muito friável; não-plástico; ligeiramente pegajoso; nódulos típicos frequentes, pequenos a grandes (0.2-3.0 cm), duros, arredondados a irregulares, vermelho-claro; transição clara e ondulada.



Bc2 – 80-125cm: bruno-forte (7.5YR 5/8, seco); argiloarenoso; granular; muito friável; não-plástico; ligeiramente pegajoso; nódulos típicos e alteromórficos frequentes, pequenos a grandes (0.2-4.5 cm), duros, ovalados, vermelho-claro; transição clara e ondulada.



Bc3 – 125-190+cm: amarelo-avermelhado (7.5YR 6/6, seco); argiloarenoso; granular; muito friável; não-plástico; ligeiramente pegajoso; nódulos típicos e alteromórficos frequentes, pequenos a grandes (0.2-6.0 cm), duros, ovalados, vermelho-claro ou amarelados.



Identificação: CM1 **Data:** 17/09/2019 **Localização:** Próximo ao município de Couto de Magalhães de Minas **Relevo:** meia encosta **Altitude:** 1,003 m

Material de origem: metarrítmito da Fm. Sopa-Brumadinho **Vegetação:** Pasto

Classificação: Latossolo Vermelho Distrófico típico

Descrição morfológica:

A1 – 0-20cm: bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, seco); areia franca; blocos subangulares pequenos e microagregados; poros pequenos a grandes; friável; não-plástico; não-pegajoso; muito pouco nódulos típicos, pequenos (até 1.0 mm), duros, sub-arredondados, amarelos ou vermelhos; transição abrupta e ondulada.

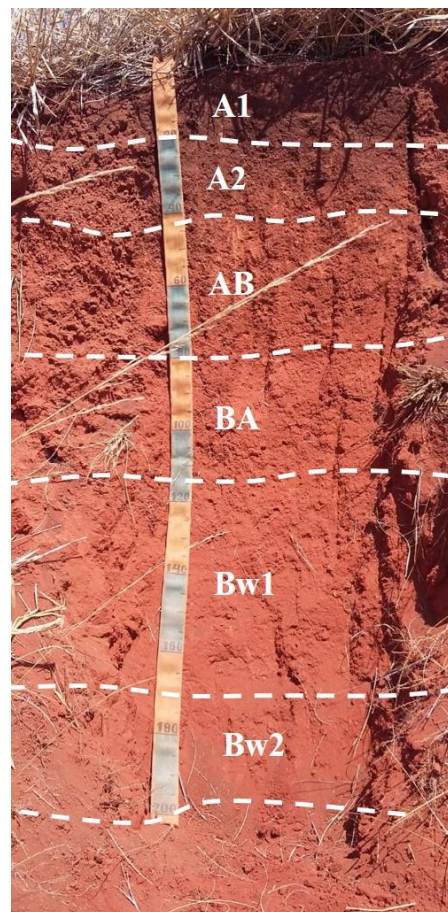
A2 – 20-42cm: bruno-avermelhado (5YR 4/3, seco); areia franca; blocos prismáticos pequenos subangulares que se desfazem em blocos menores e microagregados; poros pequenos a grandes; não-plástico; não-pegajoso; muito pouco nódulos típicos, pequenos (até 3.0 mm), duros, sub-arredondados, amarelos ou vermelhos; transição clara e ondulada.

AB – 42-80cm: vermelho (2.5YR 4/6, seco); francoarenoso; blocos prismáticos médios que se desfazem em blocos menores e microagregados; poros pequenos a grande; não-plástico; ligeiramente pegajoso;

muito pouco nódulos típicos, pequenos (até 3.0 mm), duros, sub-arredondados, amarelos ou vermelhos; fragmentos de quartzo angulosos; transição abrupta e plana.

BA – 80-115cm: vermelho (2.5YR 4/6, seco); argiloarenoso; blocos prismáticos médios que se desfazem em blocos menores e microagregados; poros pequenos; não-plástico; ligeiramente pegajoso; poucos nódulos típicos, pequenos (até 5.0 mm), duros, arredondados, amarelos ou vermelhos; transição abrupta e ondulada.

Bw1 – 115-170cm: vermelho (2.5YR 4/8, seco); argiloarenoso; blocos prismáticos médios que se desfazem em blocos menores e microagregados; poros pequenos; não-plástico; ligeiramente pegajoso; poucos nódulos típicos, pequenos (até 1.0 cm), duros, arredondados, amarelos ou vermelhos; transição abrupta e ondulada.



Bw2 – 170-200cm: vermelho (2.5YR 4/8, seco); argiloarenoso; blocos prismáticos médios que se desfazem em blocos menores e microagregados; poros pequenos; não-plástico; ligeiramente pegajoso; poucos nódulos típicos, pequenos a grandes (até 1.5 cm), duros, arredondados, amarelos ou vermelhos; fragmentos de quartzo angulosos; transição clara e ondulada.

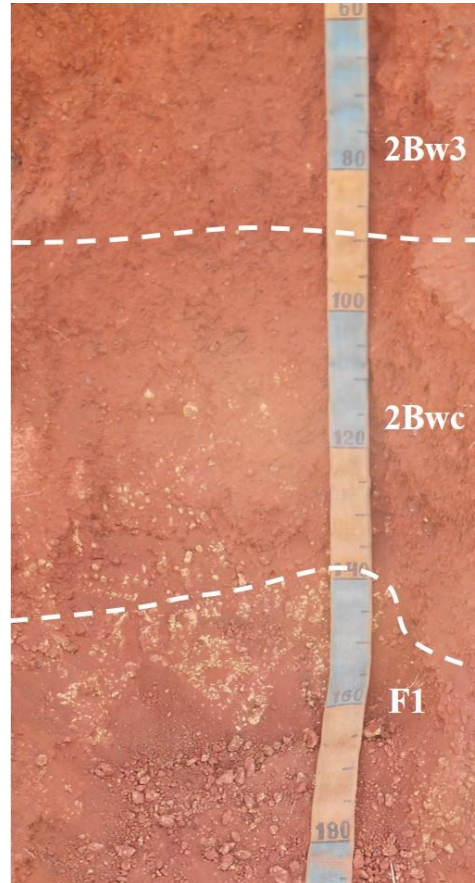
2Bw3 – 200-289cm: vermelho (2.5YR 4/6, seco); argiloarenoso; blocos prismáticos grandes que se desfazem em blocos menores e microagregados; poros pequenos; não-plástico; ligeiramente pegajoso; nódulos típicos muito frequentes, pequenos a grandes (até 3.0 cm), duros, arredondados, amarelos ou vermelhos; transição abrupta e ondulada.

2Bwc – 289-350cm: vermelho-escuro (2.5YR 3/6, seco); argiloarenoso; blocos prismáticos grandes que se desfazem em blocos menores e microagregados; poros pequenos; não-plástico; ligeiramente pegajoso; nódulos típicos muito frequentes, pequenos a grandes (até 3.0 cm), duros, arredondados, amarelos ou vermelhos; transição gradual e ondulada.

F1 – 350-390cm: vermelho (2.5YR 4/6, seco); argiloarenoso; blocos prismáticos grandes que se desfazem em blocos menores e microagregados; poros pequenos; não-plástico; ligeiramente pegajoso; nódulos típicos dominantes, pequenos a grandes (até 3.0 cm), duros, arredondados, amarelos; transição gradual e ondulada.

F2 – 390-550cm: amarelo-brunado (10YR 6/6, úmido, cor de fundo) e bruno (10YR 4/3, úmido, mancha ou nódulo); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, médios a grandes; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; nódulos pisolíticos muito frequentes, pequenos a grande (até 2.0 cm), duros, arredondados, marrom, ferruginosos; transição difusa e ondulada.

F3 – 550-630cm: amarelo-brunado (10YR 6/6, úmido, cor de fundo) e bruno (10YR 4/3, úmido, mancha ou nódulo); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos





com ajuda de martelo; muitos poros, médios a grandes; extremamente duro; extremamente firme; extremamente cimentado; nódulos pisolíticos muito frequentes, pequenos a grande (até 3.0 cm), duros, arredondados, marrom, ferruginosos; transição clara e ondulada.

F4 – 630-750cm: amarelo-brunado (10YR 6/6, úmido, cor de fundo) e bruno (10YR 4/3, úmido, mancha ou nódulo); maciço, blocos angulares pequenos a muito pequenos extraídos com ajuda de martelo; muitos poros, médios a grandes; muito duro; muito firme; fortemente cimentado; nódulos pisolíticos muito frequentes, pequenos a grande (até 5.0 cm), duros, arredondados, marrom, ferruginosos.



C – 750-840cm: amarelo-brunado (10YR 6/6, úmido, cor de fundo); estrutura da rocha preservada; duro; firme; fortemente cimentado, ferruginoso; transição clara e ondulada.



Apêndice C – Tabela de análise geoquímica

	RP1				RP2			PB3								RP3	
	A	F1	F2	F3	F1	F2	Fc	F1	F2	F3	F4	Bw1	Bw2	Bw3	Bw4		Bw5
%																	
Fe ₂ O ₃	30.88	28.58	26.77	27.39	18.64	18.55	18.96	50.38	23.42	29.75	30.41	33.23	21.98	21.48	19.72	19.49	24.21
Al ₂ O ₃	36.97	42.00	42.01	42.17	46.46	48.08	45.81	27.41	43.14	38.72	39.48	32.98	38.50	42.27	43.85	43.88	48.99
SiO ₂	3.65	1.28	0.72	0.53	1.85	1.45	2.22	2.41	3.05	1.33	1.82	5.97	3.55	2.23	1.62	2.18	0.84
TiO ₂	2.60	3.06	3.30	3.11	2.98	4.16	4.70	2.11	4.71	5.94	5.32	7.36	13.98	9.21	8.74	8.90	2.22
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.11
MgO	0.03	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	0.02	<DL	<DL	0.02	0.03	0.06	0.28	0.12	0.05	0.06	0.02
CaO	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	<DL	<DL	0.58	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
K ₂ O	0.35	0.07	0.02	0.00	0.08	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.06	0.08	0.13	0.13	0.11	0.07	0.55
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.14	0.13	0.17	0.14	0.17	0.54	0.31	0.25	0.31	0.28	0.15	0.12	0.08	0.10	0.37
LOI	25.61	25.68	25.72	25.47	29.08	27.15	26.79	17.59	25.53	23.18	23.20	20.08	21.15	23.79	24.87	24.72	23.44
Sum	100.32	100.84	99.30	98.83	99.28	99.58	99.90	100.48	100.21	99.25	100.66	100.06	99.76	99.38	99.07	99.43	100.77
ppm																	
As	65.71	65.79	67.30	61.58	66.95	51.50	54.60	56.84	53.19	46.25	46.50	47.68	46.80	50.30	53.05	50.10	79.61
Ba	57.48	29.37	23.82	24.70	36.25	60.07	56.69	7.73	14.97	20.98	21.73	28.73	40.00	42.17	36.50	28.41	17.44
Co	24.40	32.73	43.98	33.83	26.35	34.00	38.16	29.19	43.06	53.03	57.49	64.21	116.80	83.28	77.85	74.68	22.57
Cr	162.35	177.39	176.58	169.01	198.60	172.53	201.75	105.19	132.78	122.58	108.59	111.59	134.10	134.68	128.75	129.36	193.49
Ni	6.12	9.29	20.81	5.29	7.05	7.18	6.44	12.13	8.63	8.19	10.59	6.35	13.80	7.53	6.30	7.38	3.69
Pb	28.21	5.87	8.22	11.43	20.55	14.11	21.23	28.59	9.43	7.23	4.50	46.27	34.45	34.33	20.45	15.95	5.23
Sr	83.58	87.04	106.07	110.28	91.25	118.89	121.13	17.47	23.45	29.57	28.47	33.01	63.50	57.88	46.25	46.86	72.84
V	403.36	379.67	407.97	421.66	322.75	355.93	378.37	352.54	248.50	280.30	259.49	351.04	375.50	354.54	340.50	362.16	526.82
Y	33.38	30.97	30.09	33.43	31.00	42.37	50.20	14.72	29.94	40.95	38.71	55.69	125.50	121.01	68.75	90.48	20.26
Zn	25.00	291.46	49.15	27.25	22.70	14.56	12.79	55.14	21.51	77.90	63.09	35.88	25.85	24.75	21.35	31.70	19.44
La	36.90	51.26	66.20	65.12	64.50	82.00	90.16	10.73	4.24	18.45	23.98	33.26	42.00	32.44	38.00	39.38	38.22
Ce	91.11	141.78	153.96	81.34	83.75	82.50	105.64	123.25	86.58	87.45	93.91	60.48	48.25	53.39	72.75	67.80	109.01
Tb	11.80	6.84	5.47	11.88	6.05	11.57	9.04	5.84	7.09	4.30	5.69	9.27	8.70	8.03	5.30	5.98	8.00
Tm	20.23	19.65	20.51	26.45	17.95	12.41	13.74	45.86	18.16	25.63	19.63	23.99	2.20	7.24	6.40	6.78	35.55
Yb	6.93	6.51	6.77	7.04	6.00	6.68	8.19	6.59	6.09	7.33	6.44	8.27	14.00	13.87	9.05	10.87	6.36
Lu	20.38	20.93	23.92	22.41	24.30	22.78	24.98	19.06	26.20	25.12	22.93	23.13	29.55	29.14	30.10	29.56	19.49

DL - detection limit. DL for MgO = 0.005%. DL for Na₂O = 0.008%.

	<i>PBI</i>							<i>CURI</i>						
	Ac		ACf1		ACf2		ACf3	A	Bc1		Bc2		Bc3	
	Matriz	Nódulos	Matriz	Nódulos	Matriz	Nódulos			Matriz	Nódulos	Matriz	Nódulos	Matriz	Nódulos
<i>%</i>														
Fe₂O₃	24.49	62.00	26.31	58.38	26.12	59.05	53.21	23.90	25.00	61.59	26.22	47.46	24.59	35.07
Al₂O₃	21.54	10.97	24.02	12.70	24.68	12.90	15.19	31.69	33.05	13.61	33.25	18.88	31.12	23.73
SiO₂	25.46	12.93	25.01	14.67	24.61	14.19	18.10	15.94	16.06	12.61	16.91	19.03	23.73	25.67
TiO₂	4.79	2.44	4.35	2.71	4.65	2.22	2.36	3.67	3.81	1.32	3.91	2.13	3.62	2.33
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
MgO	1.17	0.59	1.16	0.66	1.13	0.54	0.63	0.01	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
CaO	<DL	<DL	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	<DL	0.01
Na₂O	<DL	<DL	<DL	<DL	0.03	<DL	<DL	0.19	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
K₂O	4.00	2.0	3.81	2.11	3.73	1.81	2.10	0.04	0.02	<DL	0.03	<DL	<DL	0.01
P₂O₅	0.18	0.37	0.18	0.33	0.18	0.34	0.22	0.15	0.15	0.12	0.12	0.08	0.10	0.06
LOI	17.76	7.42	14.22	7.44	13.55	7.63	7.61	23.67	21.30	10.74	19.06	11.59	16.21	12.38
Sum	99.42	98.70	99.08	99.04	98.71	98.70	99.44	99.28	99.41	100.01	99.54	99.20	99.38	99.27
<i>ppm</i>														
As	30.9	53.8	29.6	42.7	29.8	45.0	33.5	26.8	26.9	64.3	31.7	25.9	29.1	21.4
Ba	882.0	406.6	929.0	525.7	947.7	455.3	433.0	8.2	8.9	9.0	11.9	2.9	5.8	3.8
Co	58.5	21.3	57.5	29.3	47.4	38.8	35.8	38.9	42.0	37.0	45.9	39.7	51.0	30.7
Cr	83.1	126.7	86.3	100.5	83.3	104.7	83.3	326.3	343.3	609.0	384.5	683.2	369.6	540.4
Ni	14.1	53.5	34.9	5.8	23.3	13.5	10.1	25.0	25.0	48.5	27.9	46.6	33.8	28.8
Pb	169.4	119.9	179.8	136.5	185.2	117.5	134.7	116.1	94.9	95.8	99.5	123.6	154.3	167.6
Sr	70.3	52.8	70.5	77.9	79.8	56.4	36.3	13.0	14.4	15.1	14.4	10.1	13.3	10.4
V	202.0	271.2	218.5	301.4	254.0	296.2	232.8	368.8	408.6	910.7	431.5	723.5	392.5	528.2
Y	53.5	16.7	45.8	31.2	54.1	21.2	17.8	3.2	6.8	3.0	3.7	3.7	2.8	0.3
Zn	81.0	100.2	52.2	52.9	52.4	215.9	56.9	39.2	44.5	97.9	70.5	95.0	47.4	53.1
La	40.50	40.59	35.75	41.71	47.55	35.68	33.75	9.80	7.60	12.06	15.14	7.61	5.76	6.32
Ce	28.75	67.98	68.25	142.11	132.88	126.25	99.25	19.61	33.96	36.93	14.15	1.47	16.03	44.02
Tb	6.90	11.95	4.75	1.35	6.06	9.53	9.30	6.20	2.23	6.68	3.03	4.72	1.30	6.07
Tm	21.10	61.06	20.55	58.49	22.12	59.33	53.40	17.65	20.73	64.87	22.44	50.25	19.39	41.39
Yb	7.95	7.57	7.90	8.24	7.86	7.39	7.10	4.29	4.41	8.44	4.47	7.17	4.36	4.86
Lu	15.50	13.94	17.35	14.39	18.22	14.97	15.15	17.17	19.57	13.97	20.71	15.32	19.29	16.55

DL - detection limit. DL for MnO = 0.001%. DL for MgO = 0.005%. DL for Na₂O = 0.009%. DL for CaO = 0.007%. DL for K₂O = 0.004%.

	GUII								GUI2					DT1				DT2	DT3
	Ac		2Bc1		2Bc2		3C		F1	F2	F3	Cc	C	F1	F2	F3	C		
	Matriz	Nódulos	Matriz	Nódulos	Matriz	Nódulos	Matriz	Nódulos											
%																			
Fe₂O₃	13.70	18.66	55.12	52.00	16.64	53.52	5.01	6.04	59.52	52.35	49.19	47.32	9.15	38.06	42.16	25.36	20.55	36.68	59.94
Al₂O₃	19.42	28.85	16.58	15.23	27.84	22.33	20.94	31.56	13.37	16.21	12.10	12.69	22.68	9.88	9.40	6.10	4.52	21.06	13.99
SiO₂	45.95	27.34	13.39	18.74	32.48	4.90	60.85	43.93	13.29	14.75	24.64	24.38	54.27	40.45	34.79	62.24	69.17	23.18	14.15
TiO₂	4.65	3.85	3.12	3.50	4.79	3.15	1.44	1.52	2.05	1.22	1.07	1.82	0.70	0.53	0.55	0.52	0.41	1.24	0.96
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	<DL	0.00	<DL	<DL	0.00	0.01
MgO	0.31	0.21	0.38	0.90	0.38	0.08	0.66	1.03	0.18	0.18	0.19	0.16	1.24	<DL	<DL	<DL	<DL	0.02	0.08
CaO	0.02	0.01	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.09
Na₂O	0.01	<DL	0.03	0.20	0.01	<DL	0.04	0.08	<DL	<DL	<DL	<DL	0.02	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	0.55
K₂O	1.66	1.28	2.12	3.32	2.29	0.20	4.58	7.24	1.11	0.80	0.80	0.78	6.66	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
P₂O₅	0.15	0.19	0.21	0.18	0.19	0.23	0.06	0.07	0.38	0.40	0.22	0.22	0.05	0.15	0.15	0.08	0.08	0.26	0.24
LOI	14.24	18.08	7.71	4.20	14.81	14.41	6.10	8.51	2.84	12.67	11.48	11.37	5.22	10.80	12.20	6.42	5.26	16.53	10.81
Sum	100.13	98.48	98.70	98.36	99.45	98.83	99.71	100.02	92.76	98.59	99.71	98.76	100.03	99.90	99.27	100.76	100.02	98.99	100.83
ppm																			
As	23.4	76.4	36.9	76.7	32.8	108.1	30.7	32.2	94.5	114.1	39.3	51.6	26.4	37.4	40.1	29.2	26.5	96.9	31.1
Ba	120.1	382.3	145.8	258.0	229.0	35.2	328.2	516.5	116.6	58.5	57.5	66.5	293.9	3.8	9.5	5.8	5.1	7.6	5.3
Co	30.3	72.3	43.4	37.1	44.4	28.0	18.8	17.3	21.8	23.4	13.2	19.0	9.1	14.0	17.8	15.0	9.0	20.4	21.5
Cr	40.1	150.4	68.4	192.9	66.7	286.8	57.9	54.7	169.3	147.0	81.5	116.2	47.7	77.9	83.5	59.1	48.8	228.2	154.0
Ni	9.3	42.8	10.5	14.8	13.9	26.3	286.4	15.5	7.7	15.1	9.6	12.2	16.4	9.0	4.7	5.2	3.5	20.3	10.0
Pb	310.0	250.4	186.4	144.0	244.1	69.3	476.2	323.8	133.3	115.6	163.2	173.6	369.5	284.3	252.0	483.0	514.1	142.9	85.3
Sr	48.6	171.9	55.0	70.6	73.7	51.3	65.9	90.6	41.8	33.8	23.8	31.8	44.6	10.5	12.3	11.4	10.9	12.1	13.1
V	94.7	414.1	207.8	616.8	172.1	1135.8	45.0	48.9	634.2	745.3	118.3	286.8	17.9	378.0	210.5	169.3	98.7	1914.9	444.8
Y	48.6	32.0	42.3	22.7	56.7	25.5	35.0	42.2	15.9	21.3	20.3	20.3	23.7	4.0	3.8	5.6	4.6	7.8	3.3
Zn	17.1	190.0	36.3	54.1	24.9	32.7	10.5	21.9	42.4	256.3	32.8	36.6	44.3	50.5	131.3	123.1	41.9	49.7	93.5
La	32.65	53.89	33.50	43.66	51.45	28.05	23.48	45.91	23.11	8.50	0.00	21.05	11.35	-3.00	6.25	-1.01	5.82	-4.05	5.77
Ce	100.95	148.50	166.75	101.55	142.36	81.09	141.61	123.75	96.79	98.25	94.75	140.18	68.61	36.25	25.00	3.04	53.38	35.92	40.66
Tb	3.29	11.02	4.25	9.28	0.85	14.74	2.40	5.09	6.06	7.75	12.45	10.63	5.40	2.05	3.50	2.43	2.53	6.43	10.39
Tm	1.74	57.25	11.20	51.60	9.14	47.43	-1.85	-0.25	56.02	51.15	47.00	40.72	4.99	46.70	48.25	24.29	18.01	35.92	72.29
Yb	5.48	9.10	6.50	8.03	7.54	10.86	4.85	5.64	7.80	7.65	5.85	6.47	3.33	5.20	4.85	3.59	2.58	11.03	7.18
Lu	9.87	17.43	18.05	15.82	17.73	18.31	10.89	16.02	14.02	13.65	11.95	12.63	10.90	10.10	10.50	7.03	5.82	14.27	13.85

DL - detection limit. DL for MnO = 0.001%. DL for MgO = 0.005%. DL for Na₂O = 0.009%. DL for CaO = 0.007%. DL for K₂O = 0.004%.

	CMI													CJ1	CJ2	
	A1	A2	AB	BA	Bw1	Bw2	2Bw3	2Bwc	Fc		F1	F2	F3			C
									Matriz	Nódulos						
%																
Fe₂O₃	13.98	15.01	15.88	16.22	16.41	16.33	16.46	16.12	16.24	36.88	39.93	60.83	52.51	43.77	52.71	59.48
Al₂O₃	34.30	36.32	38.40	39.00	39.51	39.83	39.77	38.73	37.49	21.55	22.76	13.02	15.06	18.45	15.82	12.34
SiO₂	17.22	16.97	18.40	18.92	18.20	17.46	17.03	19.63	21.96	25.01	18.95	10.46	16.35	22.16	18.32	14.39
TiO₂	3.56	3.76	3.99	4.03	4.08	4.10	4.11	4.02	4.00	2.82	2.88	1.77	1.71	2.16	0.82	0.61
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.07	0.06	0.04	0.03	0.01	0.01
MgO	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	0.01	0.07	0.02	0.02	0.07	0.01
CaO	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	<DL	<DL	0.01
Na₂O	0.02	0.07	<DL	0.01	0.07	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	0.04	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
K₂O	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.14	0.05	0.11	0.51	0.09	0.02
P₂O₅	0.11	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.11	0.20	0.49	0.39	0.18	0.08	0.11
LOI	29.73	26.03	22.29	21.01	21.44	21.37	21.59	20.58	19.21	12.68	14.54	4.21	12.72	12.07	10.99	11.41
Sum	99.02	98.33	99.11	99.36	99.86	99.23	99.11	99.23	99.07	99.16	99.60	90.92	98.92	99.40	98.86	98.39
ppm																
As	32.6	33.0	33.9	41.5	36.6	37.0	39.0	37.0	40.4	31.7	34.7	32.1	24.1	26.7	76.4	93.0
Ba	17.6	17.0	13.3	192.1	461.0	17.9	24.1	22.2	48.1	20.3	38.1	16.9	35.8	133.7	29.5	11.6
Co	21.6	24.0	29.0	60.6	37.3	36.4	54.3	34.1	37.0	41.9	56.3	43.4	42.4	31.6	10.8	10.8
Cr	237.1	230.0	160.7	204.9	173.5	171.0	214.4	166.8	187.6	761.7	551.1	392.3	269.6	221.5	167.2	294.7
Ni	51.4	41.1	14.5	30.7	36.2	19.8	33.2	24.5	27.8	36.0	62.5	35.6	45.1	17.2	11.6	11.3
Pb	111.4	106.8	128.2	146.3	116.0	94.6	116.6	120.0	151.4	151.1	115.5	83.6	112.6	132.7	144.3	117.8
Sr	70.2	25.6	26.8	32.6	26.8	26.0	39.0	27.4	37.6	19.1	17.0	16.1	15.8	18.0	26.2	19.9
V	283.7	313.5	351.0	426.4	349.8	346.1	528.2	354.0	401.5	830.9	843.2	1109.4	839.8	710.4	427.1	797.1
Y	12.6	15.3	16.2	19.2	16.1	16.1	24.3	16.9	15.8	5.3	8.8	6.4	5.0	4.1	11.7	7.1
Zn	48.0	38.2	44.5	60.3	299.0	43.7	66.6	58.8	76.8	136.1	108.1	134.9	123.0	117.0	99.4	56.8
La	25.05	25.10	16.72	16.68	23.17	18.92	29.15	23.68	23.30	19.06	16.28	12.89	17.25	16.04	5.24	19.40
Ce	-9.42	30.27	67.35	-0.25	5.85	11.60	31.43	13.71	28.81	54.91	58.62	36.92	14.75	30.38	55.19	52.92
Tb	4.32	4.08	6.74	0.45	1.12	2.47	2.13	8.52	5.56	1.60	2.61	11.05	2.65	3.74	7.34	10.48
Tm	4.12	5.07	8.16	10.41	9.12	6.61	12.62	7.88	9.02	35.86	36.77	57.29	56.50	39.03	56.64	59.12
Yb	3.82	4.33	4.47	5.41	4.39	4.34	6.08	4.74	5.26	6.62	7.46	9.47	8.00	6.17	6.54	7.86
Lu	17.31	18.01	19.76	24.26	20.59	21.04	27.68	21.64	23.35	15.55	16.23	13.43	13.35	13.95	12.94	11.74

DL - detection limit. DL for MnO = 0.001%. DL for MgO = 0.005%. DL for Na₂O = 0.009%. DL for CaO = 0.007%. DL for K₂O = 0.004%.

Apêndice D – Tabela de análise e quantificação mineralógica

H/L	R-Bragg	χ^2	%														Gt (Gt+Hm)
			Gb	Gt	Hm	Boe	Rut	Ana	Qz	Mica	Mag	Mgh	Kao	Ferr	Ilm	Zir	
<i>RP1</i>																	
A	18.2	5.5	79.1	11	6.4	-	1.0	0.5	1.2	0.8	-	-	-	-	-	-	0.63
F1	17.9	6.4	76.2	15.2	6.2	-	1.3	1.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-	0.71
F2	16.7	4.8	66.7	19.4	8.6	-	2.3	3.0	-	-	-	-	-	-	-	-	0.69
F3	15.4	5.9	70.1	13.6	2.8	-	8.6	2.8	-	-	-	2.0	-	-	-	-	0.83
<i>RP2</i>																	
F1	8.0	22.9	80.9	11.9	1.4	-	-	0.7	-	-	0.7	4.4	-	-	-	-	0.89
F2	11.6	290	92.8	3.2	0.7	-	-	0.8	1.4	-	1.1	0.1	-	-	-	-	0.82
Fc	14	3.3	86.2	5.1	4.4	-	0.8	2.5	1.0	0.1	-	-	-	-	-	-	0.54
<i>RP3</i>	13.9	3.3	67.6	22.3	8.0	-	-	2.1	-	-	-	-	-	-	-	-	0.74
<i>PB1</i>																	
Ac (m)	19.7	3.4	17.6	10.6	4.7	-	3.4	-	3.4	19.5	0.5	0.6	-	-	-	22.1	0.69
Ac (n)	18.9	15.3	10.3	14.8	25.9	-	2.2	-	0.1	10.1	0.6	-	16.8	8.1	9.5	1.6	0.36
ACf1 (m)	20	6.2	15.9	20.1	2.1	-	4.5	1.4	8.2	19.4	4.7	2.9	14.7	-	-	6.1	0.91
ACf1 (n)	-	-	x	x	x	-	x	-	x	x	x	-	x	-	x	-	-
ACf2 (m)	19.9	5.9	23.5	15.4	5.7	-	6.5	1.1	2.6	12.3	3.7	-	15.1	-	-	13.9	0.73
ACf2 (n)	-	-	x	x	x	-	-	-	x	x	x	-	x	-	-	-	-
ACf3	-	-	-	x	x	-	x	-	x	x	x	-	-	-	-	-	-
<i>PB3</i>																	
F1	10.9	2.6	34.4	32.5	17.7	7.9	2.6	1.1	3.9	-	-	-	-	-	-	-	0.65
F2	11.7	3.0	70.4	14.8	5.8	2.0	2.9	2.2	2.0	-	-	-	-	-	-	-	0.72
F3	12.3	3.5	67.5	5.6	16.9	1.6	2.1	2.2	1.6	-	-	-	-	-	-	-	0.25
F4	12.3	4.9	69.2	4.3	14.9	1.3	7.2	1.6	0.8	0.8	-	-	-	-	-	-	0.22
Bw1	12.6	2.4	54.3	5.9	20.3	2.5	7.2	2.3	4.3	-	2.6	0.6	-	-	-	-	0.23
Bw2	9.6	5.2	65.7	2.1	15.6	1.4	10.3	3.5	0.8	0.6	-	-	-	-	-	-	0.12
Bw3	11.1	4.5	67.8	0.7	17.2	-	6.5	2.9	3.4	1.6	-	-	-	-	-	-	0.04
Bw4	11.8	4.9	72.9	1.2	15.4	-	6.4	2.9	-	1.1	-	-	-	-	-	-	0.07
Bw5	10.3	3.9	72.8	0.9	15.3	-	5.3	3.4	1.0	-	-	-	1.1	-	-	-	0.06

Gb - gibbsita; Gt - goethita; Hm - hematita; Boe - boehmita; Rut - rutilo; Ana - anatasa; Qz - quartzo; Mag - magnetita/titanomagnetita; Mgh - maghemita; Kao - caolinita; Ferr - ferrihidrita; Ilm - ilmenita; Zir - zircão; D - diamante; (m) - matriz; (n) nódulos; x - identificado e não quantificado

H/L	R-Bragg	χ^2	%														Gt	
			Gb	Gt	Hm	Boe	Rut	Ana	Qz	Mica	Mag	Mgh	Kao	Ferr	Ilm	Zir	Mn	(Gt+Hm)
<i>GUI1</i>																		
Ac (m)	18.9	19.8	12.3	3.6	1	-	3.6	-	79.5	-	-	-	-	-	-	-	-	0.78
Ac (n)	-	-	-	-	x	-	-	-	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-
2Bc1 (m)	19.5	6.7	49.6	23.6	-	-	4.2	-	22.6	-	-	-	-	-	-	-	-	1.00
2Bc1 (n)	-	-	x	x	x	-	x	-	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-
2Bc2 (m)	18.2	19.8	30.1	17	1.9	-	0.9	4	18.3	14.3	-	-	13.6	-	-	-	-	0.90
2Bc2 (n)	-	-	x	x	x	-	x	-	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
3C (m)	-	-	x	-	-	-	-	-	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
3C (n)	-	-	x	-	x	-	-	-	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
<i>GUI2</i>																		
F1	-	-	x	x	x	-	-	-	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
F2	-	-	x	x	x	-	-	-	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
F3	-	-	x	x	x	-	x	-	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
Cc	-	-	x	x	x	-	x	-	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
C	-	-	x	x	x	-	-	-	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
<i>CURI</i>																		
A	15.8	7.1	20.5	23.6	1.6	-	-	3.5	8.1	-	-	-	42.8	-	-	-	-	0.94
Bc1 (m)	14.8	6.5	38.1	3.4	14.1	-	-	5.9	9.5	-	-	-	28.9	-	-	-	-	0.19
Bc1 (n)	19.4	3.6	-	23.2	14.1	-	-	3.9	-	-	-	-	58.9	-	-	-	-	0.62
Bc2 (m)	18.3	11.6	25.8	8.3	7.4	-	-	5.2	0.1	-	-	-	53.2	-	-	-	-	0.53
Bc2 (n)	17.6	5.8	-	7.7	3.8	-	-	9.1	-	-	-	-	79.5	-	-	-	-	0.67
Bc3 (m)	16.5	13.6	22.4	-	22.9	-	-	3.5	-	-	-	-	49.8	-	-	-	1.4	-
Bc3 (n)	15.9	13.5	-	10.8	2.8	-	-	7.6	-	-	-	-	75	-	-	-	3.9	0.79
<i>DT1</i>																		
F1	18.8	3.3	-	37.6	-	-	-	1.6	60.9	-	-	-	-	-	-	-	-	1.00
F2	21	3.7	4.6	29.5	5.8	-	-	4.8	55.2	-	-	-	-	-	-	-	-	0.84
F3	16.4	7.4	1.7	7	5	-	-	-	86.2	-	-	-	-	-	-	-	-	0.58
C	10.3	6.1	0.8	0.5	6.3	-	-	-	92.3	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07

Gb - gibbsita; Gt - goethita; Hm - hematita; Boe - boehmita; Rut - rutilo; Ana - anataso; Qz - quartzo; Mag - magnetita/titanomagnetita; Mgh - maghemita; Kao - caolinita; Ferr - ferrihidrita; Ilm - ilmenita; Zir - zircão; Mn - óxido de Mn; (m) - matriz; (n) - nódulos; x - identificado e não quantificado

H/L	R-Bragg	χ^2	%														Gt	
			Gb	Gt	Hm	Boe	Rut	Ana	Qz	Mica	Mag	Mgh	Kao	Ferr	Ilm	Zir	D	(Gt+Hm)
<i>DT2</i>	20.9	5	26.6	42	0.7	-	-	0.9	29.9	-	-	-	-	-	-	-	-	0.98
<i>DT3</i>	18.8	2.7	-	22.5	3.6	-	-	-	-	-	-	-	45.5	-	28.4	-	-	0.86
<i>CMI</i>																		
A1	13.5	8.2	44.2	6.5	9.9	-	-	3.6	0.3	-	-	-	35.6	-	-	-	-	0.40
A2	16.2	8.8	43.8	6.3	5.7	-	0.9	3.5	6.8	-	-	-	33	-	-	-	-	0.53
AB	11.7	5.3	40.6	2.8	9.1	-	-	5.1	-	-	-	-	42.5	-	-	-	-	0.24
BA	11	6.7	39.6	6.5	5.5	-	-	3.3	-	-	-	-	45.1	-	-	-	-	0.54
Bw1	14.6	7.7	43.1	5.3	2.6	-	2.1	2.6	0.9	-	-	-	43.3	-	-	-	-	0.67
Bw2	17.1	19	43	3.6	4.9	-	0.7	3.7	4.2	-	-	-	40	-	-	-	-	0.42
2Bw3	11.4	8.1	43.4	6.5	3.8	-	1.2	4	3.3	-	-	-	37.6	-	-	-	-	0.63
2Bwc	14.7	8.7	43.8	1.8	9.2	-	1.2	3.7	1.8	-	-	-	44.2	-	-	-	-	0.16
F1 (m)	16.7	13.5	36.2	-	11.5	-	1.3	3.1	2.6	-	-	-	45.2	-	-	-	-	-
F1 (n)	15.2	5.3	0.8	29.9	4.4	-	-	2.3	13	0.1	-	-	49.7	-	-	-	-	0.87
F2	18.8	4.9	10.3	42.7	1.7	-	1.7	3.9	5.3	-	-	-	34.5	-	-	-	-	0.96
F3	11	1.8	0.1	70.9	2.6	-	-	3	0.3	-	-	-	23.2	-	-	-	-	0.96
F4	20.8	3.8	4	41.1	2.7	-	-	5.3	18	-	-	-	28.9	-	-	-	-	0.94
C	-	-	-	x	x	-	-	x	x	x	-	-	x	-	-	-	-	-
<i>CJ1</i>	20.4	4.3	-	27.7	25.8	-	-	-	0.1	-	-	-	46.4	-	-	-	-	-
<i>CJ2</i>	19	8.3	-	22.2	13.4	-	-	-	32.8	-	-	-	31.6	-	-	-	-	-

Gb - gibbsita; Gt - goethita; Hm - hematita; Boe - boehmita; Rut - rutilo; Ana - anataso; Qz - quartzo; Mag - magnetita/titanomagnetita; Mgh - maghemita; Kao - caolinita; Ferr - ferrihidrita; Ilm - ilmenita; Zir - zircão; D - diamante; (m) - matriz; (n) - nódulos; x - identificado e não quantificado

Apêndice E – Tabela com dados de susceptibilidade magnética

ID	Massa (g)	SM volumétrica (κ)		χ_{lf} (SM - base de massa)	χ_{hf}	χ_{fd} (frequência dependente da SM)	$\chi_{fd} = \chi_{lf} - \chi_{hf}$
		κ_{lf}	κ_{hf}	$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$		%	$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$
<i>RP1</i>							
A	10.705	3.62E-04	3.49E-04	33.80	32.57	3.7	1.24
F1	11.432	3.81E-04	3.70E-04	33.33	32.39	2.8	0.94
F2	10.074	2.56E-04	2.48E-04	25.42	24.57	3.3	0.85
F3	10.035	3.05E-04	2.95E-04	30.40	29.39	3.3	1.01
<i>RP2</i>							
F1	10.626	6.52E-04	5.96E-04	61.40	56.10	8.6	5.29
F2	11.145	8.24E-04	7.65E-04	73.98	68.68	7.2	5.30
Fc	10.340	8.53E-04	7.81E-04	82.52	75.52	8.5	7.00
<i>RP3</i>	13.209	7.42E-04	6.92E-04	56.14	52.40	6.7	3.74
<i>PB1</i>							
Ac (m)	9.560	3.51E-03	3.47E-03	367.33	363.31	1.1	4.02
Fc1 (m)	8.962	3.34E-03	3.30E-03	372.52	367.76	1.3	4.76
Fc2 (m)	8.973	2.02E-03	1.98E-03	225.54	220.44	2.3	5.10
Ac (n)	14.269	6.27E-04	6.19E-04	43.91	43.38	1.2	0.52
Fc1 (n)	12.561	5.11E-04	5.00E-04	40.68	39.82	2.1	0.85
Fc2 (n)	12.795	6.65E-04	6.40E-04	51.94	50.05	3.6	1.89
Fc3	12.293	4.23E-04	4.12E-04	34.44	33.50	2.7	0.94
<i>PB3</i>							
F1	9.752	1.44E-03	1.34E-03	148.13	137.42	7.2	10.71
F2	11.576	1.59E-03	1.48E-03	137.76	127.92	7.1	9.84
F3	10.073	2.54E-03	2.44E-03	251.79	241.99	3.9	9.80
F4	9.882	1.48E-02	1.36E-02	1493.60	1371.83	8.2	121.77
Bw1	9.650	6.15E-02	5.59E-02	6373.55	5794.31	9.1	579.24
Bw2	8.614	1.09E-02	1.03E-02	1265.64	1200.87	5.1	64.77
Bw3	8.505	6.89E-03	6.56E-03	810.41	771.45	4.8	38.96
Bw4	8.157	2.70E-03	2.44E-03	330.40	299.44	9.4	30.96
Bw5	8.712	3.54E-03	3.19E-03	406.01	366.10	9.8	39.91

ID	Massa (g)	SM volumétrica (κ)		χ_f (SM - base de massa)		χ_{fd} (frequência dependente da SM)	
		κ_{lf}	κ_{hf}	$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$		%	$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$
<i>GUI1</i>							
Ac (n)	12.736	7.96E-04	7.84E-04	62.48	61.55	1.5	0.93
2Bc1 (n)	12.832	2.94E-02	2.92E-02	2288.34	2275.28	0.6	13.07
2Bc2 (n)	13.311	4.55E-04	4.45E-04	34.17	33.43	2.1	0.73
3C (n)	9.608	2.28E-04	2.19E-04	23.69	22.83	3.6	0.86
Ac (m)	11.846	2.22E-03	2.18E-03	187.23	184.14	1.7	3.09
2Bc1 (m)	10.770	7.50E-04	7.26E-04	69.68	67.38	3.3	2.30
2Bc2 (m)	9.095	5.17E-04	5.00E-04	56.83	55.01	3.2	1.82
3C (m)	10.198	4.06E-04	3.95E-04	39.85	38.71	2.8	1.13
<i>GUI2</i>							
F1	14.057	5.98E-03	5.91E-03	425.66	420.69	1.2	4.97
F2	12.023	2.10E-03	2.07E-03	174.44	172.08	1.3	2.35
F3	14.303	1.22E-03	1.19E-03	85.12	83.21	2.2	1.91
Cc	14.326	3.93E-03	3.88E-03	274.66	270.73	1.4	3.93
C	13.010	1.51E-04	1.48E-04	11.61	11.35	2.2	0.26
<i>DT1</i>							
F1	14.449	2.05E-03	1.97E-03	141.66	136.53	3.6	5.13
F2	12.467	8.01E-04	7.65E-04	64.24	61.35	4.5	2.90
F3	14.573	4.11E-04	3.96E-04	28.18	27.16	3.6	1.02
C	13.854	2.64E-04	2.53E-04	19.04	18.23	4.2	0.81
<i>DT2</i>	13.470	9.70E-04	9.60E-04	71.98	71.26	1.0	0.71
<i>DT3</i>	12.766	7.49E-04	7.25E-04	58.70	56.80	3.2	1.90
<i>CUR1</i>							
A	10.313	6.33E-03	6.02E-03	614.09	584.02	4.9	30.07
Bc1 (m)	9.390	5.24E-03	4.92E-03	558.13	524.05	6.1	34.07
Bc2 (m)	8.337	4.03E-03	3.76E-03	483.03	450.48	6.7	32.55
Bc3 (m)	8.741	2.81E-03	2.63E-03	321.63	300.53	6.6	21.11
Bc1 (n)	13.960	9.41E-04	9.10E-04	67.37	65.19	3.2	2.18
Bc2 (n)	10.899	6.63E-04	6.31E-04	60.81	57.94	4.7	2.87
Bc3 (n)	9.355	5.95E-04	5.57E-04	63.58	59.54	6.4	4.04

ID	Massa (g)	SM volumétrica (κ)		χ_f (SM - base de massa)		χ_{fd} (frequência dependente da SM)	
		κ_{lf}	κ_{hf}	$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$		%	$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$
<i>CM1</i>							
A1	8.522	2.34E-03	2.13E-03	274.54	249.57	9.1	24.97
A2	8.390	1.93E-03	1.71E-03	230.32	203.45	11.7	26.87
AB	9.609	2.85E-03	2.45E-03	296.66	254.87	14.1	41.80
BA	9.748	4.01E-03	3.44E-03	411.13	352.70	14.2	58.43
Bw1	9.981	3.66E-03	3.14E-03	366.40	314.26	14.2	52.14
Bw2	9.940	3.84E-03	3.25E-03	386.38	327.09	15.3	59.29
2Bw3	9.286	3.31E-03	2.83E-03	356.29	304.39	14.6	51.90
2Bwc	9.948	3.64E-03	3.10E-03	365.78	311.51	14.8	54.27
F1 (m)	8.536	2.54E-03	2.16E-03	297.43	252.73	15.0	44.70
F1 (n)	11.009	7.33E-04	6.74E-04	66.59	61.24	8.0	5.36
F2	10.254	1.02E-03	9.29E-04	99.47	90.55	9.0	8.92
F3	12.981	7.96E-04	7.43E-04	61.31	57.24	6.6	4.07
F4	12.024	7.85E-04	7.36E-04	65.25	61.18	6.2	4.07
C	10.141	4.56E-04	4.35E-04	44.97	42.86	4.7	2.11
<i>CJ1</i>	13.685	6.33E-04	6.07E-04	46.27	44.36	4.1	1.90
<i>CJ2</i>	14.682	8.17E-04	7.99E-04	55.65	54.41	2.2	1.24

Apêndice F – Tabela com dados geocronológicos

Amostra	Descrição	Idade (Ma)	±	U [ppm]	±	Th [ppm]	±	Sm [ppm]	±	He [mol/g]	±	Th/U
RP1												
RP1-3c.A	Gt ocre	11.66	1.17	4.58	0.13	50.59	1.29	8.30	0.79	9.50E-10	2.20E-11	11.05
RP1-3c.A	Gt ocre	11.25	1.13	4.87	0.23	55.02	2.67	7.60	0.92	9.91E-10	1.08E-11	11.30
RP1-3c.A	Gt ocre	11.90	1.19	5.00	0.10	42.19	0.85	6.24	0.42	8.78E-10	3.02E-11	8.44
RP1-3c.T2	Gt ocre	16.73	1.67	1.14	0.06	23.20	1.10	1.56	0.20	5.46E-10	6.73E-12	20.35
RP1-3c.T2	Gt ocre	18.28	1.83	<LD	-	459.83	15.73	69.02	5.14	9.74E-09	1.44E-10	-
RP1-3c.T2	Gt ocre	10.90	1.09	5.33	0.13	51.30	1.29	5.77	0.40	9.38E-10	2.05E-11	9.62
RP3												
RP3a	Gt ocre	7.76	0.78	5.04	0.16	43.59	1.40	3.11	0.46	5.86E-10	1.09E-11	8.65
RP3a	Gt ocre	8.75	0.87	5.10	0.18	29.74	1.01	2.36	0.35	5.23E-10	8.52E-12	5.83
RP3b	Gt preta	1.27	0.13	0.29	0.01	8.75	0.25	0.07	0.03	1.47E-11	1.04E-12	30.17
RP3b	Gt preta	2.67	0.27	0.45	0.02	10.29	0.25	0.10	0.02	3.79E-11	1.81E-12	22.87
RP3b	Gt preta	4.22	0.42	0.81	0.03	21.49	0.91	0.23	0.09	1.22E-10	1.58E-12	26.53
RP3b	Gt marrom	5.37	0.54	1.45	0.03	38.02	0.91	0.57	0.06	2.76E-10	7.89E-12	26.22
RP3b	Gt marrom	6.09	0.61	1.14	0.06	23.20	1.10	1.56	0.20	1.99E-10	2.82E-12	20.35
RP3b	Gt marrom	6.37	0.64	0.87	0.04	22.32	0.95	1.67	0.18	1.93E-10	3.61E-12	25.66
PB3												
PB3-1.T1	Gt marrom	1.45	0.14	4.04	0.07	18.06	0.27	0.76	0.05	5.91E-11	5.31E-12	4.47
PB3-1.T1	Gt marrom	25.00	2.50	0.82	0.02	22.02	0.39	1.16	0.10	7.42E-10	2.49E-11	26.85
PB3-1.T1	Gt marrom	2.46	0.25	4.36	0.13	8.57	0.25	0.99	0.10	7.76E-11	3.37E-12	1.97
CV-19-07	Gt escura bandada	5.68	0.57	0.96	0.04	19.76	0.70	0.29	0.06	1.57E-10	3.44E-12	20.58
CV-19-07	Gt escura bandada	7.08	0.71	1.06	0.04	10.04	0.27	0.20	0.09	1.20E-10	5.04E-12	9.47
CV-19-08	Gt preta e vítrea	0.58	0.06	1.14	0.05	9.55	0.40	0.31	0.08	9.70E-12	4.74E-13	8.38
CV-19-08	Gt marrom	1.05	0.11	3.01	0.07	14.81	0.36	0.59	0.08	3.38E-11	1.63E-12	4.92
CV-19-08	Gt preta e vítrea	1.76	0.18	2.78	0.06	20.08	0.46	0.46	0.06	6.53E-11	5.54E-12	7.22
CV-19-08	Gt preta e vítrea	0.68	0.07	1.99	0.06	21.21	0.59	0.33	0.06	2.35E-11	1.43E-12	10.66
CV-19-08	Gt marrom	1.93	0.19	2.08	0.05	9.94	0.24	0.41	0.07	4.22E-11	2.96E-12	4.78
CV-19-09	Gt escura	1.59	0.16	1.27	0.04	3.67	0.10	0.21	0.03	1.67E-11	9.58E-13	2.89
CV-19-09	Gt escura	4.28	0.43	1.99	0.07	6.87	0.26	0.32	0.05	7.63E-11	1.22E-12	3.45
CV-19-10	Gt preta e vítrea	1.22	0.12	0.24	0.01	2.32	0.12	0.06	0.03	4.70E-12	2.71E-13	9.67
CV-19-10	Gt preta e vítrea	0.87	0.09	0.23	0.01	3.03	0.12	0.13	0.02	4.08E-12	4.63E-13	13.17

Amostra	Descrição	Idade (Ma)	±	U [ppm]	±	Th [ppm]	±	Sm [ppm]	±	He [mol/g]	±	Th/U
GUI2												
GUI2-2.T1.P	Gt ocre	11.86	1.19	3.99	0.08	47.51	0.94	5.44	0.33	8.90E-10	3.39E-11	11.91
GUI2-2.T1.P	Gt ocre	21.71	2.17	4.22	0.06	34.16	0.52	4.59	0.23	1.32E-09	3.69E-11	8.09
GUI2-2.T1.P	Gt ocre	4.68	0.47	3.94	0.07	53.31	0.85	3.63	0.26	3.81E-10	2.67E-11	13.53
GUI2-2.T1.P	Gt ocre lustrosa	6.96	0.70	5.17	0.10	52.95	0.81	5.47	0.32	6.07E-10	2.37E-11	10.24
GUI2-2.T1.P	Gt ocre lustrosa	6.03	0.60	5.16	0.07	42.16	0.62	3.97	0.33	4.49E-10	2.41E-11	8.17
GUI2-2.T1.P	Gt ocre lustrosa	56.06	5.61	5.72	0.09	36.36	0.58	3.94	0.25	3.96E-09	9.95E-11	6.36
GUI2-3a	Gt preta ou marrom	4.49	0.45	1.42	0.02	27.15	0.40	0.60	0.04	1.73E-10	9.99E-12	19.12
GUI2-3a	Gt preta ou marrom	0.33	0.03	2.51	0.04	22.78	0.32	0.90	0.09	1.29E-11	2.55E-12	9.08
GUI2-3a	Gt preta ou marrom	1.85	0.19	2.49	0.04	30.58	0.48	0.75	0.06	8.87E-11	5.16E-12	12.28
GUI2-3a	Gt bandada	3.85	0.39	6.68	0.10	16.59	0.24	2.57	0.13	2.01E-10	2.18E-11	2.48
GUI2-3a	Gt bandada	1.72	0.17	4.35	0.06	41.95	0.58	2.02	0.12	1.21E-10	8.55E-12	9.64
GUI2-3a	Gt bandada	11.09	1.11	4.11	0.06	17.1	0.30	0.85	0.06	4.46E-10	1.72E-11	4.16
DT1												
DT1-3.T1	Gt preta	0.60	0.06	1.54	0.05	9.20	0.27	0.51	0.05	1.10E-11	1.25E-12	5.97
DT1-3.T1	Gt preta	0.35	0.04	1.58	0.04	8.85	0.19	0.63	0.07	6.34E-12	1.07E-12	5.60
DT1-3.T1	Gt preta	1.45	0.14	1.45	0.02	9.68	0.15	0.58	0.06	2.67E-11	2.61E-12	6.68
DT1-3.T2	Gt marrom escuro	1.44	0.14	1.19	0.03	5.98	0.13	0.80	0.07	1.85E-11	1.49E-12	5.03
DT1-3.T2	Gt marrom escuro	1.29	0.13	1.16	0.02	6.54	0.12	0.55	0.05	1.72E-11	2.17E-12	5.64
DT2												
DT2.T3	Gt preta vítrea	0.23	0.02	1.68	0.04	14.79	0.32	1.02	0.11	5.80E-12	9.87E-13	8.80
DT2.T3	Gt preta vítrea	0.32	0.03	3.42	0.06	13.94	0.23	0.95	0.10	1.04E-11	2.85E-12	4.08
CM1												
CM1-4.T1.G	Gt marrom escuro	23.81	2.38	4.13	0.07	28.16	0.51	11.22	0.81	1.27E-09	4.65E-11	6.82
CM1-4.T1.G	Gt marrom escuro	23.23	2.32	3.51	0.07	18.84	0.35	8.26	0.55	9.13E-10	2.32E-11	5.37
CM1-4.T1.G	Gt marrom escuro	23.43	2.34	3.6	0.06	20.8	0.35	7.46	0.51	9.85E-10	3.07E-11	5.78
CM1-4.T2.G	Gt marrom e preta	20.88	2.09	3.87	0.06	20.31	0.30	15.7	1.02	8.95E-10	3.18E-11	5.25
CM1-4.T2.G	Gt marrom e preta	22.15	2.21	4.53	0.11	30.12	0.75	9.47	0.67	1.27E-09	3.03E-11	6.65
CM1-4.T2.G	Gt marrom e preta	19.70	1.97	5.29	0.09	24.9	0.40	11.23	0.76	1.09E-09	3.44E-11	4.71
CM1-4.T1.P	Gt marrom	13.00	1.30	3.36	0.07	30.54	0.56	7.23	0.50	6.78E-10	2.11E-11	9.09
CM1-4.T1.P	Gt marrom	12.85	1.29	4.43	0.10	32.67	0.75	9.36	0.69	7.70E-10	2.27E-11	7.37

Amostra	Descrição	Idade (Ma)	±	U [ppm]	±	Th [ppm]	±	Sm [ppm]	±	He [mol/g]	±	Th/U
CM1-4.T1.P	Gt marrom	11.71	1.17	3.58	0.09	32.48	0.79	6.53	0.50	6.49E-10	2.19E-11	9.07
CM1-4.T1.P	Gt marrom	11.06	1.11	3.96	0.07	39.73	0.66	5.60	0.45	7.28E-10	3.37E-11	10.03
CM1-4.T1.P	Gt marrom	9.38	0.94	3.04	0.07	30.37	0.66	5.18	0.39	4.72E-10	1.20E-11	9.99
CM1-4.T1.P	Gt marrom	11.94	1.19	3.36	0.06	35.7	0.61	6.68	0.46	6.94E-10	2.79E-11	10.63
<i>CJ</i>												
CJ1-T1-G	Gt marrom bandada	9.31	0.93	8.31	0.14	42.62	0.70	6.04	0.30	8.44E-10	1.99E-11	5.13
CJ1-T1-G	Gt marrom bandada	11.28	1.13	8.09	0.13	47.62	0.69	5.21	0.26	1.08E-09	2.74E-11	5.89
CJ1-T1-G	Gt marrom bandada	3.09	0.31	7.72	0.13	42.14	0.67	6.41	0.36	2.69E-10	1.42E-11	5.46
CJ1.T1.P	Gt marrom	8.75	0.87	6.57	0.21	30.52	0.95	5.90	0.59	5.94E-10	8.17E-12	4.65
CJ1-T1-P	Gt marrom	7.20	0.72	7.95	0.13	43.72	0.68	4.60	0.30	6.49E-10	2.30E-11	5.50
CJ1-T1-P	Gt marrom	2.53	0.25	7.00	0.11	29.2	0.42	8.12	0.40	1.74E-10	1.27E-11	4.17
CJ1.T2.P	Filmes de Gt preta	10.37	1.04	3.40	0.07	20.84	0.43	2.18	0.14	4.26E-10	1.31E-11	6.13
CJ1.T2.P	Filmes de Gt preta	9.81	0.98	4.90	0.08	13.2	0.22	1.81	0.11	3.88E-10	1.46E-11	2.69
CJ1.T2.P	Filmes de Gt preta	3.86	0.39	4.88	0.08	15.11	0.24	1.93	0.13	1.61E-10	7.16E-12	3.10
CJ1.T2.P	Gt ocre	6.94	0.69	7.59	0.11	35.47	0.49	2.75	0.16	5.46E-10	2.28E-11	4.67
CJ1.T2.P	Gt ocre	6.89	0.69	7.85	0.14	37.08	0.67	3.00	0.17	5.64E-10	1.59E-11	4.72
CJ1.T2.P	Gt ocre	3.47	0.35	0.69	0.01	42.92	0.63	3.63	0.20	1.85E-10	1.02E-11	62.20
CJ1a	Gt ocre	3.63	0.36	9.34	0.15	60.38	0.84	8.62	0.45	4.23E-10	1.78E-11	6.46
CJ1a	Gt ocre	2.43	0.24	10.15	0.15	59.21	0.86	9.91	0.54	2.90E-10	5.02E-11	5.83
CJ2.T3.P	Gt preta lustrosa	13.24	1.32	0.87	0.02	2.11	0.04	1.77	0.11	8.95E-11	7.87E-12	2.43
CJ2.T3.P	Gt preta lustrosa	6.24	0.62	0.57	0.01	0.59	0.02	1.08	0.07	2.18E-11	3.00E-12	1.04
CJ2.T3.P	Gt preta lustrosa	2.92	0.29	1.15	0.02	0.52	0.02	2.42	0.14	1.84E-11	2.73E-12	0.45
CJ2.T4.P	Gt metálica	12.67	1.27	3.63	0.05	21.31	0.30	4.83	0.29	5.42E-10	2.02E-11	5.87
CJ2.T4.P	Gt metálica	2.71	0.27	3.70	0.06	23.01	0.40	8.34	0.46	1.22E-10	5.71E-12	6.22
CJ2.T4.P	Gt metálica	2.83	0.28	3.26	0.05	12.88	0.21	8.59	0.47	8.80E-11	5.11E-12	3.95

Gt - goethita. LD - limite de detecção

Apêndice G – Tabela com análises geoquímicas dos filitos hematíticos

Amostra	Knauer, 1990 Knauer and Schrank, 1994				Cabral et al., 2012				Média dos valores
	TFH-05	TFH-11	TFH-15	TFH-36	BS-107-1	BS-107-3	BS-103	DI-4	
SiO ₂	29.85	31.80	33.00	38.71	35.01	36.74	45.70	42.38	36.65
TiO ₂	3.64	6.10	5.40	3.40	5.43	5.26	1.20	1.25	3.96
Al ₂ O ₃	18.03	21.90	23.90	24.62	23.17	24.19	25.37	28.58	23.72
Fe ₂ O ₃	35.52	25.20	23.20	19.67	21.92	18.08	8.56	9.45	20.20
FeO	0.27	1.82	0.26	-	-	-	-	-	0.78
MnO	0.01	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
MgO	0.94	0.83	1.10	1.77	1.34	1.47	2.30	1.68	1.43
CaO	0.60	0.20	0.20	0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.01	0.17
Na ₂ O	0.23	0.22	0.03	0.01	0.19	0.17	0.16	0.26	0.16
K ₂ O	6.27	7.49	8.60	8.19	8.57	8.60	9.92	9.65	8.41
P ₂ O ₅	0.39	0.06	0.09	0.03	0.05	0.68	0.05	0.20	0.19
H ₂ O	3.06	4.02	3.86	-	4.00	4.50	6.40	6.00	4.55
V	-	164.0	246.0	-	202.0	166.0	61.0	114.0	158.8
Cr	-	10.0	12.0	-	-	-	-	-	11.0
Co	-	6.0	38.0	-	22.0	15.0	6.3	12.0	16.6
Ni	-	18.0	72.0	-	1.8	1.9	0.5	19.0	18.9
Rb	-	54.0	268.0	-	119.0	128.0	162.0	158.0	148.2
Sr	-	200.0	110.0	-	64.0	92.0	27.0	133.0	104.3
B	-	1570.0	1980.0	-	40.0	20.0	-	542.0	830.4
Y	-	162.0	148.0	-	64.0	65.0	59.0	66.0	94.0
Ga	-	41.0	36.0	-	33.0	32.0	28.0	28.0	33.0
Nb	-	148.0	126.0	-	37.0	35.0	20.0	25.0	65.2
Zr	-	680.0	570.0	-	434.0	435.0	628.0	778.0	587.5

- não analisado