

**Mestrado Profissional**  
**Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais**

**RAFAEL GUIMARÃES DE PAULA**

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E O DESENVOLVIMENTO DE  
CAVERNAS NAS CROSTAS LATERÍTIAS DETRÍTICAS  
FERRUGINOSAS NO PLATÔ N4E-NORTE - CARAJÁS/PA**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais, área de Ciências Ambientais, do Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável (ITV).

Orientador: Prafulla Kumar Sahoo, Dr.

Co-orientador: Clóvis Maurity, Ms.

**Belém – PA**

**2019**

### Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

P324 Paula, Rafael Guimarães de

Evolução geomorfológica e o desenvolvimento de cavernas nas crostas lateríticas detríticas ferruginosas no platô N4-Norte – Carajás/PA / Rafael Guimarães de Paula -- Belém-PA, 2019.

76 f.: il.

Dissertação (mestrado) -- Instituto Tecnológico Vale, 2019.

Orientador(a): Prafulla Kumar Sahoo

1. Geomorfologia – Caverna - Platô N4-Norte (Carajás, Serra dos).
2. Espeleologia - Platô N4-Norte (Carajás, Serra dos).
3. Cavernas - Evolução - Platô N4-Norte (Carajás, Serra dos). I. Sahoo, Prafulla Kumar. II. Título.

CDD 23. ed. 551.41098115

Bibliotecário (a) responsável: Nisa Gonçalves CRB 2 - 525

**RAFAEL GUIMARÃES DE PAULA**

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E O DESENVOLVIMENTO DE  
CAVERNAS NAS CROSTAS LATERÍTIAS DETRÍTICAS  
FERRUGINOSAS NO PLATÔ N4E-NORTE - CARAJÁS/PA**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais, área de Ciências Ambientais, do Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável (ITV).

Data da aprovação:

Banca examinadora:

---

Dr. Prafulla Kumar Sahoo  
Orientador – Instituto Tecnológico Vale (ITV)

---

Ms Clóvis Maurity  
Coorientador – Instituto Tecnológico Vale (ITV)

---

Dr. Roberto Vizeu  
Membro externo – Instituição (Sigla)

---

Dr. Rodolfo Jaffé  
Membro externo – Instituição (Sigla)

## **DEDICATÓRIA**

Dedico este trabalho a minha mãe, meu filho e minha esposa... pessoas essenciais na minha vida e pelas quais sempre sigo em frente.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à primeiramente a minha mãe Eliete Rodrigues Guimarães pela amor eterno, dedicação e apoio incondicional às escolhas fiz na minha vida.

Agradeço à minha esposa Shadia Carvalho Okdi pela paciência e cumplicidade, características que norteiam nossa relação.

Agradeço ao meu pequeno Rafael Carvalho Guimarães, que não apoiou e nem se dedicou, e, muito menos teve paciência ao longo destes anos, mas que, mesmo sem saber, é a força e o sentido para tudo.

Agradeço ao meu orientador Prafulla Kumar Sahoo e ao Roberto Dall´Agnol por acreditarem na ideia, e, ao meu coorientador Clóvis Maurity pelas ricas discussões.

Agradeço aos meus gestores Iuri Brandi, Marlene Costa, João Carlos Henriques pelo apoio e confiança.

Agradeço especialmente ao colega de trabalho Marcelo Roberto Barbosa, pessoa fundamental em minha carreira, profissional que muito admiro e que sempre agradecerei pela confiança.

Agradeço as pessoas com quem compartilho o ambiente de trabalho, em especial a Tatiana Bezerra, Daniele Freitas Gonçalves, Divino Fleury, Carlos Teles e Daniel Lima que contribuíram com suas experiências e discussões.

Agradeço a Vale, empresa grandiosa, que acredita em seus funcionários e fomenta o desenvolvimento profissional.

Agradeço ao ITV DS pela formação e por toda estrutura disponibilizada para a conclusão deste projeto.

Agradeço aos meus familiares pelos momentos de descontração e carinho, em destaque a minha sogra Jucilene Ribeiro e minha prima Mariana Guimarães pelo apoio durante minhas viagens.

Agradeço também a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram com este trabalho e não foram citadas aqui.

## RESUMO

As cavernas na região de Carajás estão hospedadas logo abaixo das crostas lateríticas ferruginosas que sustentam as superfícies de aplainamentos dos processos erosivos atuantes. No setor nordeste da mina de ferro N4E, uma área na borda do platô, com ocorrência de 55 cavernas, pode ser investigada quanto os processos que levaram a formação de feições pseudocársticas (cavernas, dolinas e pipes) e sua relação com as superfícies de aplainamentos. Quatro superfícies foram identificadas na área: SA I – superfície de cimeira que corresponde a superfície dos platôs da Serra dos Carajás (700 -650 m); SA II e III – superfícies na média vertente (520 a 370 m) e SA IV – superfície na baixa vertente (480 a 340 m). Essas superfícies foram relacionadas com as superfícies de aplainamentos existentes na Amazônia. Os processos erosivos atuais são responsáveis por formar feições pseudocársticas, sendo algumas associadas a evolução de *gullies* que cortam linearmente as superfícies inferiores e formam anfiteatros no avanço do recuo paralelo das cornijas do platô da superfície de cimeira. Esse processo ocorre pela ação das águas superficiais infiltrantes, nas crostas, gerando fluxos subsuperficiais capazes de eluviar o material menos resistente no tipo do saprólito do perfil laterítico e formar as cavernas. As cavernas formadas na baixa vertente, são ligeiramente maiores em volume e relativamente mais recentes quanto sua formação, enquanto que as cavernas formadas na alta vertente são mais altas e relativamente mais tardias. A elucidação desses processos auxilia, na identificação de novas áreas com potencial para ocorrência de cavernas, no entendimento generalizado sobre a gênese destas feições e aborda a ciência geomorfológica como uma importante área de conhecimento para entendimentos das questões evolutivas das cavernas e de estabilidade física.

**Palavras-chave:** Caverna. Crosta laterita detrítica. Superfície de aplainamento. *Gully*.

## ABSTRACT

The caves in the Carajas region are housed just below the lateritic crusts that support the planing surfaces of the erosive processes at work. In the northeastern sector of the N4E iron mine, an area at the edge of the plateau, with 55 caves, can be investigated into processes that led to the formation of pseudocardial features (caves, dolines and pipes) and their relationship to planing surfaces. Four surfaces were identified in the area: SA I - summit surface corresponding to the Serra dos Carajás plateau surface (700 -650 m); SA II and III - surfaces in the middle slope (520 to 370 m) and SA IV - low slope surfaces (480 to 340 m). These surfaces were related to the existing planing surfaces in the Amazon. Current erosive processes are responsible for forming pseudocardial features, some of which are associated with the evolution of gullies that linearly cut the lower surfaces and form amphitheaters in the advance of the parallel retreat of the cornices of the summit surface. This process occurs through the action of infiltrating surface water in the crust, generating subsurface flows capable of eliminating the less resistant material in the laterite profile saprolite type and forming the caves. The caves formed in the lower slope are slightly larger in volume and relatively newer in formation, while the caves formed in the upper slope are taller and relatively later. The elucidation of these processes helps, in the identification of new areas with potential for cave occurrence, in the general understanding of the genesis of these features and approaches geomorphological science as an important area of knowledge for understanding the evolutionary issues of caves and physical stability.

**Keywords:** Cave. Detrital laterite crust. Planing surface. *Gully*.

## LISTA DE FIGURA

Figura 1 - Localização e acessos ao flanco leste da mina de N4E-Norte em Carajás e às cavernas. ....	14
Figura 2 - a) Localização da Província Mineral de Carajás. b) Mapa Geológico do Domínio Carajás e adjacências com a localização aproximada da área de trabalho (estrela amarela). ....	16
Figura 3 - Perfis lateríticos da Amazônia, distinguindo-se perfis imaturos e maduros com a disposição vertical dos diferentes tipos de horizontes .....	19
Figura 4 - Modelos de evolução de relevo em relação ao tempo e elevação do terreno. a) A teoria de Davis (1899).....	20
Figura 5 - Ciclos erosivos de aplainamento descritos por King (1956).....	21
Figura 6 - O sistema de uma vertente convexo-retilíneo-côncavo e relação com a alta, a média e a baixa vertente. ....	22
Figura 7 - Ciclo de recuo de cabeceiras proposto por Collison (2001). a) Planos de tensão tangencial no perfil da cabeceira, sendo o máximo na base. b) Inicia-se as fraturas e o solapamento da base. c) Infiltração promovida pelas fraturas, acelerando o escoamento subsuperficial, dinamizando o solapamento e as tubulações. d) Colapso de um plano de ruptura tangencial definido entre as fraturas e a sapa basal. O escoamento posterior no canal remove o material depositado, reiniciando o ciclo. ..	24
Figura 8 - a) Mapa geomorfológico da área de estudo e indicação de perfil W-E. b) Perfil topográfico da área de estudo na direção W-E, flanco leste de N4E-N. Exagero vertical do perfil é de 2 vezes. ....	34
Figura 9 - Boxplot relacionando as diferentes vertentes do relevo e dados morfológicos das cavernas. ....	35
Figura 10 - Bloco diagrama esquemático do relevo da área de estudo com distribuição das evidências de superfícies geomorfológicas (SA) aplainadas (delimitadas com linha amarela tracejada) cortadas pelas drenagens (linhas azuis). ....	37
Figura 11 - Distribuição dos <i>gullies</i> identificados na área.....	39
Figura 12 - Bloco diagrama esquemático do relevo da área de estudo com distribuição das superfícies de aplainamento e escarpas. a) cornija e <i>gullies</i> do tipo frente de escarpa com intercepções de <i>gullies</i> em anfiteatro; b) escarpas em drenagens com <i>gullies</i> do tipo dentrítico. c) <i>gullies</i> lineares associados as margens dos cursos d'água, e, d) <i>gullies</i> do tipo dentrítico.....	40

Figura 13 - Enquadramento geológico da Mina de N4E. A) Geologia do platô N4 com indicação de um perfil a SW-NE (A-B). B) Perfil geológico esquemático do platô N4. B) Detalhe esquemático da geologia da mina de N4E-Norte. ....	41
Figura 14 – a) Mapa litológico da área de estudo. b) Seção esquemática W-E, com inferência dos litotipos em profundidade e de falhas. Exagero vertical do perfil é de 2 vezes. ....	43
Figura 15 - Amostras de crostas lateríticas coletadas nas superfícies de aplainamento I, II, III e IV. 1a) Crosta laterítica detrítica da superfície do platô, composta de fragmentos de hematita/magnetita auto suportados, detalhamentos em 1c. 2a) Local de onde foi retirada a amostra 2b, aspecto estrutural da crosta laterítica detrítica na AS II e textura muito semelhante a 1c mostrada na 2c. 3a) Local de onde foi retirada a amostra 3b, entre média e baixa vertente, com detalhamentos em 3c mostrando um arcabouço com clástos com matriz goethítica suportada. 4a) área de drenagem onde foi retirada a amostra com textura tipo brecha com fragmentos mistos de hematita e material aluminoso 4b, na baixa vertente, onde a textura pode ser visualizada em detalhe em 4c, mostrando clástos transportados possivelmente de rochas máficas com matriz fina em maior volume.....	45
Figura 16 - Aspectos mineralógicos da crosta laterítica detrítica I e Superfície I (amostra R15). ....	47
Figura 17 - Aspectos mineralógicos da crosta laterítica detrítica II e Superfície II (amostra R13). SA – Superfície Aplainamento.....	48
Figura 18 - Aspectos mineralógicos da crosta laterítica detrítica III e Superfície III (amostra R10). SA – Superfície Aplainamento.....	49
Figura 19 - Aspectos mineralógicos da crosta laterítica detrítica IV e Superfície IV (amostra N4E68). SA – Superfície Aplainamento. ....	50
Figura 20 - Mapa litológico com a relação espacial de proximidade entre a ocorrência de cavernas e os alinhamentos, principalmente onde ocorrem intersecções de diferentes domínios. ....	52
Figura 21 - Distribuição dos litotipos presentes nas cinquenta e cinco cavernas da área de estudo. A primeira litologia citada é a predominante no interior da caverna. ....	54
Figura 22 - Declividade da área estuda e a relação com as superfícies aplainadas (SA) e as cavernas. ....	56
Figura 23 - Distribuição de cavernas diferenciadas pelos valores de volume. ....	58

Figura 24 - Presença de diferentes tipos de <i>gullies</i> na área de estudo localizada na área de estudo. ....	60
Figura 25 - Associação da movimentação lateral do ferro no relevo e o desenvolvimento das crostas lateríticas detríticas e cavernas. SA-Superfície de Aplainamento. ....	62
Figura 26 - Diagrama esquemático da evolução da paisagem e o desenvolvimento de <i>gullies</i> e cavernas na área de estudo. a) Após o estabelecimento da primeira crosta laterítica detrítica, instala-se um sistema de erosão (primeira superfície de aplainamento) e rebaixamento do relevo sob rochas máficas em relação ao platô lateritizados pela denudação, gerando material detrítico para a posterior formação de um novo pedimento detrítico. b) Consolida-se a segunda superfície (pedimento detrítico) de aplainamento e continua soerguimento do relevo e erosão das vertentes sob rochas máficas, destacando-se com maior inclinação as vertentes sob crostas lateríticas, instalando-se sistemas de erosão do tipo <i>seepage</i> na base das encostas em função da instabilização dos saprólitos intemperizados dispostos abaixo das crostas lateríticas detríticas e a formação de <i>gullies lineares</i> . c) Formação de cavernas enquanto se intensifica o gradiente hidráulico em função do desnível. d) Expansão dos <i>gullies lineares</i> , evoluindo para <i>gullies dendríticos</i> e em <i>anfiteatro</i> , resultando em recuos nas vertentes e conseqüente supressão natural de cavernas, gerando mais material detrítico para a vertente, onde se desenvolvem outras cavernas (em depósitos de tálus). e) Expansão e conexão de <i>gullies</i> , consolidando <i>gullies em anfiteatro</i> na alta vertente, <i>gullies dendríticos</i> na média vertente e <i>gullies lineares</i> na média e baixa vertente sempre associado a presença de cavernas. SA – Superfície Aplainamento. ....	64
Figura 27 - Esquema simplificado relacionando a idade relativa e o posicionamento das cavernas ao longo da vertente. As cavernas mais senis estariam relacionadas a alta vertente e as mais juvenis estariam relacionadas a baixa vertente. ....	66

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ITV – Instituto Tecnológico Vale

DS – Desenvolvimento Sustentável

MDT – Modelo Digital de Terreno

EIA – Estudo de Impacto Ambiental

BCRA – *British Cave Research Asssocation*

FCCM – Fundação Casa de Cultura de Marabá

MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura

DRX – Difração de Raio-X

EDS – *Energy Dispersive Spectroscopy*

UFPA – Universidade Federal do Pará

UIS – União Internacional de Espeleologia

IGC – Índice Geotécnico de Cavidades

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>12</b>
1.1 OBJETIVO .....	13
1.2. PROBLEMA E HIPÓTESE .....	13
1.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	13
<b>2 REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	<b>15</b>
2.1 CONTEXTUALIZAÇÃO FISIAGRÁFICA.....	15
2.2 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA .....	15
2.3 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA .....	19
2.4. CONTEXTUALIZAÇÃO ESPELEOLÓGICA.....	26
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>30</b>
3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	30
3.2. ATIVIDADES DE CAMPO.....	30
3.3. ATIVIDADES DE ESCRITÓRIO.....	30
<b>4 RESULTADO</b> .....	<b>33</b>
4.1 GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO .....	33
4.2 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	40
4.3 AS CAVERNAS DA ÁREA DE ESTUDO .....	53
<b>5 DISCUSSÃO</b> .....	<b>61</b>
<b>6 CONCLUSÃO</b> .....	<b>67</b>
<b>REFERÊNCIA</b> .....	<b>69</b>
<b>ANEXO</b> .....	<b>82</b>

# 1 INTRODUÇÃO

A região de Carajás é conhecida pelos seus grandes depósitos de minério de ferro de classe mundial (CHEMALE JÚNIOR; TAKEHARA, 2013), e, recentemente vem se destacando por ser uma das maiores províncias espeleológicas relacionadas às coberturas lateríticas (MAURITY, 1995; GONÇALVES *et al.*, 2016).

Estas coberturas lateríticas são resultantes de um profundo intemperismo das rochas registradas desde o Cretáceo Superior, conforme datação geocronológica em criptomelana supergênica pelo método Ar/Ar (VASCONCELOS *et al.*, 1994), até os dias atuais.

A paisagem de Carajás conforme os registros geomorfológicos regionais vêm sofrendo movimentos epirogenéticos desde o Paleógeno até os dias de hoje (AB'SÁBER, 1986). Esses movimentos ascencionais lentos resulta na formação de em uma espessa cobertura de alteração intempérica e desenvolvimento de um perfil laterítico maturo (COSTA, 1991), onde as crostas lateríticas detríticas (cangas) são registro de 4 superfícies de aplainamento correlacionáveis com as superfícies Sul-Americana, Velhas I e II e Paraguaçu (KING, 1956).

As cavernas e outras feições pseudocárticas na Serra dos Carajás, se desenvolveram abaixo da crosta laterítica em uma parte permoporosa do perfil laterítico, no topo do substrato saprolítico, conhecido por zona de baixa densidade (MAURITY, 1995; MAURITY, KOTSCHOUBEY, 1995; GONÇALVES *et al.*, 2016).

Haja vista a importância dos aspectos geológicos e geomorfológicos para o entendimento genético das cavernas, é proposto neste trabalho a elaboração de um quadro evolutivo das superfícies de aplainamentos e os processos erosivos atuantes em relação as cavernas do flanco leste da mina de N4E-Norte de Carajás. Este estudo é uma tentativa de se relacionar o desenvolvimento de cavernas às características geológicas e geomorfológicas da região de Carajás, podendo auxiliar nas técnicas de prospecção, análise de relevâncias e ainda, nas questões de estabilidade geotécnica das cavernas.

## 1.1 OBJETIVO

Correlacionar crostas lateríticas detríticas, superfícies de aplainamento e formas de erosão com as cavernas localizadas no flanco leste da mina de N4E-Norte.

Os objetivos específicos são:

- Caracterizar os tipos de crostas lateríticas;
- Definir os tipos de formas erosivas;
- Propor uma cronologia relativa para as cavernas;
- Contribuir em trabalhos espeleológicos relacionados à mineração.

## 1.2. PROBLEMA E HIPÓTESE

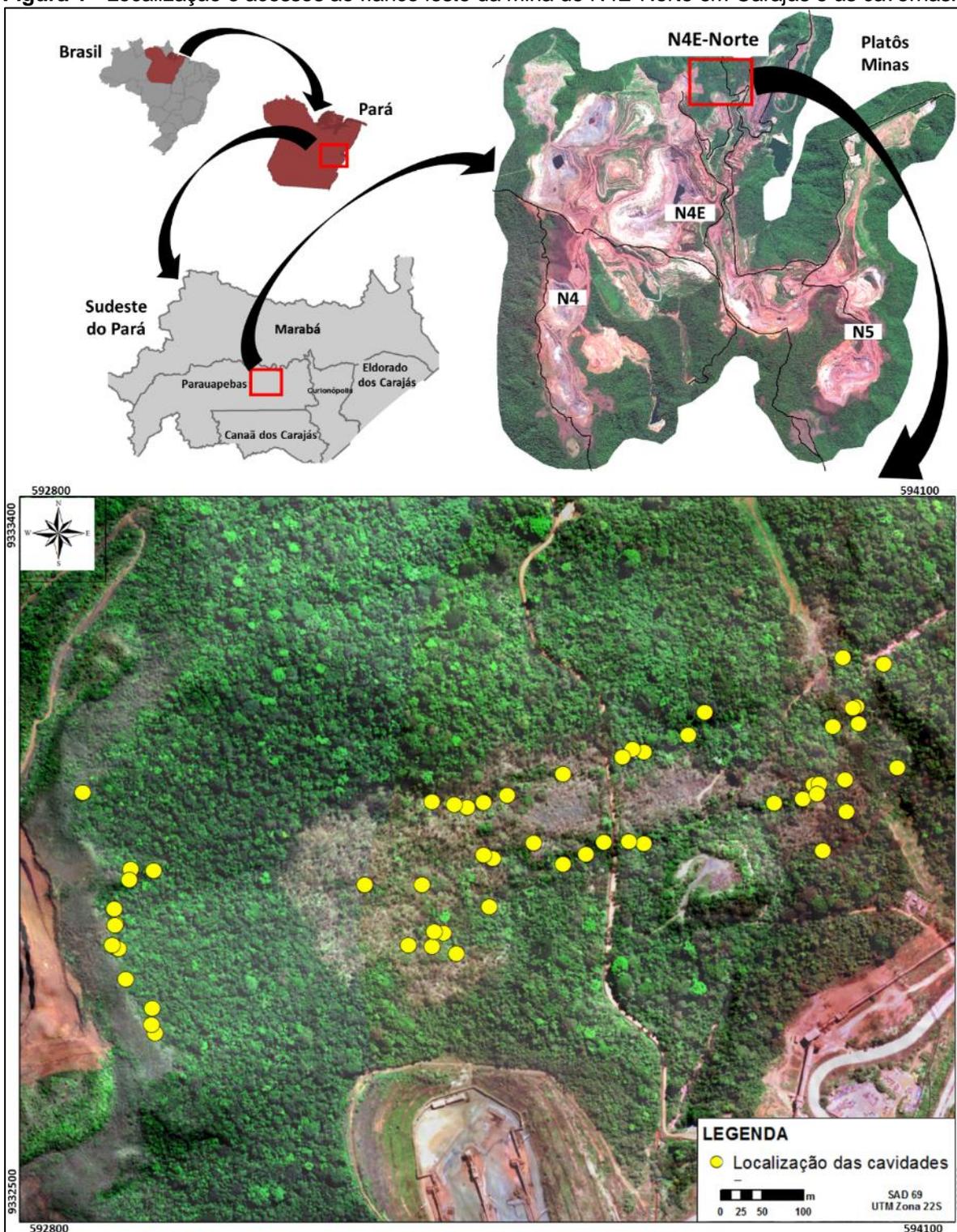
Os fatores geológico/geomorfológicos envolvidos e os estágios de evolução das cavernas sob crostas lateríticas detríticas não são claramente definidos na literatura, o que diminui a eficiência dos trabalhos de prospecção espeleológica, fragiliza os estudos de geoespeleologia para fins de definição de relevância ambiental e tornam imprecisos os monitoramentos geotécnicos de cavernas próximas as atividades minerárias. A hipótese deste trabalho é de que as cavernas do flanco leste da mina de N4E-Norte em Carajás dependem diretamente da presença de alternância na intensidade das atividades tectônicas, que geram os processos erosivos, na fase de maior intensidade, e, as crostas lateríticas detríticas durante as fases de menor intensidade, levando as superfícies ao aplainamento.

## 1.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no flanco leste da mina N4E-Norte, do platô N4, pertencente ao Complexo Mineral de Carajás, em Serra Norte, no sudeste do estado do Pará, município de Parauapebas (Figura 1).

O acesso rodoviário, a partir de Belém é feito pelas PA's 475 e 150 até Marabá, depois pela BR 155 até Eldorado dos Carajás, e, seguindo (a direita) pela PA 275, até Parauapebas, totalizando um percurso de cerca de 800 km.

**Figura 1** - Localização e acessos ao flanco leste da mina de N4E-Norte em Carajás e às cavernas.



Fonte: Próprio autor (2019).

## 2 REFERENCIAL TEÓRICO

### 2.1 CONTEXTUALIZAÇÃO FISIAGRÁFICA

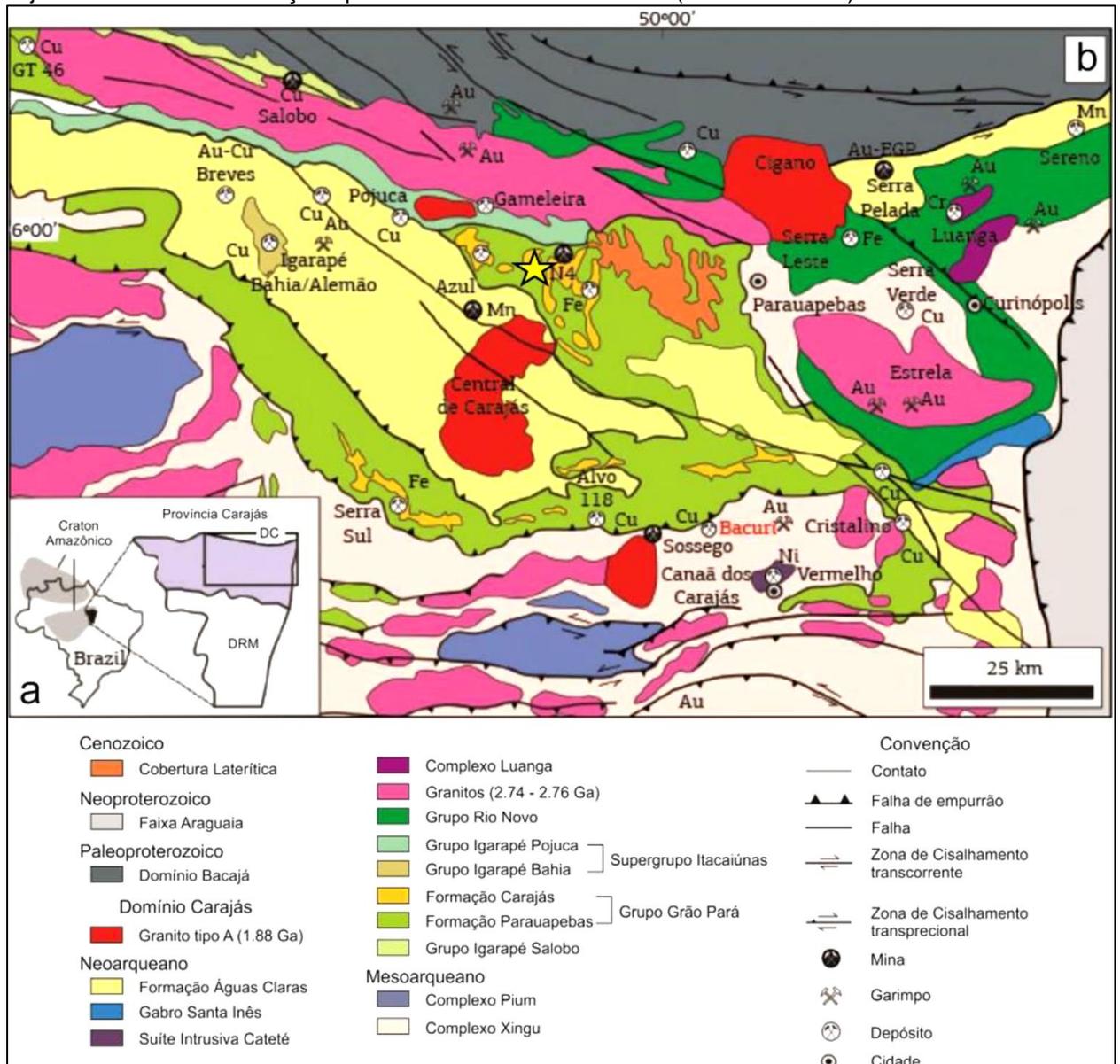
De acordo com a classificação de Köppen, a região de Carajás apresenta um clima amazônico do tipo Am, tropical úmido com a temperatura média do mês mais frio superior a 18°C e inverno seco (AMPLO, 2010). Na estação chuvosa, os volumes mais expressivos concentram-se no período de janeiro a março e a precipitação média mensal desse intervalo é da ordem de 300 mm, aproximadamente 80% do total anual. O período seco inclui os meses de junho, julho e agosto, cuja média mensal de precipitação é da ordem de 30 mm, geralmente corresponde a menos de 5% do total anual (AMPLO, 2010).

A circulação de monção é um dos principais sistemas atmosféricos de grande escala que atua na faixa tropical, associada com a reversão da direção dos ventos em baixos níveis durante a fase de transição entre o inverno (pouca chuva) e o verão (muita chuva). Apesar de não ser observada a reversão dos ventos na região tropical da América do Sul, ela é considerada uma região sob o regime de monção devido às outras características, tais como um inverno seco e um verão chuvoso (GAN *et al.*, 2016). Estas variações de precipitação e temperatura configuram um sistema de monção para a região de Carajás.

### 2.2 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

A Província Mineral de Carajás hospeda importantes depósitos de Fe, Mn, Au, Cu e Ni e encontra-se situada na porção sudeste do Cráton Amazônico, podendo ser dividida em dois domínios tectônicos, o Domínio Carajás, situado na porção norte e o Domínio Rio Maria, localizado na porção sul (VASQUEZ *et al.*, 2008a) (Figura 2). Esses domínios estão separados por uma zona de cisalhamento E-W, podendo existir um domínio de transição entre estes dois domínios, como sugerido por Dall'Agnol *et al.* (2006). Estudos mais recentes propuseram, para a parte sul do Domínio de Carajás, uma divisão em dois subdomínios distintos, denominados como Subdomínio de Canaã dos Carajás e Subdomínio Sapucaia (FEIO *et al.*, 2013).

**Figura 2** - a) Localização da Província Mineral de Carajás. b) Mapa Geológico do Domínio Carajás e adjacências com a localização aproximada da área de trabalho (estrela amarela).



Fonte: Modificado de Vasquez *et al.* (2008a).

Pinheiro e Holdsworth (2000) defendem que a região de Carajás teria sido alvo de cinco episódios tectônicos: transpressão sinistral dúctil, formando da trama dúctil E-W, entre 3.0 e 2.8 Ga; transpressão sinistral, reativação rúptil da trama E-W; transtensão dextral, onde se formaria os sistemas Carajás-Cinzeno e a Falha Carajás após 2.7 Ga; a 2,5 Ga uma transpressão sinistral teria gerado a inversão nas rochas da Bacia Carajás; e no Paleoproterozoico (1,88 Ga), um evento extensivo ou transtensivo possibilitou a intrusão de plútons graníticos e de diques.

As principais estruturas neotectônicas da região de Carajás são representadas por três feixes de falhas transcorrentes E-W e dois feixes de falhas normais N-S (BEMERGUY *et al.*, 2000), seguidos de descontinuidades NE e NW (COSTA *et al.*, 1991) como estruturas transpressivas e transtensivas, relacionados aos canais de drenagens mais jovens.

A litoestratigrafia de Carajás marcada pelo embasamento de rochas do Complexo Xingu cortadas pelas rochas do Supergrupo Itacaiúnas, uma sequência vulcano-sedimentar estruturada de idade Arqueana, constituída de andesitos basálticos e rochas vulcânicas félsicas pertencentes a Formação Parauapebas (MEIRELES *et al.*, 1984), intercaladas com as formações ferríferas bandadas da Formação Carajás (BEISIEGEL *et al.*, 1973), sequenciadas por rochas vulcanoclásticas da Formação Igarapé Cigarra (MACAMBIRA, 2003), todas pertencentes ao Grupo Grão-Pará.

A Formação Parauapebas é a unidade basáltica inferior, descritas como rochas vulcânicas máficas estratiformes, caracterizado como derrames basálticos, rochas vulcânicas félsicas subordinadas e intrusões máficas, localizadas na base da Formação Carajás, com contatos concordantes, ou seja, contemporâneos (BEISIEGEL *et al.*, 1973; MEIRELES *et al.*, 1984, GIBBS & WIRTH, 1990; MACAMBIRA, 2003). Esta unidade foi datada pelo método U-Pb em zircão obtendo-se idades entre  $2757 \pm 7$  Ma e  $2760 \pm 11$  Ma (MACHADO *et al.*, 1991; TRENDALL *et al.*, 1998).

A Formação Carajás é constituída de formações ferríferas bandadas (FFBs), do tipo jaspilitos, que apresentam bandamento definido pela alternância de micro e mesobandas de óxidos de ferro (hematita, magnetita e martita), jaspe (*chert* impregnado por hematita fina) e/ou chert branco, além de carbonatos subordinados. A granulação destas rochas é fina, com textura granoblástica, sendo por vezes venulados e brechados (BEISIEGEL *et al.*, 1973; BEISIEGEL 1982; MEIRELLES, 1986; MACAMBIRA & SILVA 1995; MACAMBIRA, 2003; LINDENMAYER *et al.*, 2001a; LOBATO *et al.*, 2005). A idade de deposição da Formação Carajás é estimada com base na datação de rochas metavulcânicas da Formação Parauapebas.

*Sills* de diabásio, oriundos de reativações de falhas E-W em regime rúptil-dúctil, intruíram os jaspilitos da Formação Carajás (TEIXEIRA; EGGLE, 1994), correspondem aos últimos eventos magmáticos registrados na região (LINDENMAYER *et al.*, 2001).

A sequência de rochas na região de Carajás estão profundamente intemperizadas e apresentam coberturas lateríticas Cenozoicas que sustentam um relevo de platôs, além de depósitos aluviais clásticos do Quaternário nos vales (DOCEGEO, 1988).

As coberturas lateríticas são resultantes do intenso processo de intemperismo químico, sendo o termo laterita primeiramente utilizado por Buchanan (1807) expostos ao sol no sul da Índia. Posteriormente, o termo foi pouco a pouco sendo utilizado na comunidade científica em função da ampla ocorrência das lateritas na zona intertropical do planeta. Schellmann (1981) definiu, de forma mais completa que as lateritas seriam produtos de intemperismo intenso, cujo teor de Fe e/ou Al é maior e o conteúdo de Si é menor do que nas rochas mães, consistindo, predominantemente, de goethita, hematita, gibbsita, caulinita e quartzo. A temperatura e a umidade seriam os principais fatores climáticos controladores da composição mineralógica das lateritas, formando camadas superficiais endurecidas no topo dos perfis de intemperismo (TARDY *et al.*, 1991).

Os terrenos lateríticos da Amazônia demonstram que ao longo do tempo geológico, os perfis de alteração intempérica foram submetidos a fatores climáticos que variaram em sua intensidade e no tempo de atuação, com a formação de perfis contendo horizontes ou camadas com características variadas (COSTA, 1991).

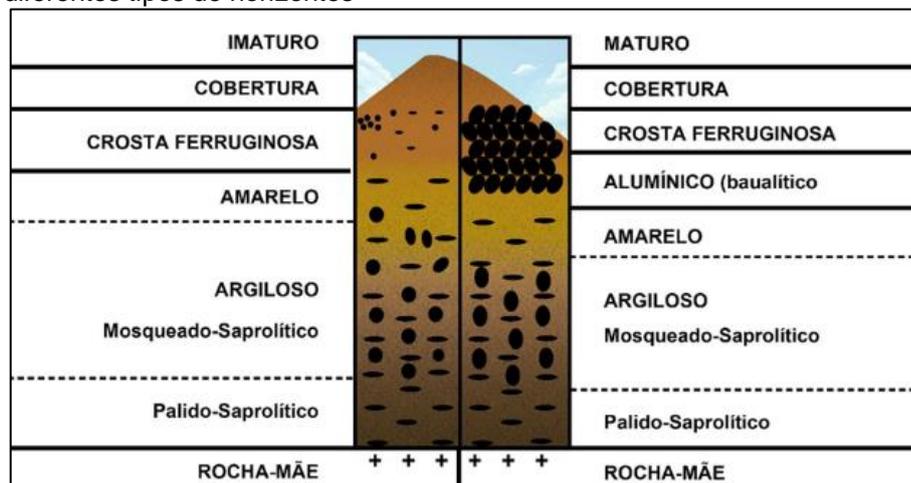
O grau de evolução dos terrenos lateríticos podem ser classificados como imaturos e maduros conforme a constituição mineralógica, geoquímica e geografia (COSTA, 1991). As lateritas maduras, em geral, é encontrada em extensões geográficas reduzidas a platôs ou planaltos de pequena extensão, com texturas, estruturas, mineralogia, feições geoquímicas e mineralizações associadas mais evoluídas e complexas. As lateritas imaturas são encontradas em amplas extensões geográficas nas planícies, menos evoluídas que as maduras (COSTA, 1991) As diferenciações das principais zonas ou horizontes de perfis lateríticos comuns na Amazônia (COSTA, 1991) (Figura 3), são:

- Crosta ferruginosa – ocorre normalmente no topo dos perfis e endurecida, por vezes conglomerático ou brechóide, apresenta coloração marrom-avermelhada e é constituído de óxi-hidróxidos de ferro;
- Horizonte bauxítico – zona transicional que se encontra em contato abrupto com o horizonte argiloso, apresenta coloração amarela-avermelhada, imersos

em uma matriz argilosa de abundância variável, constituído, no geral, de hidróxidos ou fosfatos de alumínio. Neste horizonte são frequentes os aspectos cavernosos e esponjosos, com estruturas colunares e nodulares;

- Horizonte argiloso - imediatamente sobreposto ao horizonte transicional, onde os minerais singenéticos mais representativos são os argilominerais e os óxi-hidróxidos de ferro.
- Horizonte pálido ou transicional - Transição entre a rocha sã e o horizonte argiloso sobreposto, de coloração mais pálida em relação a rocha-mãe, sendo constituído basicamente de argilominerais complexos;

**Figura 3** - Perfis lateríticos da Amazônia, distinguindo-se perfis imaturos e maduros com a disposição vertical dos diferentes tipos de horizontes



Fonte: Modificado de Costa (1991).

Os perfis lateríticos da região de Carajás, apresentam expressivas espessuras, chegando até 400 metros, com a presença de uma crosta laterítica detrítica no seu topo com espessuras médias de 15 metros, apresentando, comumente, aspecto semelhante a um arcabouço sedimentar, com clastos angulosos e arredondados, predominantemente hematíticos, autosuportados ou com matriz de consistência argilosa essencialmente composta por hematita e goethita (MAURITY; KOTSCHOUBEY, 1995).

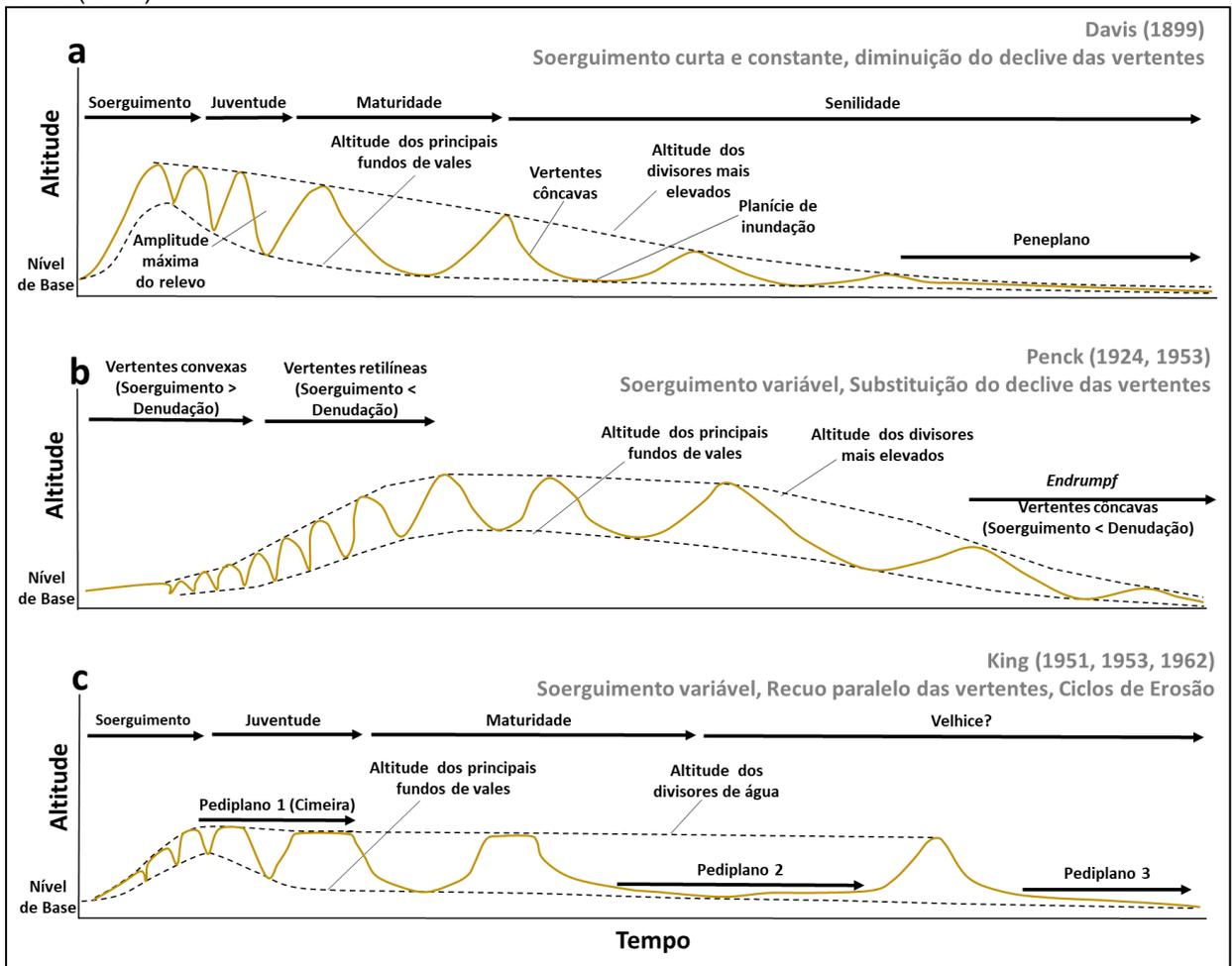
### 2.3 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A teoria sobre evolução do relevo, de Davis (1889), sustenta-se na ideia que as vertentes evoluiriam por meio da modificação e seus ângulos de inclinação, pela capacidade de entalhamento e/ou aprofundamento mecânico da superfície, em função dos cursos fluviais (CASSETI, 2001). Em uma outra abordagem, Penck (1924)

acreditava que as vertentes evoluíam por um processo erosivo de recuo paralelo, sem modificação de seus ângulos de inclinação superiores, condicionadas pelas projeções altimétricas dos níveis de base local e geral (CASSETI, 2001).

Os estudos realizados por King (1956, 1962), na África e América do Sul, levaram à concepção de uma sequência de ciclos erosivos responsáveis pelo aplainamento de suas respectivas superfícies geomórficas (Quadro 1). No caso de modelo de King (1956), assimilou pontos do modelo de Davis (1899) e de Penck (1953), sendo o recuo paralelo das vertentes seria o mecanismo fundamental na evolução do relevo, com manutenção dos ângulos de declividade e geometria, tendo como forma resultante a geração de amplas superfícies inclinadas na base das vertentes, denominadas de pedimentos, que por coalescência formariam os pediplanos (VERVLOET, 2012) (Figura 4).

**Figura 4 -** Modelos de evolução de relevo em relação ao tempo e elevação do terreno. a) A teoria de Davis (1899).



Fonte: Modificado de Summerfield (1991).

O aplainamento de uma superfície é resultado da inexistência de atividades orogênicas durante um certo período de tempo, onde os processos erosivos passam a atuar com maior predominância até a completa denudação do relevo (BIROT, 1968). Estas superfícies podem ter posições relativas no tempo geológico e constituem subsídios importantes no entendimento da evolução geomorfológica de uma dada região (SILVA, 2009).

Para diversos autores as superfícies de aplainamento têm sido desenvolvidas desde o final do Cretáceo (KING, 1956; BARBOSA, 1980; AB'SÁBER, 1986; VARAJÃO, 1991; VALADÃO, 1998; 2009; PEUVAST, SALES, 2002; SILVA, 2009). Em Carajás, estas superfícies podem ser associadas aquelas descritas por King (1956) (Figura 5) e puderam ser confirmadas por meio de datações dos períodos de intemperismo do final o Cretáceo até o Quaternário, responsáveis pelo aplainamento do relevo, (VASCONCELOS *et al.*, 1994; MONTEIRO *et al.*, 2018).

**Figura 5** - Ciclos erosivos de aplainamento descritos por King (1956).

Ma	IDADE	SUPERFÍCIE	CARACTERÍSTICAS
0	Quaternário	Ciclo Paraguaçu	Gargantas e vales dos menores sistemas fluviais, terraços elevados e cachoeiras.
2,5	Neógeno	Ciclos Velhas I e II	Raro aplainamento generalizado, paisagem ondulada, pedimentada, extensos depósitos arenosos e destruiu parte da superfície anterior.
23,7	Paleógeno	Ciclo Sulamericano	Chapadas, depósitos superficiais lateríticos, acima dos vales ou planícies onduladas.
64,4			

Fonte: Modificado de Silva (2009).

Os estudos de Monteiro *et al.* (2018), sugerem uma erosão lenta para os platôs de Carajás que são correlacionados com Superfície Sul-Americana de King (1956), e, que as depressões ou planícies da região, denominada pelos autores como Superfície Itacaiúnas, estão relacionadas a Superfície Paraguaçu de King (1956).

### **Elementos do relevo**

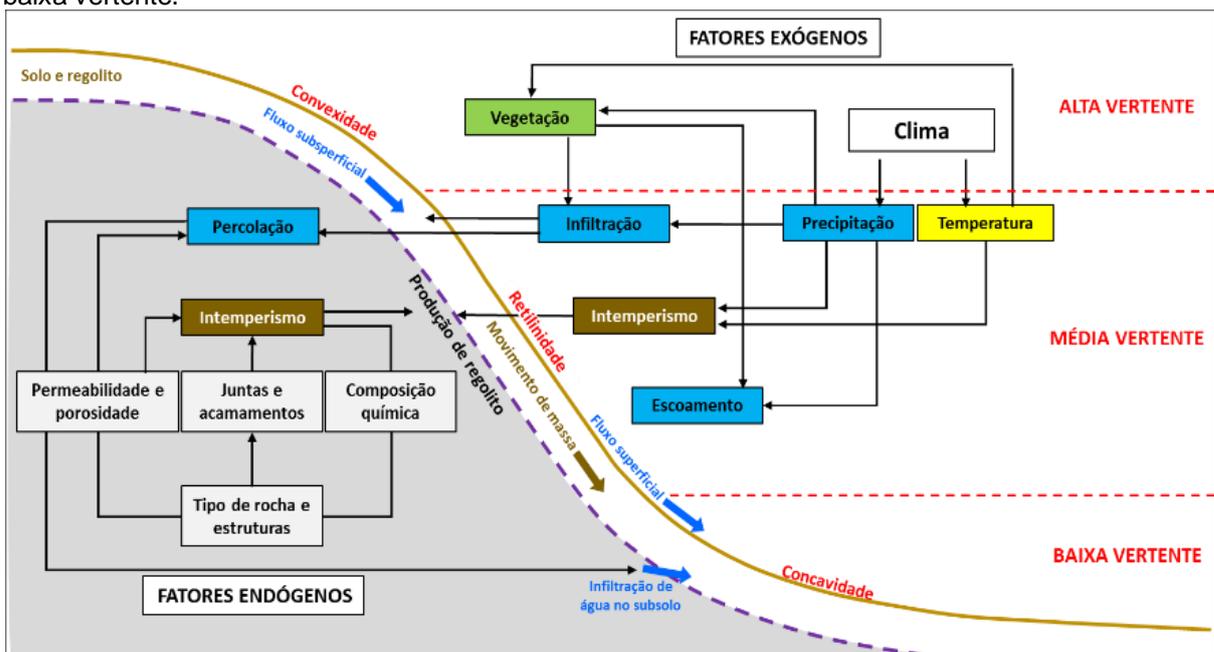
A definição de alguns elementos do relevo é importante para o melhor entendimento do que será discutido ao longo do trabalho.

O relevo é a diferença entre as elevações mais altas e mais baixas de uma área, que no sentido mais generalista, são as formas geradas por cordilheiras (montanhas e morros), planaltos (chapadas e serras, incluindo escarpas e vertentes), planícies e depressões (PRESS *et al.*, 2006). O relevo cárstico é uma paisagem com formas caracterizadas pela dissolução, que ocorrem tipicamente nas rochas carbonáticas

(WHITE, 1988; GILLIESON, 1996). Algumas formas que caracterizam um relevo cárstico podem ser encontradas também em outras rochas, denominado de *pseudocarste*, onde o processo principal formador não seria a dissolução, e sim a erosão mecânica subsuperficial (GRIMES, 2008). A formação de dolinas, *pipies* e cavernas em regiões cobertas por lateritas, por exemplo, vem sendo registrada em muitos estudos e é conhecida como “*carste laterítico*” (KAY, 1972; ROBERSON, 1979; GRIMES, 1997; SPATE, 2001; GRIMES, SPATE, 2008). Esse tipo especial de *carste* também pode ser considerado como um tipo de *parakarst* (rochas não carbonatadas) (GRIMES, 1997), porém com grande complexidade dos processos químicos e físicos envolvidos nas formações dos perfis de intemperismo profundo e da própria cobertura laterítica (BUTT; ZEEGERS, 1992).

As vertentes são os principais elementos do relevo de um terreno (TRICART, 1957), podendo ser definida uma superfície inclinada, extensa ou distintamente limitada, subordinada às leis gerais da gravidade (DYLIK, 1968). Os processos que ocorrem nas vertentes são controlados tanto pelos fatores exógenos, representados pela dinâmica climática e os agentes intempéricos, como pelos fatores endógenos, que englobam a geologia e a tectônica (CASSETI, 2001; CLARK, SMALL, 1982) (Figura 6).

**Figura 6** - O sistema de uma vertente convexo-retilíneo-côncavo e relação com a alta, a média e a baixa vertente.



Fonte: Modificado de Clark e Small (1982).

As vertentes foram diferenciadas por um critério de elevação e forma do relevo, onde a alta vertente está relacionada a zona convexa do relevo, já a média vertente está vinculada a porção intermediária do relevo e com aspecto predominantemente retilíneo, e, a baixa vertente, que está relacionada com a porção mais inferior do relevo, apresenta característica côncava.

O *front* de alteração intempérica é o contato entre as rochas e os saprólitos, que é uma discordância condicionada pela capacidade de a rocha resistir a alteração provocada pelo intemperismo químico (MILLOT, 1983). Correspondente ao *front* de alteração, a cornija é uma camada resistente de topo que sustenta a forma do relevo, correspondente as crostas lateríticas detriticas de Carajás (CASSETI, 2001).

O termo *gully* é originário da palavra francesa *goulet*, uma forma diminuta de *goule*, que significa garganta. No português *gully* pode ser traduzida como ravina ou voçoroca. O *gully* é uma feição tipicamente resultante da erosão fluvial e gravitacional que evolui através da conjugação entre um escoamento efêmero, precipitação e movimentos de massa em cabeceiras declivosas, intensificados em canais estreitos, removendo o solo ou zonas intemperizadas até profundidades consideráveis ao longo de poucos anos ou vários milênios até alcançar sua estabilidade junto ao lençol freático (SCHUMM *et al.* 1984; BIGARELLA, MAZUCHOWSKI, 1985; SALOMÃO, 1994; 1999; ALMEIDA FILHO, 2000; COLLISON, 2001; SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA, 2001; ALMEIDA *et al.*, 2005; MORGAN, 2005; POESEN *et al.*, 2006; VITTE, MELLO, 2007; KIRKBY, BRACKE, 2009; BERGONSE, REIS, 2011).

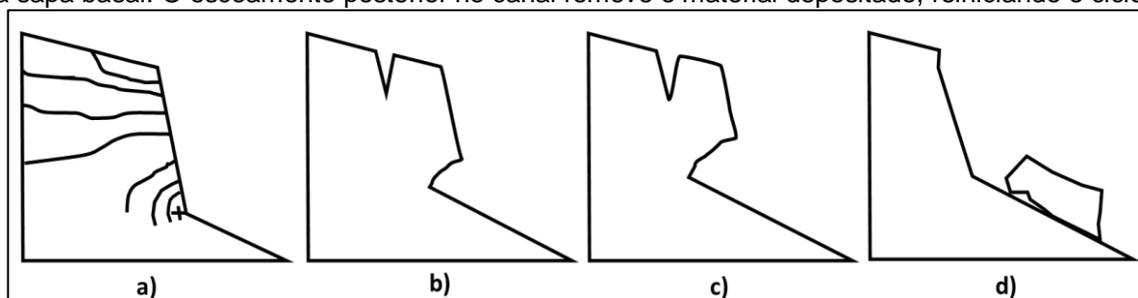
Os *gullies* aluviais pode ser amplamente classificada em quatro grupos principais (BROOKS *et al.*, 2006):

- Lineares – *gullies* alongados, sem redes de drenagem secundárias bem desenvolvidas, uma fase incipiente.
- Dendríticos – *gullies* em redes de drenagem bem definidas, separadas por diferentes interflúvios, com cabeceiras frequentemente indistintas.
- Anfiteatros – *gullies* tão largas quanto mais longas, sem controle estrutural da sua expansão lateral, com escarpas bem desenvolvidas no topo e drenam para canais estreitos.
- Frente de Escarpa Contínua – *gullies* escarpados, localizados paralelamente ao canal principal dos rios, desenvolvendo-se a partir da coalescência dos *gullies* em anfiteatro, mais maduras e com maiores taxas de expansão lateral.

Bergonse e Reis (2011) consolidaram o processo de evolução para a formação de *gullies* nas seguintes fases:

- Surgimento do *gully por meio do* solapamento basal nas paredes e cabeceiras em função da liberação de tensões (*seepage hollows*) (WELLS *et al.*, 1991).
- Aprofundamento, regressão, e expansão lateral pelo solapamento.
- Remoção do material inconsolidado por força de exfiltração (*seepage erosion*), sobre pressão hidráulica (*pipping*) (DIETRICH; DUNNE, 1993).
- Formação e alargamento de tubos, em materiais inconsolidados ou friáveis.
- Solapamento basal da cabeceira (*plunge-pool*) em função da progressão lateral e remontante das erosões, em função das diferenças altimétricas do relevo e aumento do gradiente hidráulico (KARMANN, 2003).
- Formação de fraturas acima das paredes e cabeceiras, associadas à liberação da tensão em função do desnível altimétrico, associadas, a ciclos de umedecimento/secagem do solo, favorecendo a infiltração e erosão por meio de um processo cíclico de recuo das vertentes (BOCOO, 1991; DIETRICH, DUNNE, 1993; BULL, KIRKBY, 1997; COLLISON, 2001) (Figura 7).

**Figura 7** - Ciclo de recuo de cabeceiras proposto por Collison (2001). a) Planos de tensão tangencial no perfil da cabeceira, sendo o máximo na base. b) Inicia-se as fraturas e o solapamento da base. c) Infiltração promovida pelas fraturas, acelerando o escoamento subsuperficial, dinamizando o solapamento e as tubulações. d) Colapso de um plano de ruptura tangencial definido entre as fraturas e a sapa basal. O escoamento posterior no canal remove o material depositado, reiniciando o ciclo.



Fonte: Modificado de Callison (2001).

O *Piping* é uma erosão interna no maciço provocada pela remoção de partículas, formando “tubos” vazios ou dutos que evoluem em sentido contrário ao do fluxo de água, podendo dar origem a colapsos e escorregamento laterais no terreno que alargam ou criam novos *gullies* (SALOMÃO, 1994; ALMEIDA FILHO, RIDENTE JÚNIOR, 2001). Estas feições podem constituir cavernas com diâmetros que variam de centímetros a metros, tornando-se visíveis quando são interceptadas por *gullies* ou

estruturas de abatimento. A macroporosidade do solo, a rede de raízes, a atividade biótica e os contrastes texturais favorecem a formação e evolução dos *pipes* (DIETRICH, DUNNE, 1993; THOMAS, 1994).

O termo neotectônica foi introduzido por Obruchev (1948) consiste em movimentos da crosta terrestre, que se instalaram desde o Paleógeno, controladores da morfologia do relevo, sobretudo fluviais, geralmente não ultrapassando idades superiores a 2 milhões de anos (STEWART, HANCOCK, 1994; KELLER, PINTER, 1996; SAADI, 1998; LIMA, 2000).

O quadro neotectônico da plataforma Brasileira apresenta deformações cenozóicas em toda sua amplitude, se estendendo pelo Cráton Amazônico e reativando antigas estruturas (SAADI, 1993; COSTA *et al.*, 1996).

Os primeiros movimentos neotectônicos na porção norte da Placa Sul-Americana ocorreram após o período de estabilidade do Oligoceno, que resultou de dois episódios maiores de movimentação, separados por um período de estabilidade no Pleistoceno Médio, além de novos movimentos tectônicos no Mioceno e Quaternário (COSTA *et al.*, 1996).

Os platôs da região de Carajás teriam sido formados no Paleógeno, quando a partir do Mioceno começou a incidir no interior da placa o regime direcional dextral que responde pelo quadro neotectônico. Após o período de estabilidade do Pleistoceno Médio, marcado pelo desenvolvimento do perfil laterítico imaturo, foram retomados os movimentos transcorrentes E-W e falhas normais N-S, que se mantiveram em um regime de transpressão, posteriormente interligados com falhas inversas de movimentação dextral, esse conjunto é responsável por controlar vários segmentos dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, bem como o perfil laterítico maturo (COSTA *et al.*, 1996). Admite-se que a movimentação da placa Sul-Americana tende, mais recentemente, para ESE-WNW (ASSUMPÇÃO, 1992; 1998; STEFANICK, JURDY, 1992).

A atividade neotectônica é importante na Placa Sul-Americana devido a influência decisiva no modelado da paisagem, desenvolvimento das superfícies de aplainamentos, na definição de fluxo e acumulação de água e controle de alteração de rochas (COSTA *et al.*, 1996).

Conforme as características morfoestruturais e morfoclimáticas locais, a paisagem de Carajás pode ser dividida em duas partes, o Planalto Dissecado do Sul do Pará e a Depressão Periférica do Sul do Pará (BOAVENTURA *et al.*, 1974). O

Planalto dissecado é representado pela própria topografia que a Serra dos Carajás possui, cujo eixo maior estende-se por 160 Km (leste-oeste) e eixo menor por 60 Km, onde a cota altimétrica mais elevada é de 897 metros acima do nível do mar, em Serra Sul. A Depressão periférica é representada pelas planícies do rio Itacaiúnas, com cota mais baixa, no geral, 150 metros acima do nível do mar (BOAVENTURA *et al.*, 1974) (Figura 9).

Quanto a evolução do relevo de Carajás, Boaventura *et al.* (1974) propõe cinco eventos principais:

- Formação dos pediplanos de topo, no Pré-Cretáceo;
- Retrabalhamento Pliocênica da superfície pediplanizada no primeiro evento, resultando na formação de coberturas lateríticas ferruginosas;
- Dissecação Pós-Pliocênica da superfície do platô por circundesnudação, onde os processos erosivos reduzem as bordas das superfícies aplainadas em função da tectônica ascendente;
- Pediplanação Pleistocênica, que formou os níveis de piso da depressão ou das áreas topograficamente rebaixadas, situadas no entorno dos platôs, gerando as escarpas de linha de falha nas bordas dos platôs;
- Atualmente predomina o processo de avanço generalizado da dissecação, de maneira que no pediplano pleistocênico (baixadas) predominam as colinas e os ravinamentos (*gullies*).

#### 2.4. CONTEXTUALIZAÇÃO ESPELEOLÓGICA

De acordo com a União Internacional de Espeleologia (UIS), o termo caverna consiste em uma abertura natural formada em rocha abaixo da superfície do terreno, larga o suficiente para a entrada de uma pessoa.

Com relação a origem das cavernas relacionadas às rochas lateríticas, diversos artigos científicos no mundo têm citado a sua ocorrência, porém ainda não se tem um consenso sobre os processos de formação dessas feições (DIXEY, 1920; PRESCOTT, PENDLETON, 1940; ALEXANDER & CADY, 1942; SIVARAJASINGHAN *et al.*, 1962; MAIGNIEN, 1966; LEFROY, LAKE, 1972; KAY, 1972; GWYNNE-JONES, 1973; SHANNON, 1975; BOYÉ, PASCUAL, 1978; ROBERTSON, 1979; BOWDEN, 1980; FINLAYSON, 1982; TWIDALE, 1987; BUTT, ZEEGERS, 1992; MCFARLANE, 1995; GRIMES, 1997; SPATE, 2001; SPIER, 2005; GRIMES, SPATE, 2008).

No Brasil, vários estudos sobre espeleogênese em terrenos lateríticos foram realizados na última década, especialmente no Quadrilátero Ferrífero e em Carajás (SIMMONS, 1963; TOLBERT *et al.*, 1971; VILELA, 1983; PINHEIRO *et al.*, 1985; PINHEIRO & MAURITY, 1988; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1992, 1994, 1995, 2005; MAURITY, 1995; ROSIÈRE & CHEMALE JR, 2001; AULER & PILÓ, 2005; DUTRA, 2013; PILÓ & AULER, 2009; CARMO *et al.*, 2011; CALUX, 2013; AULER *et al.*, 2014; PILÓ *et al.*, 2015; CABRAL *et al.*, 2016, BRAGA *et al.*, 2017).

Uma unidade espeleológica foi definida para a região da Província Mineral de Carajás, cujo padrão de relevo é marcado pela presença de treze serras de topos aplainados, ou, por vezes, aguçados, incluindo suas vertentes e depressões (VALENTIM & OLIVITO, 2011). A Unidade Espeleológica de Carajás é uma das maiores províncias de cavernas não calcáreas conhecida no mundo, até o momento.

A primeira citação sobre cavernas em Carajás deve-se a Tolbert *et al.* (1971) durante o descobrimento do potencial mineral da região. Posteriormente os trabalhos realizados por Pinheiro & Maurity (1988) e Maurity & Kotschoubey, (1992, 1994) defenderam o potencial de ocorrência destas feições pseudokarsticas na região.

Em estudo detalhado no platô N1, na Serra Norte de Carajás, foi demonstrado que o teto das cavernas é constituído por crostas lateríticas e que essas foram desenvolvidas mais abaixo nas zonas de transição, onde o material é menos endurecido no perfil de intemperismo (MAURITY, 1995).

Estudos mais abrangentes, considerando os platôs de Serra Norte e Serra Sul de Carajás, confirmam uma grande similaridade entre as cavernas sob os aspectos litológicos, geomorfológicos e até mesmo fisiográficos (VALENTIM & OLIVITO, 2011).

Estudos recentes apontam uma importância de destaque do intemperismo químico no desenvolvimento de cavernas, associando ainda a formação das cavidades aos processos de mineralização supergênica, dissolução e lixiviação de minerais presentes nas bandas silicosas do jaspilito (PILÓ & AULER, 2009; ABREU *et al.*, 2016; CABRAL *et al.*, 2016).

Devido ao profundo intemperismo dos terrenos lateríticos, outros trabalhos enfatizaram os processos de dissolução e lixiviação da sílica presente no jaspilito (formação ferrífera bandada) como o principal agente formador de cavernas (PINHEIRO & MAURITY, 1988; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1992, 1994, 1995, 2005; MAURITY, 1995; ROSIÈRE & CHEMALE JR, 2001; PILÓ & AULER, 2009;

AULER & PILÓ, 2005; CARMO *et al.*, 2011; AULER *et al.*, 2014; PILÓ *et al.*, 2015; CABRAL *et al.*, 2016).

Outro processo relacionado ao desenvolvimento e/ou ampliação das cavernas é a erosão mecânica pela ação das águas, que tem sua intensidade determinada pelos níveis de soerguimentos epirogenéticos, responsáveis pela elevação altimétrica e aumento da declividade do terreno e, conseqüentemente, do gradiente hidráulico (SIMMONS, 1963; MAURITY, 1995; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1994; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1995, AULER & PILÓ, 2005; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 2005; DUTRA, 2013; GONÇALVES *et al.*, 2016).

Dentre todas as características do maciço, a presença de descontinuidades litológicas, é uma das mais citadas e aceitas pelos diferentes autores como controlador da formação de cavernas em Carajás (PINHEIRO & MAURITY, 1988; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1992, 1994, 1995, 2005; MAURITY, 1995; ROSIÈRE & CHEMALE JR, 2001; PILÓ & AULER, 2009; AULER & PILÓ, 2005; CARMO *et al.*, 2011; AULER *et al.*, 2014; PILÓ *et al.*, 2015; CABRAL *et al.*, 2016, GONÇALVES *et al.*, 2016), corroborando com a literatura mundial (VANN, 1963; MOSS, 1965; THOMAS, 1974; BOWDEN, 1980; MCFARLANE & TWIDALE, 1987; GRIMES & SPATE, 2008).

A importância de estruturas pretéritas de acamamento do jaspilito em algumas cavernas de Carajás, tectônicas ou não, vem sendo defendido principalmente em alguns trabalhos mais recentes (CABRAL *et al.*, 2016, BRAGA *et al.*, 2017).

A ação da gravidade, que promove os abatimentos, processo mais tardio e significativo para o aumento de volume das cavernas, é bastante aceito para a cavernas desenvolvidas sob crostas lateríticas em Carajás (PINHEIRO & MAURITY, 1988; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1992, 1994, 1995, 2005; MAURITY, 1995; ROSIÈRE & CHEMALE JR, 2001; PILÓ & AULER, 2009; AULER & PILÓ, 2005; CARMO *et al.*, 2011; AULER *et al.*, 2014; PILÓ *et al.*, 2015; CABRAL *et al.*, 2016), assim como em outras regiões do mundo, tanto para as cavernas em terrenos carbonáticos, como lateríticos (PALMER, 1991; ANDREYCHOUK *et al.*, 2009).

A ação dos agentes biológicos, tanto a fauna, como a flora, é ainda pouco estudada. Algumas considerações sobre a ação das raízes e depósitos de guano observados nas cavidades foram descritos (MAURITY, 1995; DUTRA, 2013). Nos terrenos lateríticos da Indonésia e Austrália, a carstificação tem como processo

essencial a dissolução de óxidos de ferro por meio da atuação de agentes microbiológicos (MCFARLANE & TWIDALE, 1987).

## **3 MATERIAIS E MÉTODOS**

### **3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO**

O levantamento bibliográfico foi realizado buscando referências publicadas sobre as coberturas lateríticas, as superfícies geomorfológicas e espeleologia, importantes para um adequado embasamento teórico deste trabalho.

### **3.2. ATIVIDADES DE CAMPO**

Os levantamentos de campo foram realizados no período de 27 a 31/03/2017 e, posteriormente, nos dias 10/03/2018, 04/05/2018 e 28/05/2018.

#### **3.2.1 Mapeamento geológico**

O mapeamento geológico foi executado durante as atividades de campo, visando o detalhamento das diferentes ocorrências litológicas da superfície, como, crostas lateríticas, saprólitos de jaspilito e rochas máficas, além de solos associados.

#### **3.2.2 Mapeamento geomorfológico**

O mapeamento geomorfológico de detalhe consistiu na identificação dos principais elementos do relevo existentes na área (superfícies geomorfológicas de aplainamento, cornijas, escarpas, vertentes, *gullies* e cursos d'água) no software *Arcgis* 10.4, utilizando imagens de satélite *WorldView* 3 e imagens *LIDAR*.

### **3.3. ATIVIDADES DE ESCRITÓRIO**

#### **3.3.1 Caracterização morfológica das cavernas**

As características morfológicas do interior das cavernas foram extraídas de plantas topográficas nível 5d do sistema BCRA (*British Cave Research Asssocation*) (DAY, 2002), realizadas pela FCCM (Fundação Casa de Cultura de Marabá) (ATZINGEN *et al.*, 2009) e modificados pela empresa CARSTE (COELHO *et al.*, 2013). Estes dados foram extraídos por meio de medições nas plantas topográficas por meio do *software Arcgis* 10.4 e tabulados no *Excel* 2016.

As variáveis utilizadas para a realização de análise, são de origem qualitativas e quantitativas, onde foram confeccionados gráficos do tipo histograma e *boxplot*. Os gráficos com variáveis somente quantitativas foram analisados por meio de gráficos

de pontos de dispersão com linhas de tendência polinomial para se observar as variações dos dados ao longo do perfil.

As variáveis analisadas foram, externas: declividade do terreno, feições geomorfológicas, presença de crosta laterítica, espessura e tipos de *gullies*, e; internas: litologia, feições morfológicas internas, sentido principal de desenvolvimento, sentido da entrada, volume, altura média, largura média.

### **3.3.2. Análises microscópicas das crostas lateríticas**

Foram coletadas amostras para extração de imagens de alta resolução, de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e *Energy Dispersive Spectroscopy* (EDS), além de gráficos de Difração de Raio X (DRX). Estas amostras foram coletadas em cada uma das superfícies de aplainamento para caracterizar a mineralogia, e, posteriormente, relacionar com os aspectos morfológicos das cavernas.

Para a obtenção de imagens de alta resolução utilizou-se o scanner do Laboratório de Robótica do ITV-DS, de marca Epson e modelo *Perfection V750 Pro*, com até 6400 *ppp*.

A petrografia foi realizada para identificar as texturas predominantes e a assembleia mineralógica das amostras. Utilizou-se uma lupa binocular da marca *Zeiss*, modelo *Discovery V8* e câmara *AxioCam ICc 5*, do laboratório de microscopia do ITV.

No MEV, foram analisados fragmentos de amostras, de 1 a 2 mm de diâmetro, por meio da técnica de obtenção de imagem elétrons secundários com um equipamento da marca *Zeiss*, modelo *SIGMA VP*, com corrente do feixe de elétrons a 80  $\mu\text{A}$ , voltagem de aceleração constante de 10 kv e distância de trabalho a 8,5 mm, pertencente ao ITV-DS, instalado no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA).

No EDS foi utilizado o equipamento *Sedona-S* para microanálise semi-quantitativa dos elementos químicos das amostras, operado com feixe de elétrons a 80  $\mu\text{A}$ , voltagem de aceleração constante a 20 kv, distância de 8,5 mm e tempo de contagem para análise dos elementos de 30 s.

Para identificação mineralógica das amostras foi utilizado as técnicas de difração de raios-x, com o equipamento *PANalytical diffractometer model TW3040* do Instituto de Geociências da UFPA, com anodo de cobre ( $K\alpha_1 = 0,154 \mu\text{m}$ ), pelo método do pó e registros obtidos no intervalo de  $5^\circ$  a  $75^\circ 2\theta$ , com pulverização manual e pistilo de ágata, de fragmentos até a fração menor que 1  $\mu\text{m}$ .

### **3.3.3 Mapas temáticos**

Utilizando os dados compilados e levantados em campo, confeccionou-se diversos mapas temáticos. Para a confecção do mapa geológico de superfície foram utilizadas imagens de satélite, MDT e os pontos de controle do levantamento realizado em campo que buscou diferenciar os litotipos. O mapa estrutural da área estudada foi elaborado com base nos alinhamentos de drenagem e de relevo do MDT. Outros mapas, como: de declividade, de formas do relevo e de feições geomorfológicas também foram confeccionados.

Todos estes mapas serão relacionados espacialmente com a ocorrência das cavernas da área de estudo.

### **3.3.4 Posicionamento cronológico relativo das cavernas**

Os estágios de evolução das cavernas presentes na área de estudos serão relacionados com as superfícies aplainadas e os processos erosivos associados.

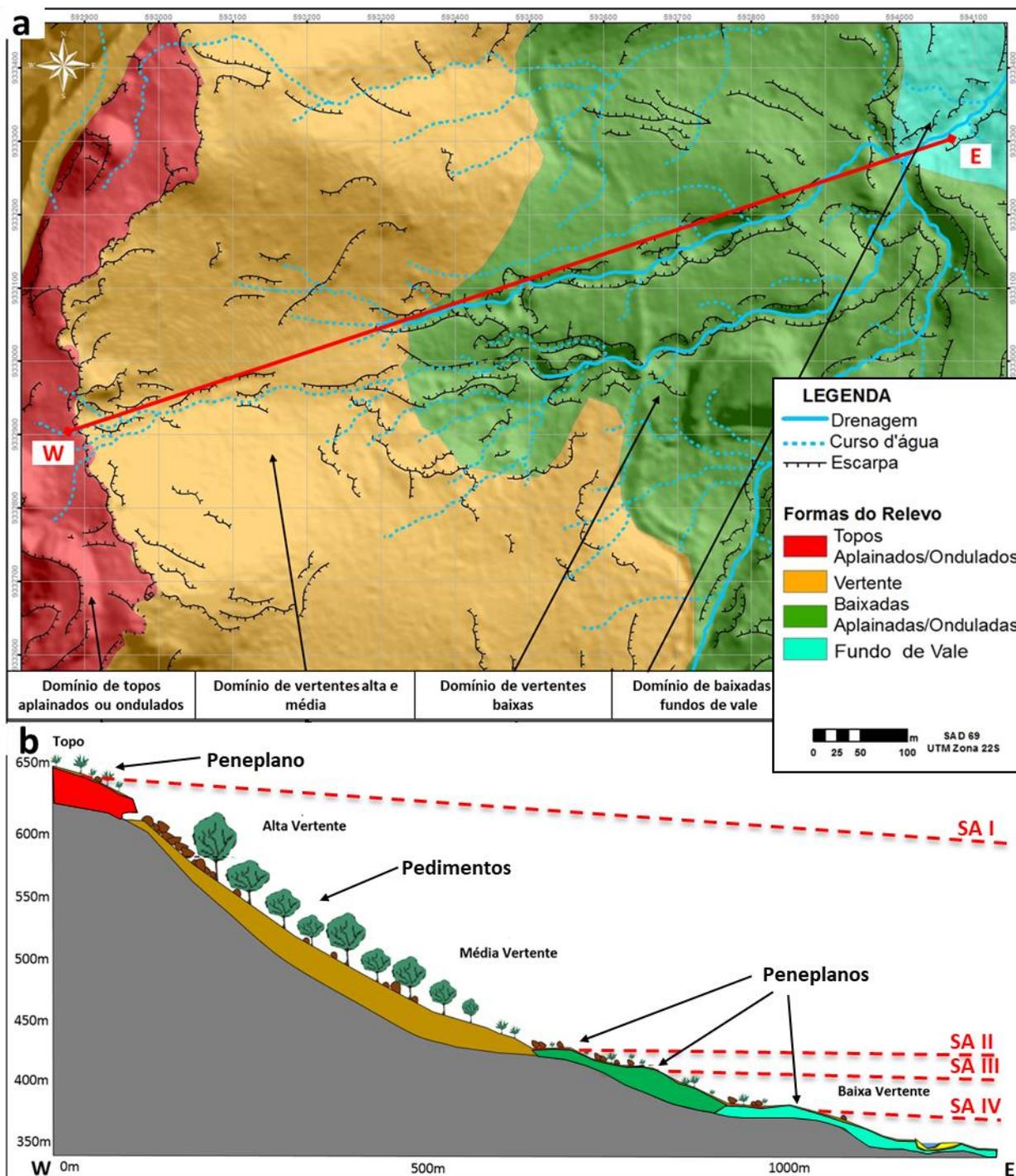
## 4 RESULTADO

### 4.1 GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

O relevo da região estudada varia entre as cotas de 670 e 300 metros, diferenciadas em subunidades geomorfológicas, definidas aqui como domínios (Figura 8). Entre os domínios destacados estão:

- Domínio de topos aplainados ou ligeiramente ondulados – onde ocorrem as crostas lateríticas detríticas do topo (I), associadas aos saprólitos de jaspilitos (formação ferrífera bandada) em subsuperfície, apresentando baixa sedimentação, com altitudes superiores a 630 metros e baixas declividades baixas;
- Domínio de vertentes alta e média – apresenta a ocorrência de *gullies* e de cabeceiras de drenagem, além de altas declividades, onde predominam os colúvios, ocorrendo ainda patamares condicionados pela presença de crostas lateríticas detríticas da vertente (II e III), situando-se em cotas altimétricas entre quebra do topo do platô e a média vertente, com altitude entre 630 e 400 metros;
- Domínio de vertentes baixas – disposto entre as cotas 400 e 350 metros, entre média e baixa vertentes, com declividades médias, onde ocorrem as crostas lateríticas detríticas de baixadas (III e IV) e os saprólitos de rochas máficas em subsuperfície, com predominância de solos e florestas.
- Domínio de baixadas e fundos de vale – posicionado em níveis altimétricos abaixo dos 350 metros, na baixa vertente, com declividades baixas em relação aos domínios anteriores, apresentando planícies de inundação nas porções com cursos d'água e sedimentos aluvionares associados.

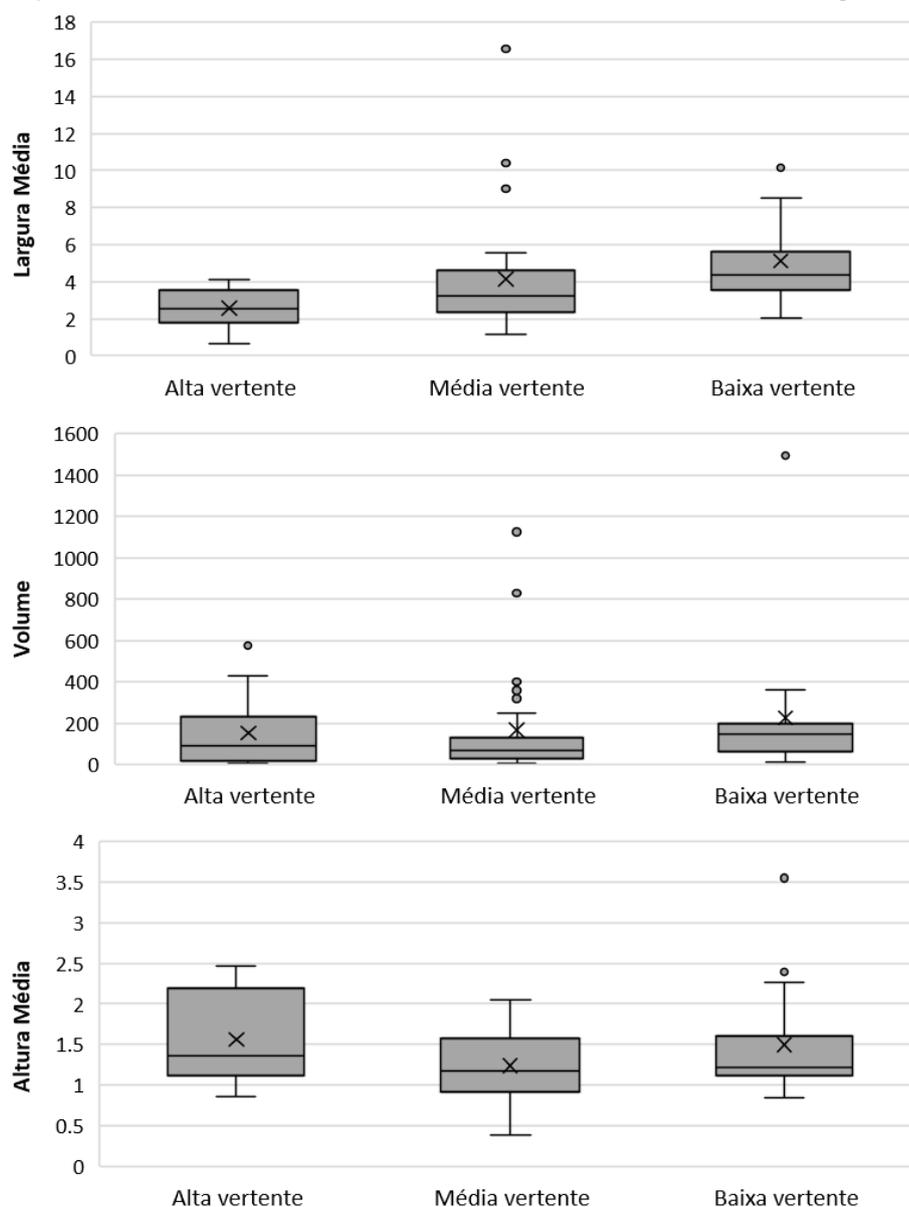
**Figura 8** - a) Mapa geomorfológico da área de estudo e indicação de perfil W-E. b) Perfil topográfico da área de estudo na direção W-E, flanco leste de N4E-N. Exagero vertical do perfil é de 2 vezes.



Fonte: Próprio autor (2019).

Sobre os dados morfológicos (largura média, volume e altura média) analisados em relação a alta, média e baixa vertente, observa-se algumas tendências. A largura média tende a ser maior nas cavernas da baixa vertente, assim como aquelas com maior volume. Já a altura média tende a ser maior nas cavernas da alta vertente (Figura 9).

**Figura 9** - Boxplot relacionando as diferentes vertentes do relevo e dados morfológicos das cavernas.



**Fonte:** Próprio autor (2019).

#### 4.1.1 As superfícies de aplainamento

Foram diferenciadas quatro superfícies, todas sustentadas por crostas lateríticas detríticas, denominadas de Superfícies I, II, III e IV.

A Superfície I corresponde a superfície de cimeira com cotas de 650 metros em média, representante das superfícies dos platôs da Serra dos Carajás, sustentada pelas crostas lateríticas detríticas I de cimeira, sobre saprólitos de jaspilitos e rochas vulcânicas.

A Superfície II corresponde a um patamar de baixa inclinação resultante da formação de pedimentos detríticos pelo recuo paralelo da Superfície I. As evidências desse pedimento é a cobertura de crosta laterítica detrítica (II), residual, originada pelo

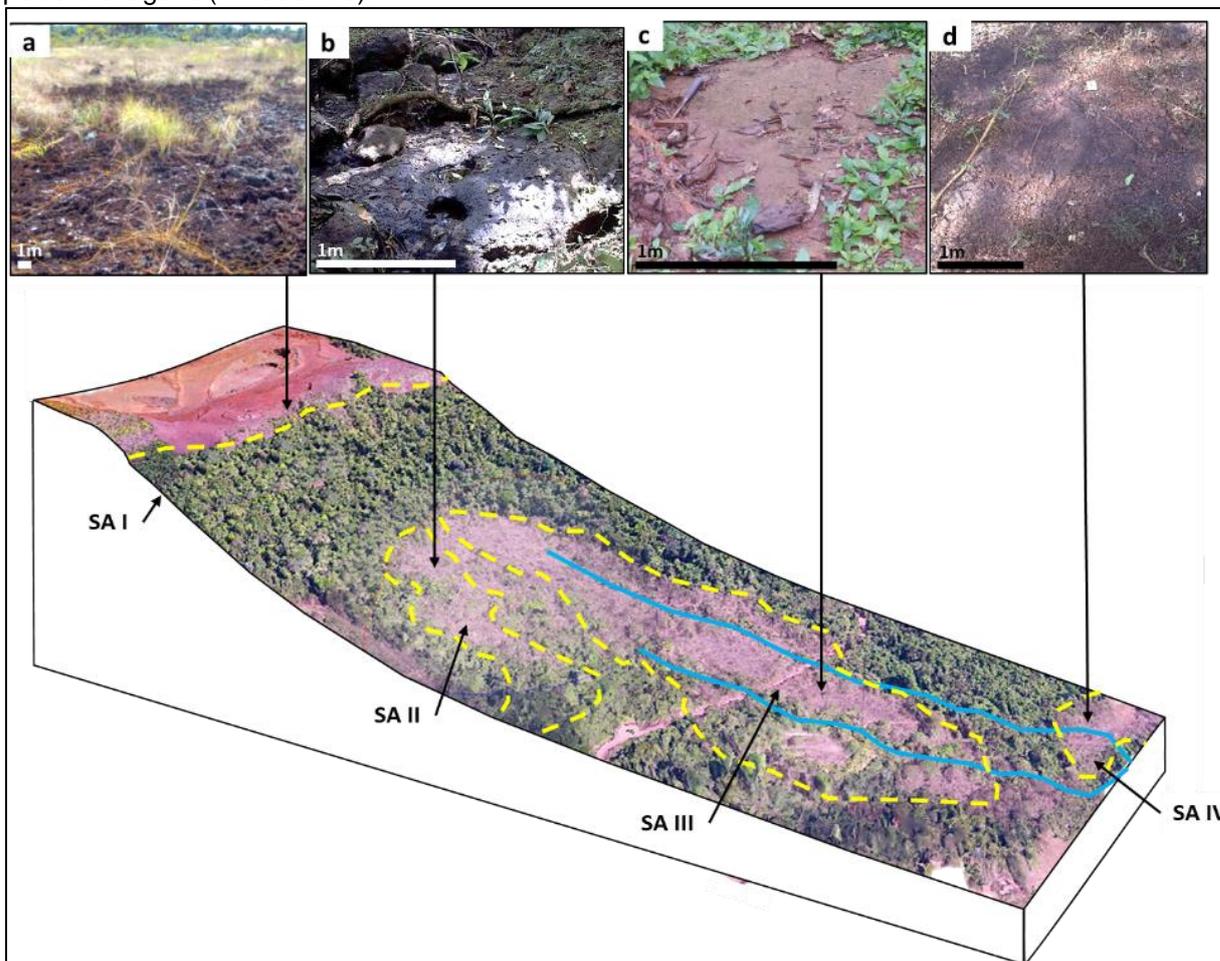
desmantelamento da cobertura de cimeira, disposta na porção centro sul da área, na média vertente (entre 520 a 430 metros).

A Superfície III ocorre de forma mais ampla, estendendo-se do centro até a porção nordeste da área, abrangendo parte da média e da baixa vertente (450 a 370 metros), também posicionada sobre saprólitos de rochas máficas e sustentadas pelas crostas lateríticas detríticas III.

Imediatamente após a ocorrência da Superfície III, foi possível diferenciar outra superfície por um patamar de crosta laterítica, a Superfície IV, que ocorre de forma localizada na porção nordeste da área, na baixa vertente (480 a 340 metros), relacionada à planície de inundação.

Nas Superfícies III e IV é marcante a presença de fortes incisos ao longo do relevo na forma de *gullies*, que cortam as crostas lateríticas detríticas III e IV de oeste a leste, em curso anaclinal a cataclinal, onde se desenvolvem as drenagens e, perpendicularmente ao curso e abaixo das crostas, as entradas das cavernas. Essas superfícies são representantes de ciclos erosivos geradores de pedimentos detríticos endurecidos por processos lateríticos. (Figura 10).

**Figura 10** - Bloco diagrama esquemático do relevo da área de estudo com distribuição das evidências de superfícies geomorfológicas (SA) aplainadas (delimitadas com linha amarela tracejada) cortadas pelas drenagens (linhas azuis).



Fonte: Próprio autor (2019).

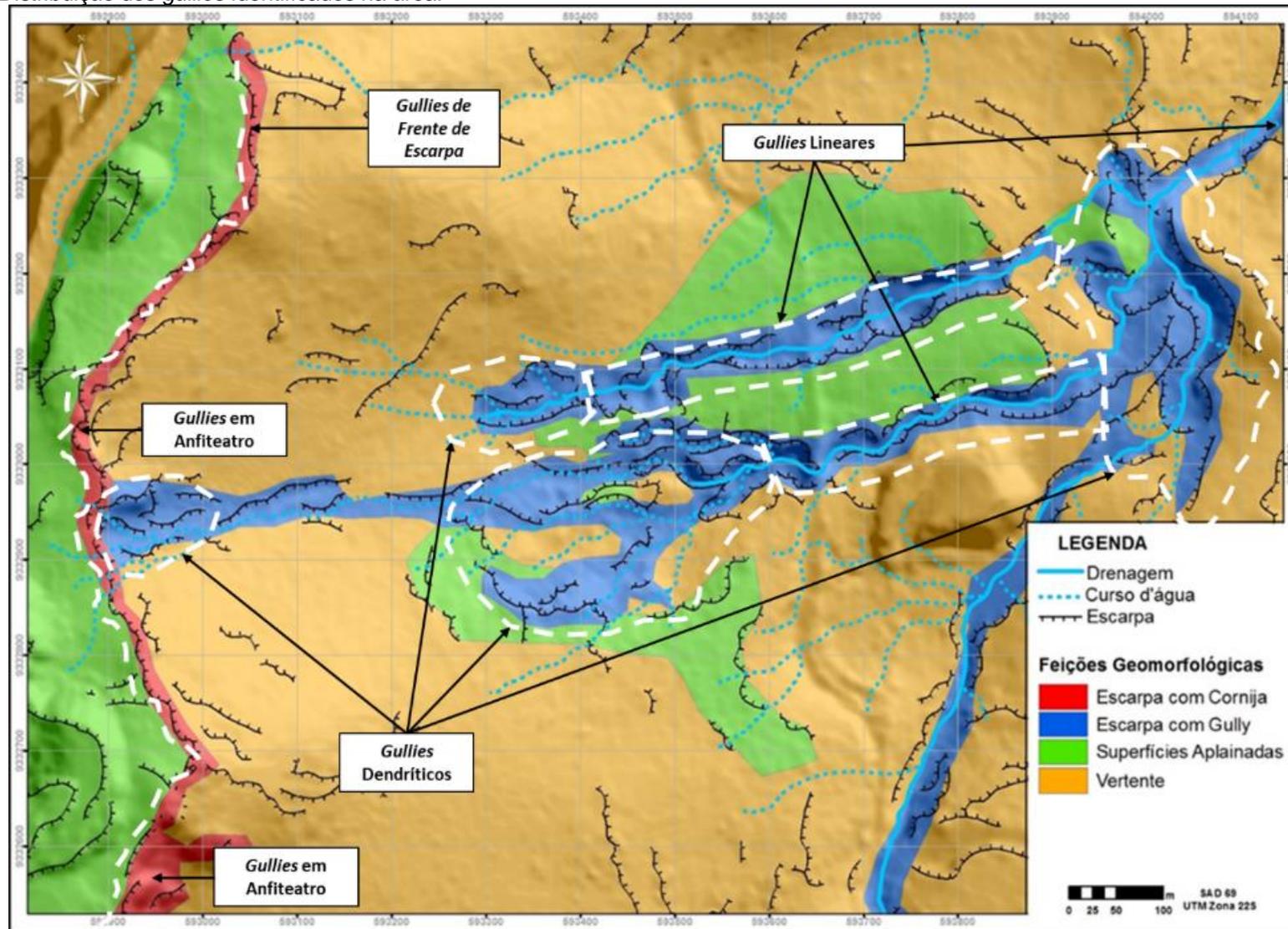
#### 4.1.2 Os *gullies*

As observações de campo em períodos chuvosos e não chuvosos confirmam que a erosão hídrica está em parte relacionada com os escoamentos superficial e subsuperficial intermitente, proveniente dos regimes pluviais da região. Nas bordas dos platôs, uma característica de altas vertentes, as descargas hídricas são provenientes do escoamento superficial das águas pluviais principalmente, provocando cachoeiras de alto fluxo. Parte das águas superficiais são infiltradas no perfil de alteração e podem surgir na base de paredes das bordas em forma de cornijas dos platôs. Esse processo causa, de certo modo a instabilidade dos maciços e a conseqüente erosão subsuperficial que pode evoluir e formando assim as cavernas. O recuo dessas cabeceiras adquire a forma em anfiteatro ou denominado de *gully head*.

Nas baixas vertentes a descarga já tem uma influência das águas do lençol freático, o que promove um fluxo hídrico mais contínuo que favorece a erosão. Na média e alta vertentes, as feições hídricas são discretas e sazonais, e, 300 metros de desnível configuram uma ampla zona vadosa ao longo da vertente e forte ação erosiva em função do fluxo de água em direção a baixa vertente, onde, no geral, se desenvolvem os *gullies* lineares, cujas paredes laterais de até 15 m de altura, sujeitas a infiltrações ortogonais, causando erosões subsuperficiais.

Essas formas erosivas aparecem nas vertentes como incisão linear das coberturas de crostas lateríticas dos pedimentos detríticos nos patamares correspondentes às superfícies II, III e IV. (Figura 11).

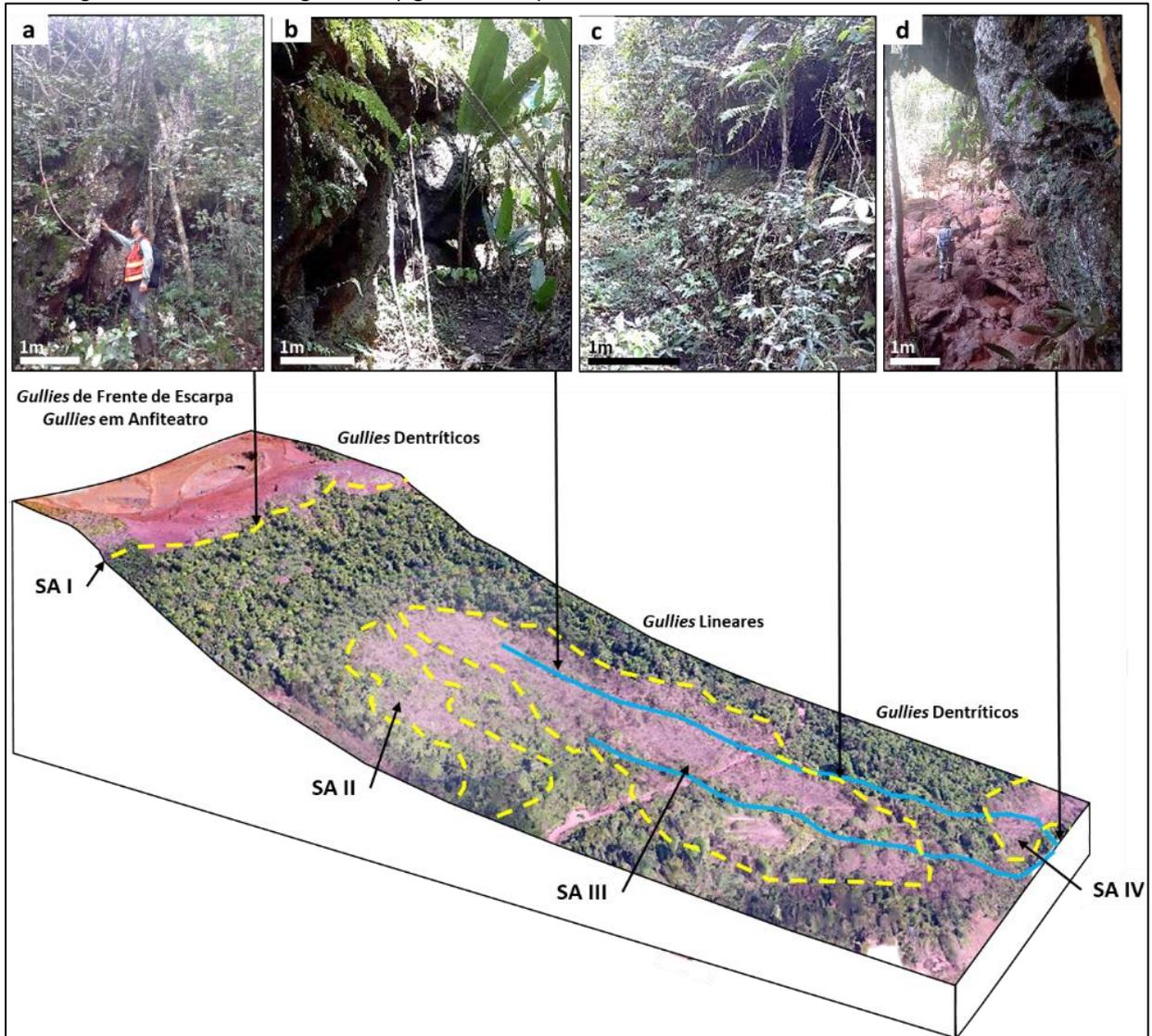
Figura 11 - Distribuição dos *gullies* identificados na área.



Fonte: Próprio autor (2019).

Em campo foi possível observar que a incisão erosiva na forma de *gullies*, aconteceu após o estabelecimento das superfícies II, III e IV, o que aponta para um ponto inicial vindo de montante para jusante (Figura 12).

**Figura 12** - Bloco diagrama esquemático do relevo da área de estudo com distribuição das superfícies de aplainamento e escarpas. a) cornija e *gullies* do tipo frente de escarpa com intercepções de *gullies* em anfiteatro; b) escarpas em drenagens com *gullies* do tipo dentrítico. c) *gullies* lineares associados às margens dos cursos d'água, e, d) *gullies* do tipo dentrítico.

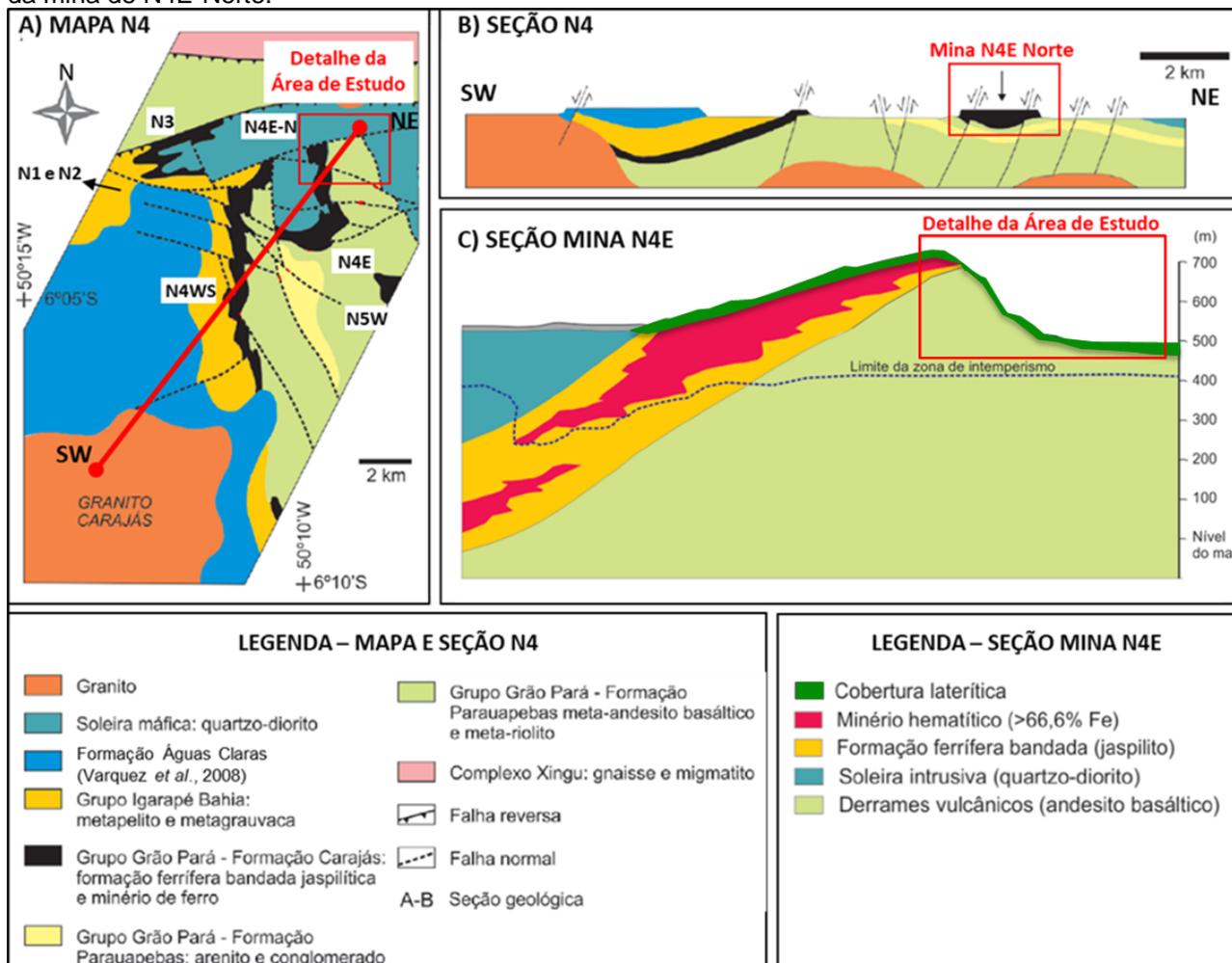


Fonte: Próprio autor (2019).

#### 4.2 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo apresenta o embasamento constituído de rochas intemperizadas das Formações Parauapebas (rochas metavulcânicas cloritizadas) e Carajás (jaspilitos), cobertas por um espesso perfil laterítico (Figura 13).

**Figura 13** - Enquadramento geológico da Mina de N4E. A) Geologia do platô N4 com indicação de um perfil a SW-NE (A-B). B) Perfil geológico esquemático do platô N4. B) Detalhe esquemático da geologia da mina de N4E-Norte.



Fonte: Modificado de Texeira e Lindenmayer (2012).

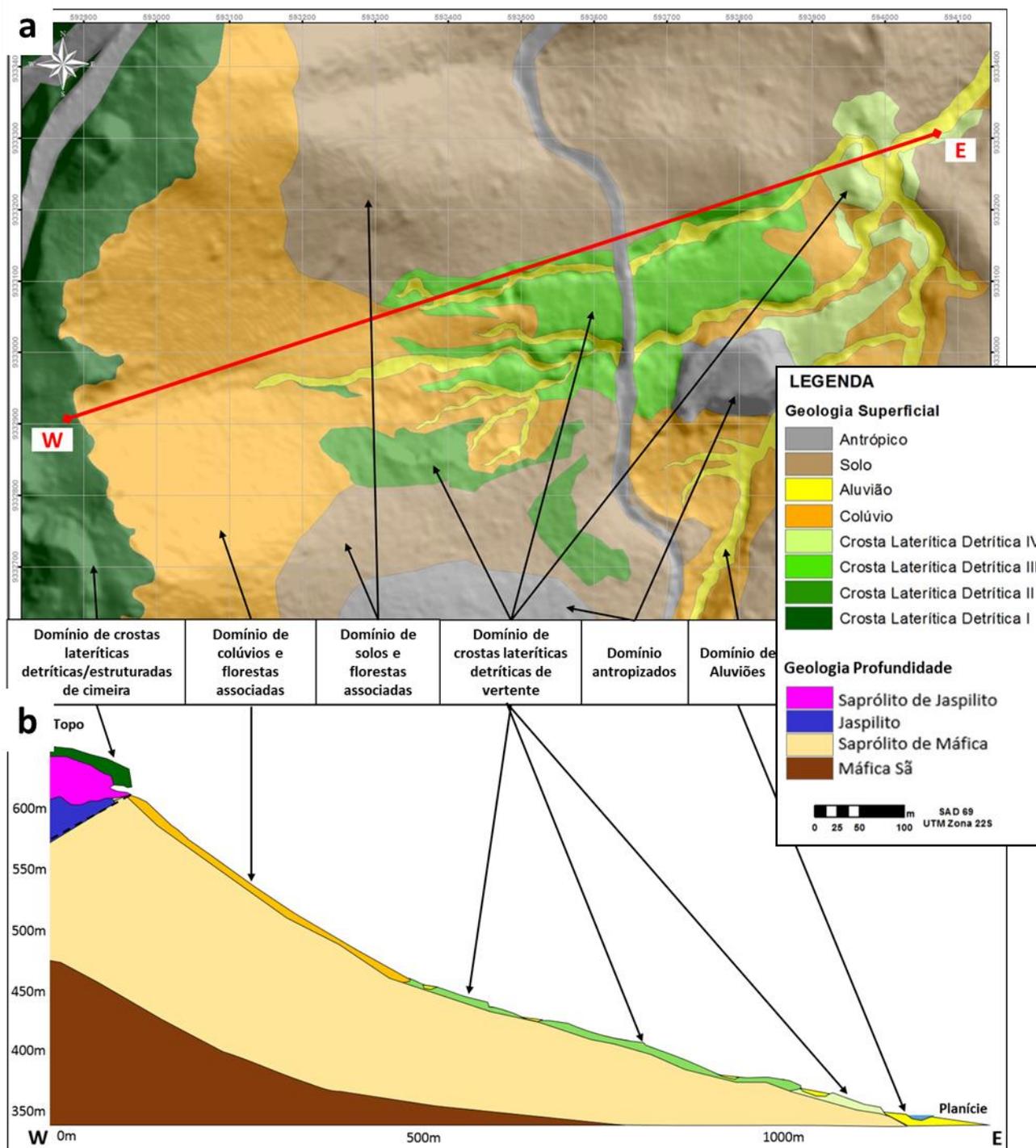
#### 4.2.1 Litotipos

Os levantamentos de campo proporcionaram a diferenciação da área de estudo em seis distintos domínios litológicos principais, que estão relacionados com a ocorrência de cavidades (Figura 14). São eles:

- Domínio de crosta laterítica detrítica/estruturada de cimeira – localizado na porção oeste da área de estudo, no topo do platô, denominada de crosta laterítica detrítica I. Os jaspilitos propriamente ditos, com bandas de jaspe preservadas, não são encontrados em superfície.
- Domínio de colúvios e florestas associadas – localizado na porção centro-oeste e centro-leste da área de estudo, entre a alta e baixa vertente.

- Domínio de crostas lateríticas detríticas de vertente – localizado na porção centro-leste da área de estudo, denominadas, conforme a posição no relevo, de crosta laterítica detrítica II, III e IV.
- Domínio de solos e florestas associadas – localizado ao longo das drenagens porções centro-norte e centro-sul da área de estudo, na média e baixa vertente.
- Domínio de aluviões – distribuído ao longo de drenagens e *gullies*, desde a média até a baixa vertente.
- Domínio antropizados (aterros) – localizado na porção sul e sudeste da área de estudo, na média e baixa vertente.

**Figura 14** – a) Mapa litológico da área de estudo. b) Seção esquemática W-E, com inferência dos litotipos em profundidade e de falhas. Exagero vertical do perfil é de 2 vezes.



Fonte: Próprio autor (2019).

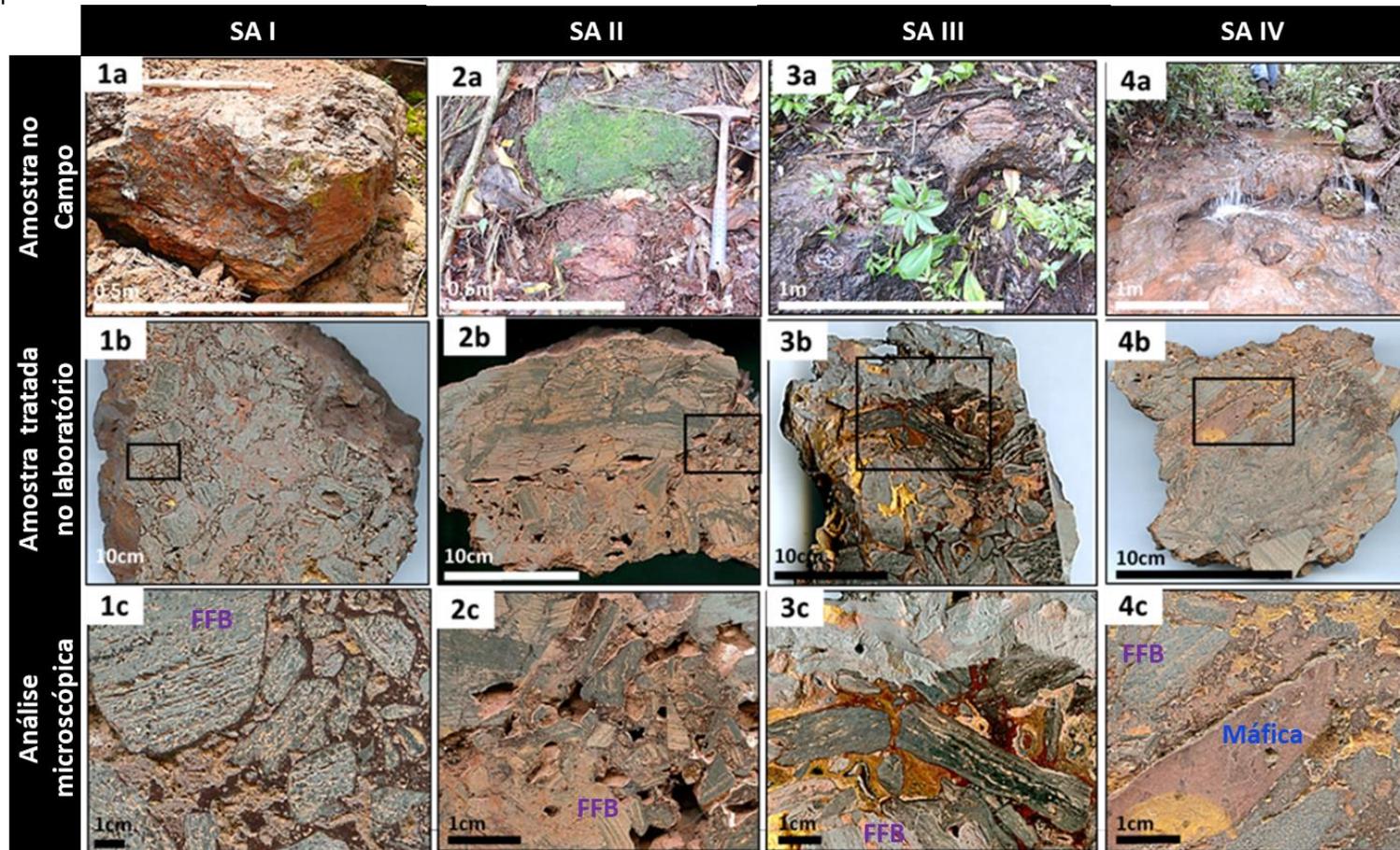
#### 4.2.1.1 Microscopia das crostas lateríticas detríticas

As análises petrográficas das amostras de crostas lateríticas detríticas encontradas na cimeira, vertentes e baixadas possibilitou a identificação, correlação e diferenciação com base na análise das texturas e mineralogia associada. As amostras coletadas e analisadas correspondem as crostas lateríticas detríticas de

cimeira (amostra R15) e as crostas lateríticas detríticas de vertentes (amostras R13, R11/R10 e N4E68).

Primeiramente, analisando as crostas com auxílio da imagem do escâner de alta resolução, observou-se uma grande similaridade textural e mineralógica nas amostras classificadas como do tipo brechas com fragmentos altos suportados de composição hematítica com alguma magnetita, originada dos jaspilitos, tendendo a aumentar a quantidade de matriz argilosa da alta para a baixa vertente, onde ocorrem mais contribuição de rochas máficas. No geral, as superfícies apresentam características magnéticas, cloração marrom-avermelhada, cimentados por ferro e/ou hidróxidos de alumínio amarelos, principalmente nas da baixa vertente, geralmente formando um material conglomerático (Figura 15).

**Figura 15** - Amostras de crostas lateríticas coletadas nas superfícies de aplainamento I, II, III e IV. 1a) Crosta laterítica detritica da superfície do platô, composta de fragmentos de hematita/magnetita auto suportados, detalhes em 1c. 2a) Local de onde foi retirada a amostra 2b, aspecto estrutural da crosta laterítica detritica na AS II e textura muito semelhante a 1c mostrada na 2c. 3a) Local de onde foi retirada a amostra 3b, entre média e baixa vertente, com detalhes em 3c mostrando um arcabouço com cláston com matriz goethítica suportada. 4a) área de drenagem onde foi retirada a amostra com textura tipo brecha com fragmentos mistos de hematita e material aluminoso 4b, na baixa vertente, onde a textura pode ser visualizada em detalhe em 4c, mostrando cláston transportados possivelmente de rochas máficas com matriz fina em maior volume.



Fonte: Próprio autor (2019).

Algumas amostras analisadas por MEV/EDS, revelou a alta concentração de Fe na constituição dos minerais presentes das crostas lateríticas detríticas.

A análise de Difração de Raio X identificou os minerais que ocorrem em cada uma das crostas lateríticas detríticas mapeadas, na tentativa de diferenciá-las. No topo e alta vertente ocorre um forte predomínio de hematita (Hem) e goethita (Gt), já na média e baixa vertente ocorre a caulinita (Kln) entre os outros minerais citados, aumentando sua concentração nas cotas mais baixas.

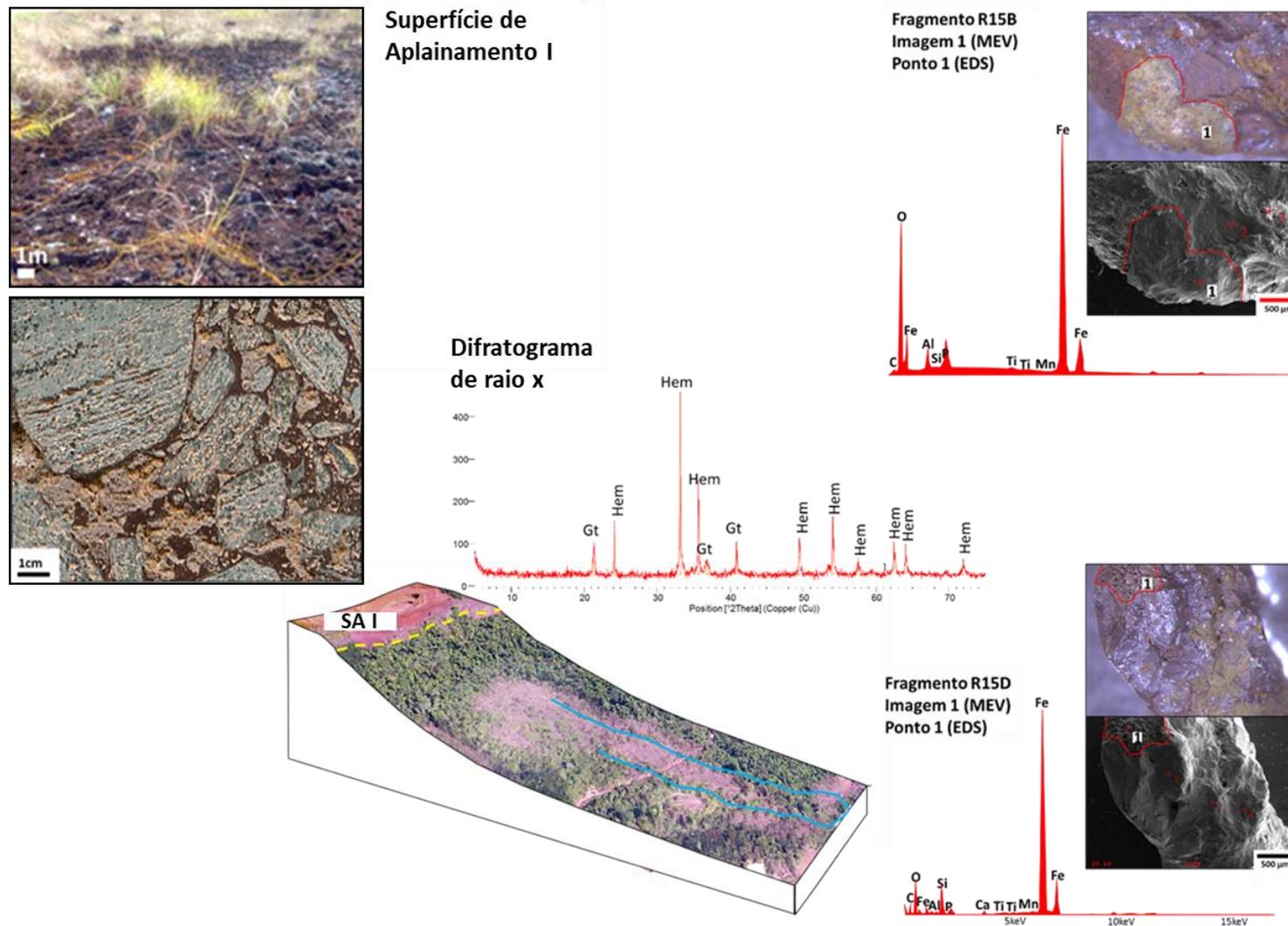
As cavernas da área de estudo estão relacionadas à dinâmica superficial geradora de patamares lateríticos e às superfícies aplainadas, sustentando o teto das cavernas, apresentado, de forma geral, diferenças em relação a presença de alguns minerais identificados pelo Raio-X e confirmados pelo MEV-EDS.

A Superfície I, por exemplo, apresenta forte predominância de hematita, com picos relevantes de goethita no difratograma (Figura 16).

No caso da Superfícies II, as amostras apresentam a mesma mineralogia da Superfície I, porém com picos menos intenso para identificação de goethita (Figura 17).

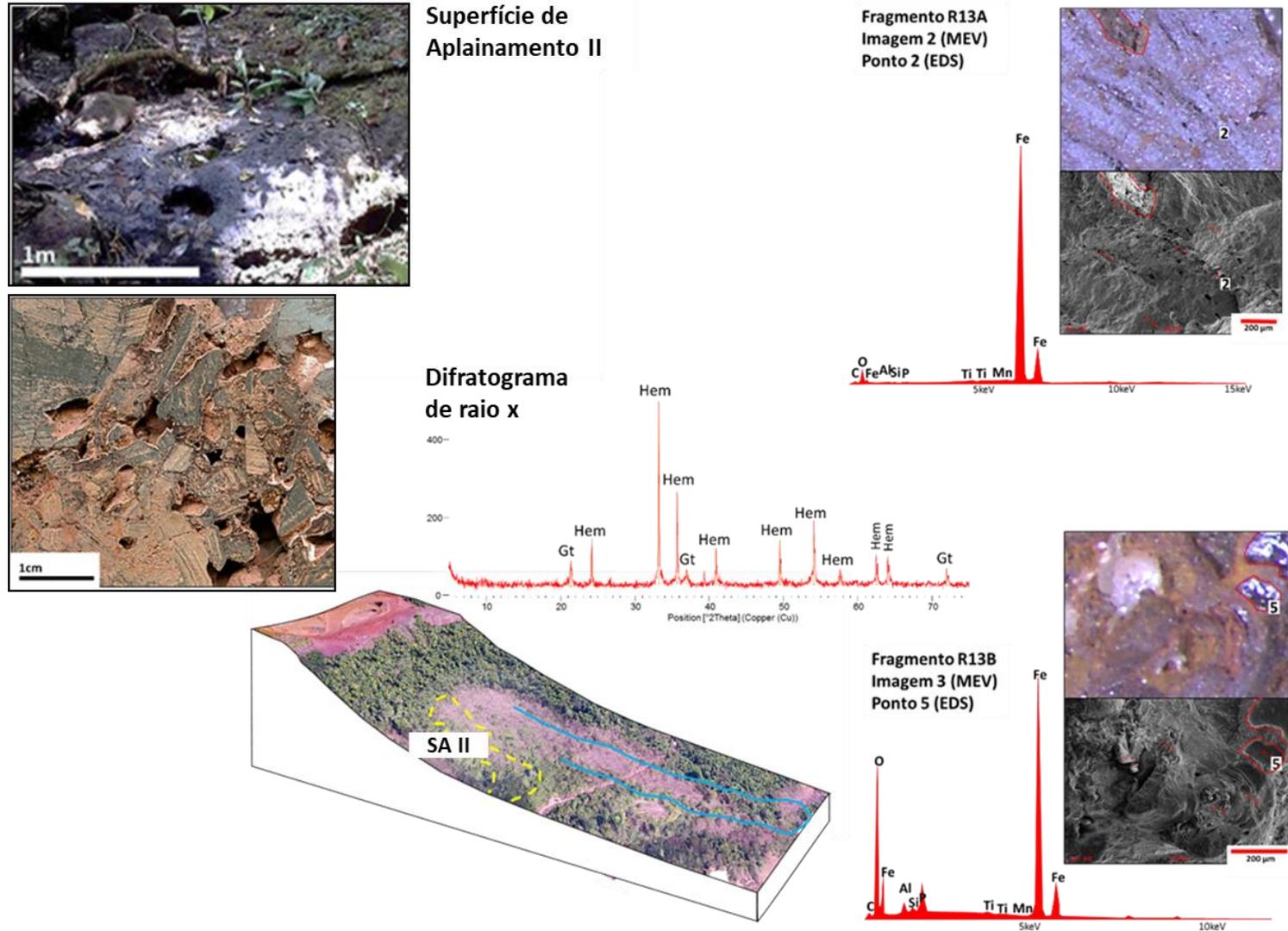
Já nas Superfície III e IV, a hematita predominante na textura da crosta é herança das alterações dos jaspilitos. A caulinita se destaca em relação a goethita, devido ao grau de maturação desse tipo de crosta laterítica possui nas médias e baixas vertentes (Figura 18 e 19).

**Figura 16** - Aspectos mineralógicos da crosta laterítica detrítica I e Superfície I (amostra R15).



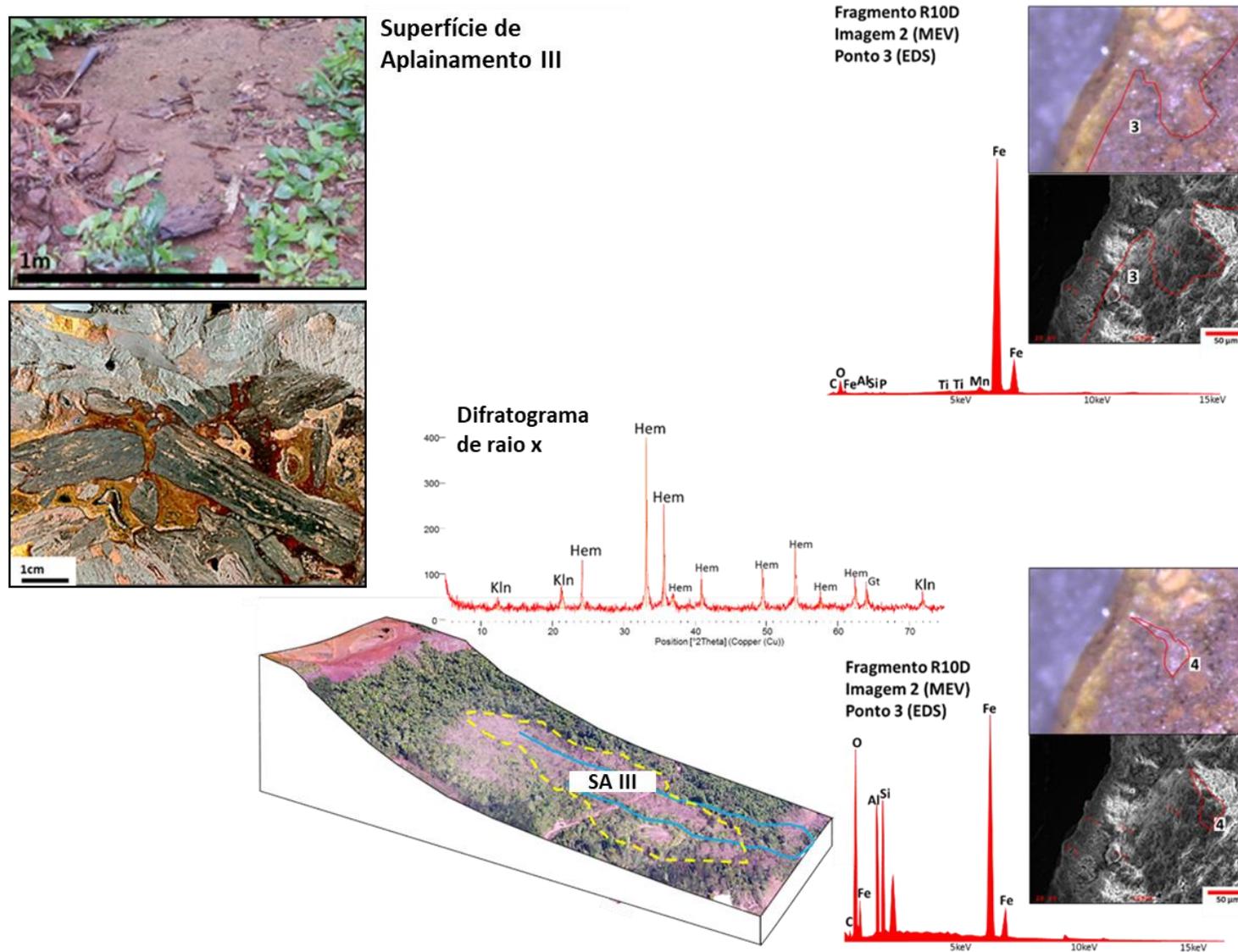
Fonte: Próprio autor (2019).

**Figura 17** - Aspectos mineralógicos da crosta laterítica detrítica II e Superfície II (amostra R13). SA – Superfície Aplainamento.



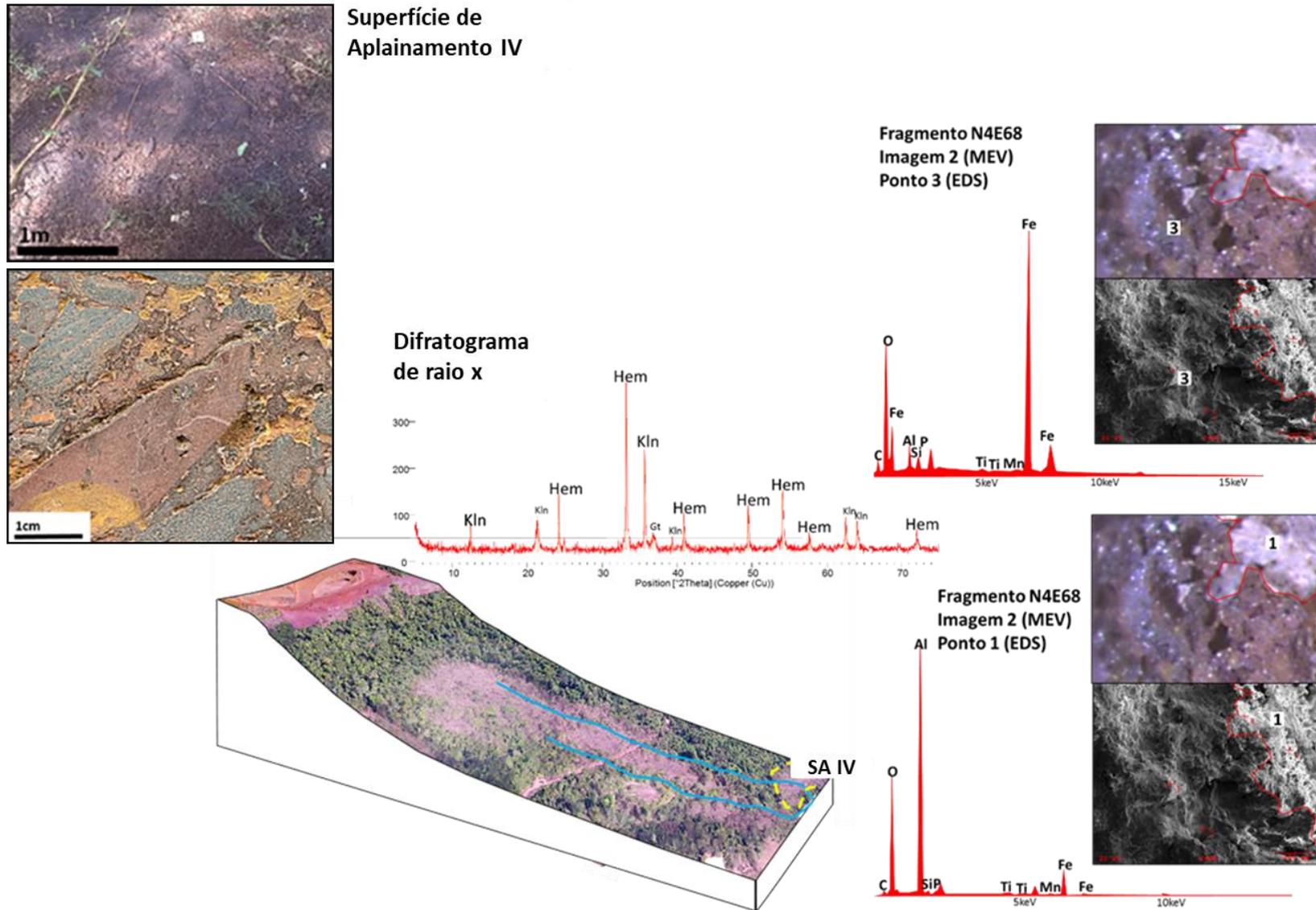
Fonte: Próprio autor (2019)

**Figura 18** - Aspectos mineralógicos da crosta laterítica detritica III e Superfície III (amostra R10). SA – Superfície Aplainamento.



Fonte: Próprio autor (2019).

**Figura 19** - Aspectos mineralógicos da crosta laterítica detrítica IV e Superfície IV (amostra N4E68). SA – Superfície Aplainamento.



Fonte: Próprio autor (2019).

#### 4.2.2 Controles estruturais

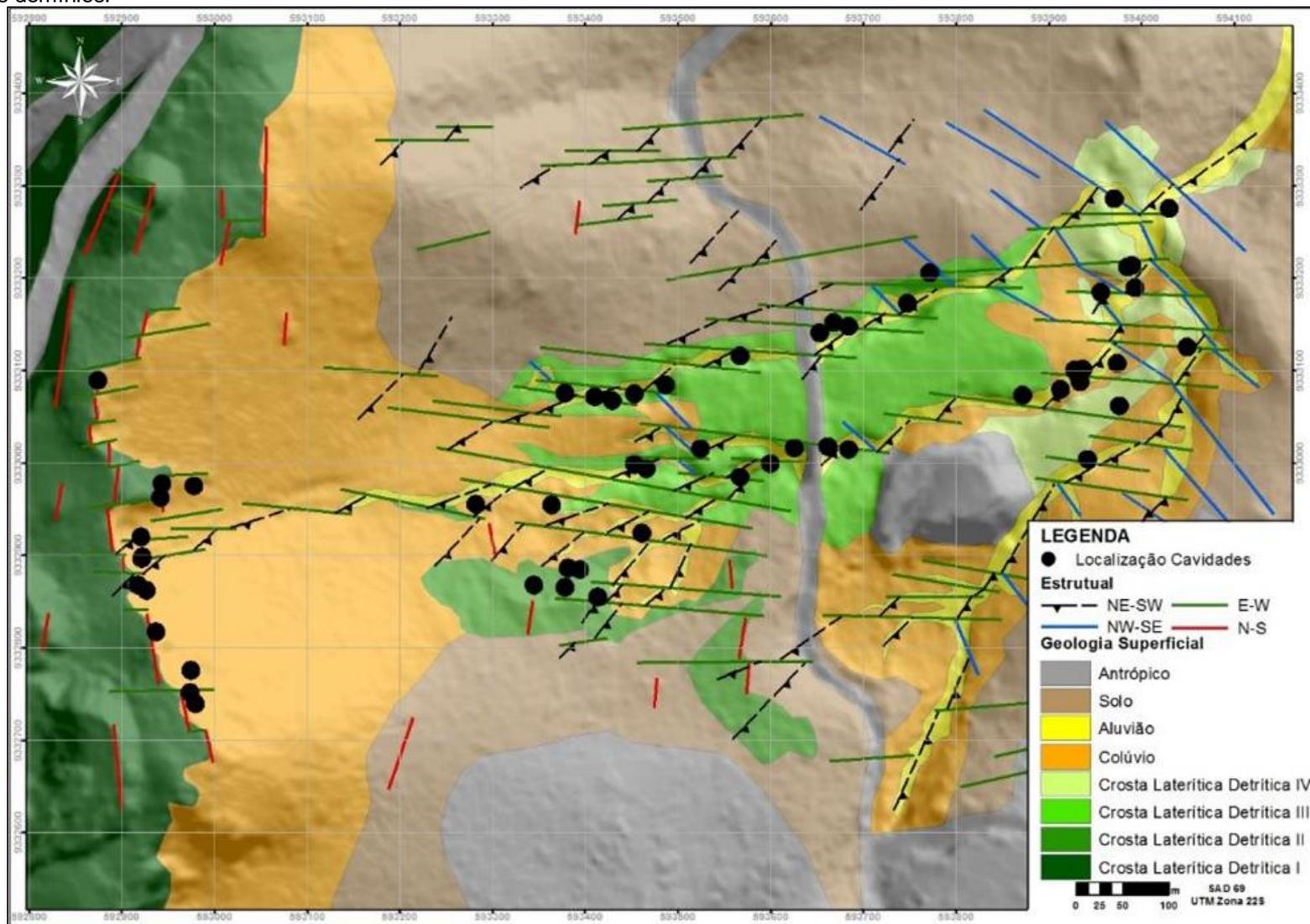
Alinhamentos de drenagem e de relevo expõem um controle marcado por dois domínios estruturais principais e dois subordinados. Estes os domínios predominantes estão:

- Domínio E-W;
- Domínio NE-SW;
- Domínio N-S;
- Domínio NW-SE.

O domínio E-W é distribuído por toda a área de estudo, tanto na alta como na média e baixa vertente, bastante marcado nas crostas lateríticas detríticas mapeadas. O domínio NE-SW ocorre principalmente da média para a baixa vertente, cortada pelos alinhamentos E-W, no geral, relacionados as crostas lateríticas detríticas II, III e IV. O domínio N-S limita-se a porção oeste, a alta vertente e a crosta laterítica detrítica I. No caso do domínio NW-SE, os alinhamentos ocorrem especificamente na porção nordeste da área e basicamente nas crostas lateríticas detríticas IV.

O contexto estrutural da área pode ser visualizado pelos padrões de faturamento E-W (mais denso), NW-SE e N-S onde a ocorrência de cavernas estão associadas essas fraturas (Figura 20).

**Figura 20** - Mapa litológico com a relação espacial de proximidade entre a ocorrência de cavernas e os alinhamentos, principalmente onde ocorrem intersecções de diferentes domínios.



Fonte: Próprio autor (2019).

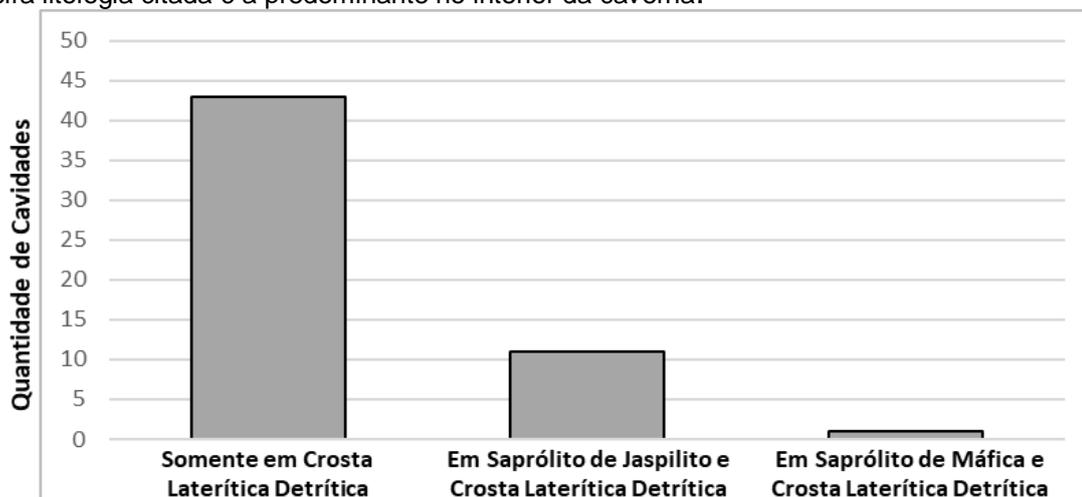
### 4.3 AS CAVERNAS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de levantamento inserida no platô N4E-Norte, no seu flanco leste, ocorre um total de cinquenta e cinco cavernas. Dentre as cavernas identificadas, treze ocorrem na zona de alta vertente, na base de paredões nos *fronts* das cornijas formadas pelo recuo paralelo das vertentes, expondo a cobertura de crosta laterítica na parte superior, as Crostas Lateríticas Detríticas I, nas bordas da Superfície I de aplainamento. Na zona de média vertente, oito cavernas foram encontradas e estão relacionadas as Crostas Lateríticas Detríticas II, com suas entradas na base das crostas. Vinte e oito cavernas estão presentes na zona de baixa vertente e no limite com a zona de média vertente, dispostas sob as Crostas Lateríticas Detríticas III ou escavada na própria crosta de cobertura da Superfície III. Seis cavernas ocorrem sob as Crostas Lateríticas Detríticas IV, sob a Superfície IV e *gullies* nos cursos d'água, localizadas na baixa vertente do relevo (Anexos I).

#### 4.3.1 Fatores litológicos associados a ocorrência de cavernas

Os dados dos levantamentos espeleológicos prospectivos foram verificados em campo e revelaram que as cavernas estão alojadas sob as camadas de crostas lateríticas detríticas, no seu interior ou na interface entre a crosta e a zona de transição/baixa densidade. Entre as cinquenta e cinco cavernas, vinte e oito estão alojadas no topo do horizonte saprólito derivado do jaspilite (minério de ferro) e sob crosta laterítica detríticas. Essas crostas apresentam espessura variando de 3 a 8 metros. As ocorrências de cavernas alojadas no topo do saprólito de rochas máficas são restritas, limitadas na área a apenas cinco (Figura 21).

**Figura 21** - Distribuição dos litotipos presentes nas cinquenta e cinco cavernas da área de estudo. A primeira litologia citada é a predominante no interior da caverna.



**Fonte:** Próprio autor (2019).

No geral, as crostas lateríticas detríticas ocorrem no teto das cavidades, por encontradas já na superfície do relevo, acima do teto. Eventualmente este litotipo ocorrem de forma pontual (em fraturas no teto e parede). Os saprólitos de jaspilite basicamente se apresentam nas paredes das cavernas. No caso dos saprólitos de rochas máficas, basicamente apresentam-se de forma pontual e extremamente intemperizados, associados a grande quantidade de material argiloso.

#### 4.3.2 Formas do relevo associadas a ocorrência de cavernas

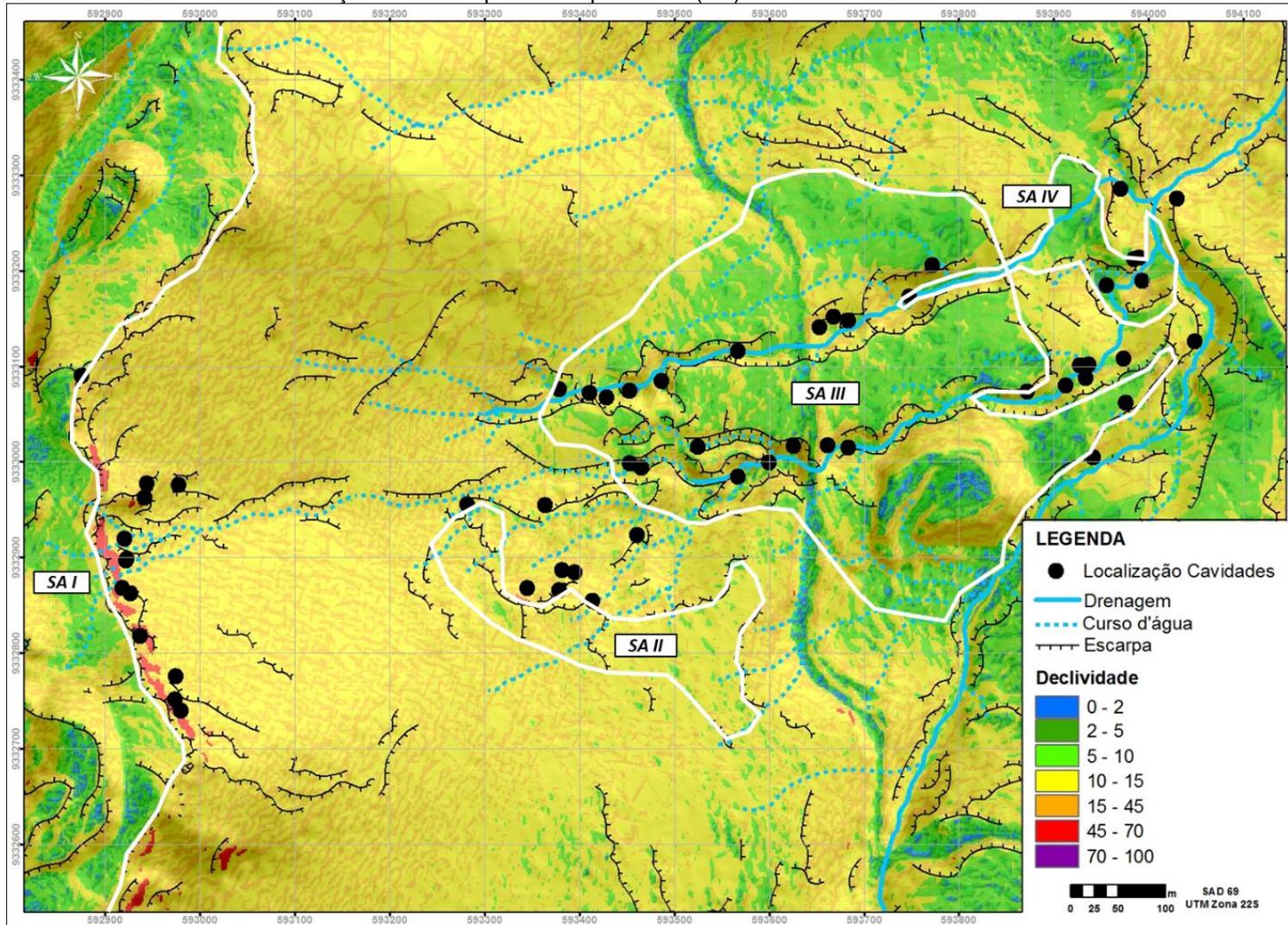
As cavernas da área estudada estão distribuídas ao longo da vertente e ausentes em alguns níveis altimétricos, concentrando-se na quebra inicial do relevo, acima de 600 metros, e, nas escarpas associadas a *gullies* e drenagens, na média e na baixa vertente, entre 520 e 300 metros de altitude, sempre associadas a declividades mais elevadas.

##### 4.3.2.1 Os níveis de declividade e as cavernas

As zonas com baixas declividades (até 20%) ocorrem na porção mais a centro-leste e nordeste da área de estudo, associadas a presença de Crostas Lateríticas Detríticas II, III e IV. As zonas com médias declividades (entre 20 e 45%) estão distribuídas por toda a área estudada, concentradas na porção centro-oeste e norte, associadas aos colúvios, florestas e solos. As zonas com declividade maiores (maior que 45%) estão relacionadas principalmente às escarpas do topo do platô, onde encontra-se a Crosta Laterítica Detrítica I, na porção oeste, e, estando também

associada às escarpas localizadas ao longo das drenagens, cortando as Crosta Laterítica Detrítica II, II e IV. Nestas zonas com maior declividade é onde ocorrem as cavernas (Figura 22).

Figura 22 - Declividade da área estudada e a relação com as superfícies aplainadas (SA) e as cavernas.

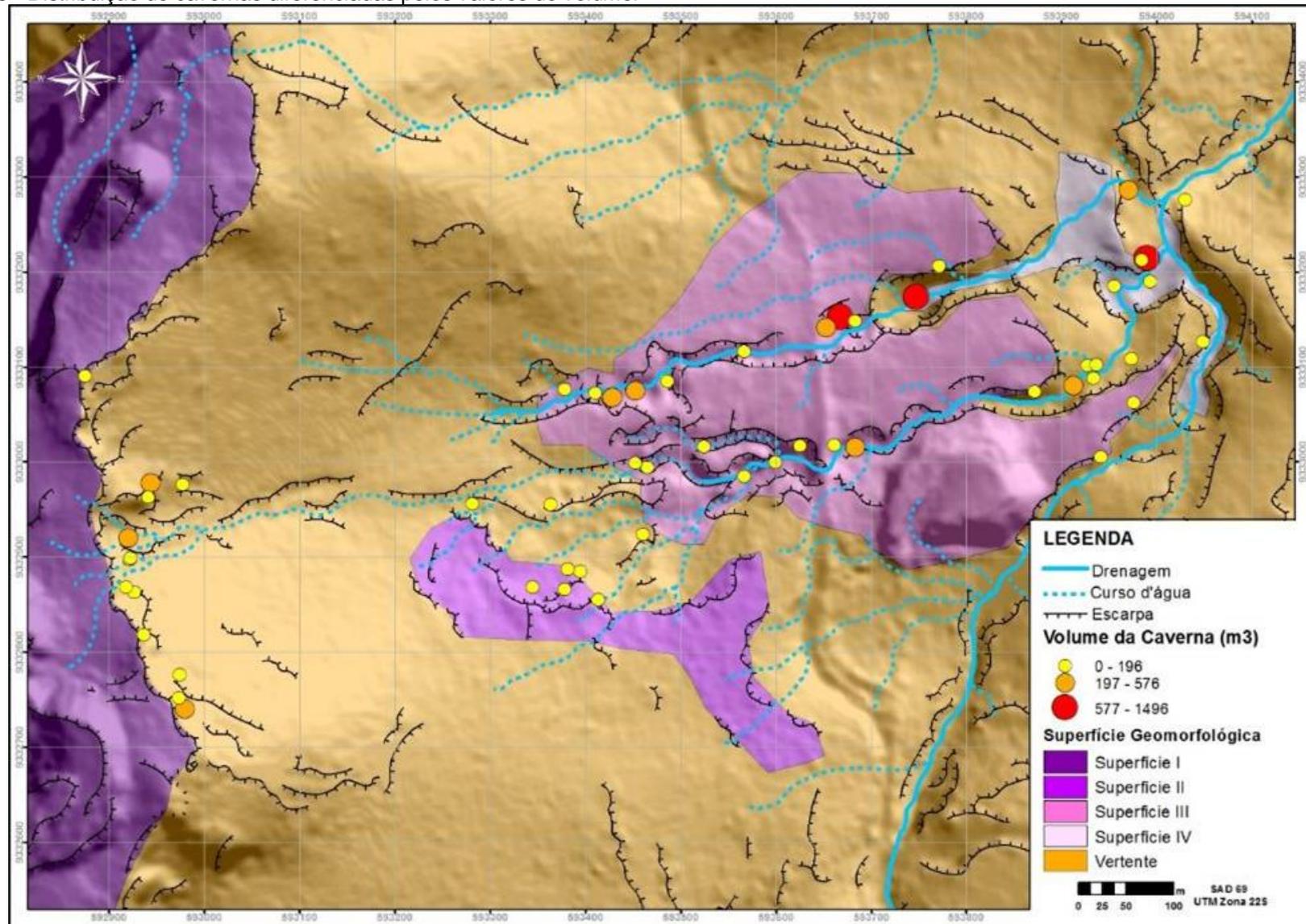


Fonte: Próprio autor (2019).

#### 4.3.2.1 As superfícies de aplainamento e as morfologias das cavernas

As superfícies de aplainamento identificadas na área, ajudam a diferenciar alguns controles existentes em função da geomorfologia da área estudada. Os maiores valores de largura, comprimento, área e o volume das cavernas analisada, por exemplo, demonstram que na baixa vertente ocorrem as cavernas maiores e mais largas, onde estão localizadas as Superfícies III e IV, associadas aos *gullies* do lineares na margem de curso d'água (Figuras 23). Já na alta vertente, onde se encontra a Superfície I, as cavernas são menores, porém são mais altas e apresentam maior declividade na entrada e desnível interno.

Figura 23 - Distribuição de cavernas diferenciadas pelos valores de volume.

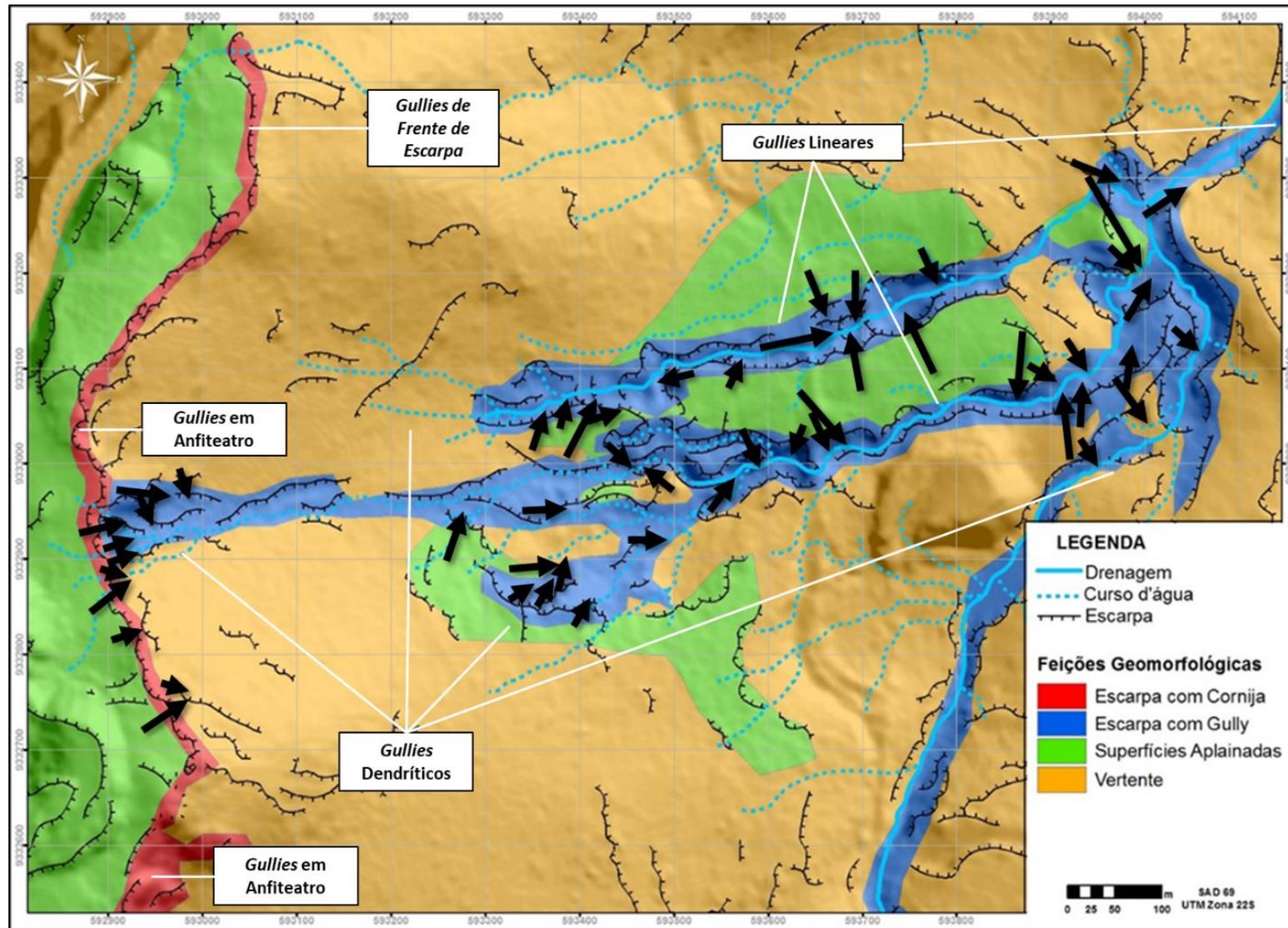


Fonte: Próprio autor (2019).

#### 4.3.2.2 Os gullies e as cavernas

A área de estudo apresenta cabeceiras de drenagem e fundos de vales com formas de *anfiteatros*, côncavos suaves, com rampas longas e elevado gradiente hidráulico, suscetível a erosão do tipo *gullies* e os *pipes*, com largura de 10 a 20 metros. Os *gullies* se estendem pelas áreas de planícies, passando pela baixa, média e a alta vertente. A distribuição de *gullies* apresenta uma forte relação espacial com as entradas das cavernas. Nas áreas de alta vertente, na Superfície I, no geral, as entradas convergem para leste. Na média vertente, na Superfície II, as entradas das cavernas tendem para nordeste. Na baixa vertente, Superfícies III e IV, as entradas das cavernas estão paralelas as direções principais dos *gullies* lineares, nas margens das drenagens (Figura 24).

Figura 24 - Presença de diferentes tipos de *gullies* na área de estudo localizada na área de estudo.



Fonte: Próprio autor (2019).

## 5 DISCUSSÃO

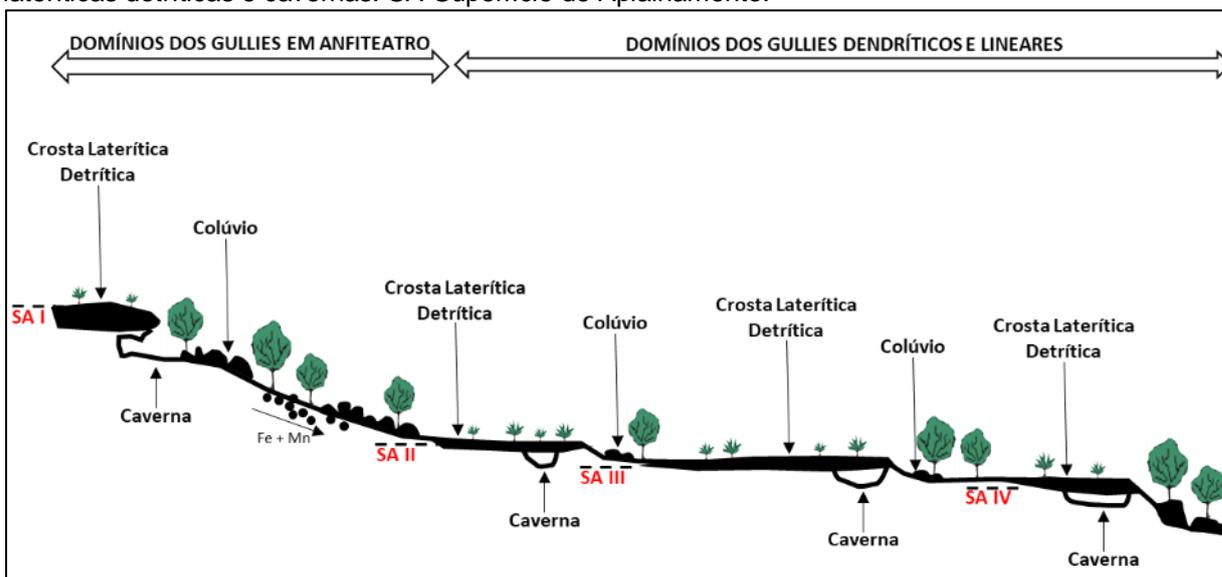
O intemperismo e a erosão pelo fluxo de água para o desenvolvimento de cavernas sob crostas lateríticas detríticas na Serra dos Carajás vem sendo citado por diversos autores (PINHEIRO, MAURITY, 1988; MAURITY, KOTSCHOUBEY, 1992; 1994; 1995; 2005; MAURITY, 1995; ROSIÈRE, CHEMALE JÚNIOR, 2001; PILÓ, AULER, 2009; AULER, PILÓ, 2005; CARMO *et al.*, 2011; DUTRA, 2013; AULER *et al.*, 2014; PILÓ *et al.*, 2015; CABRAL *et al.*, 2016), porém sem atribuir uma importância significativa para a presença da cobertura endurecida e das superfícies aplainadas.

É notório a falta de estudos e discussões acerca da importância da evolução geomorfológica no desenvolvimento de cavernas em Carajás, sendo inexistente a abordagem do recuo paralelo das vertentes com fator fundamental.

Os processos erosivos atuantes podem ser observados no interior das cavernas por meio da presença de depósitos sedimentares (argilas, siltes, areias, matações e blocos) provenientes da escavação de galerias e salões, chegando a obstrução dos espaços internos até o total desmoronamento do meio subterrâneo ao total desaparecimento da cavidade. Nos períodos secos, predominam os desmoronamentos e deslocamentos em função das desidratações e ressecamentos dos maciços, enquanto nos períodos chuvosos, a água de percolação auxilia na remoção dos detritos.

O desenvolvimento das cavernas da área de estudo, desde a formação das crostas lateríticas, esteve relacionado aos regimes hídricos e hidrológicos típicos do clima amazônico, resultado da interação das diferenças de resistências dos litotipos (crosta e zona de baixa densidade) e do relevo local, estabelecido por meio de um intemperismo químico com mobilização e precipitação do ferro, assim como pela erosão na base das coberturas lateríticas em subsuperfície, formando cavernas e posterior colapso das mesmas e total degradação das crostas lateríticas (Figura 25).

**Figura 25** - Associação da movimentação lateral do ferro no relevo e o desenvolvimento das crostas lateríticas detriticas e cavernas. SA-Superfície de Aplainamento.



**Fonte:** Modificado de Maignien (1966).

O processo de lateritização da formação ferrífera e dos materiais detriticos localizados no topo, assim como dos materiais detriticos localizados nas vertentes, consolidaram o perfil laterítico existente na área e configuraram uma capa de proteção ao intemperismo e a manutenção do atual relevo. Abaixo dessa cobertura endurecida o saprólito de menor resistência é mais suscetível ao ataque químico e a erosão subsuperficial na zona de baixa densidade (MAURITY,1995).

O desenvolvimento das cavernas sob crostas lateríticas detriticas de Carajás, até o momento, ainda não foram relacionadas a formação dos *gullies*, apesar de discussões sobre a importância das surgências de águas infiltradas e da erosão contínua da água em percolação em função de descargas pluviais!

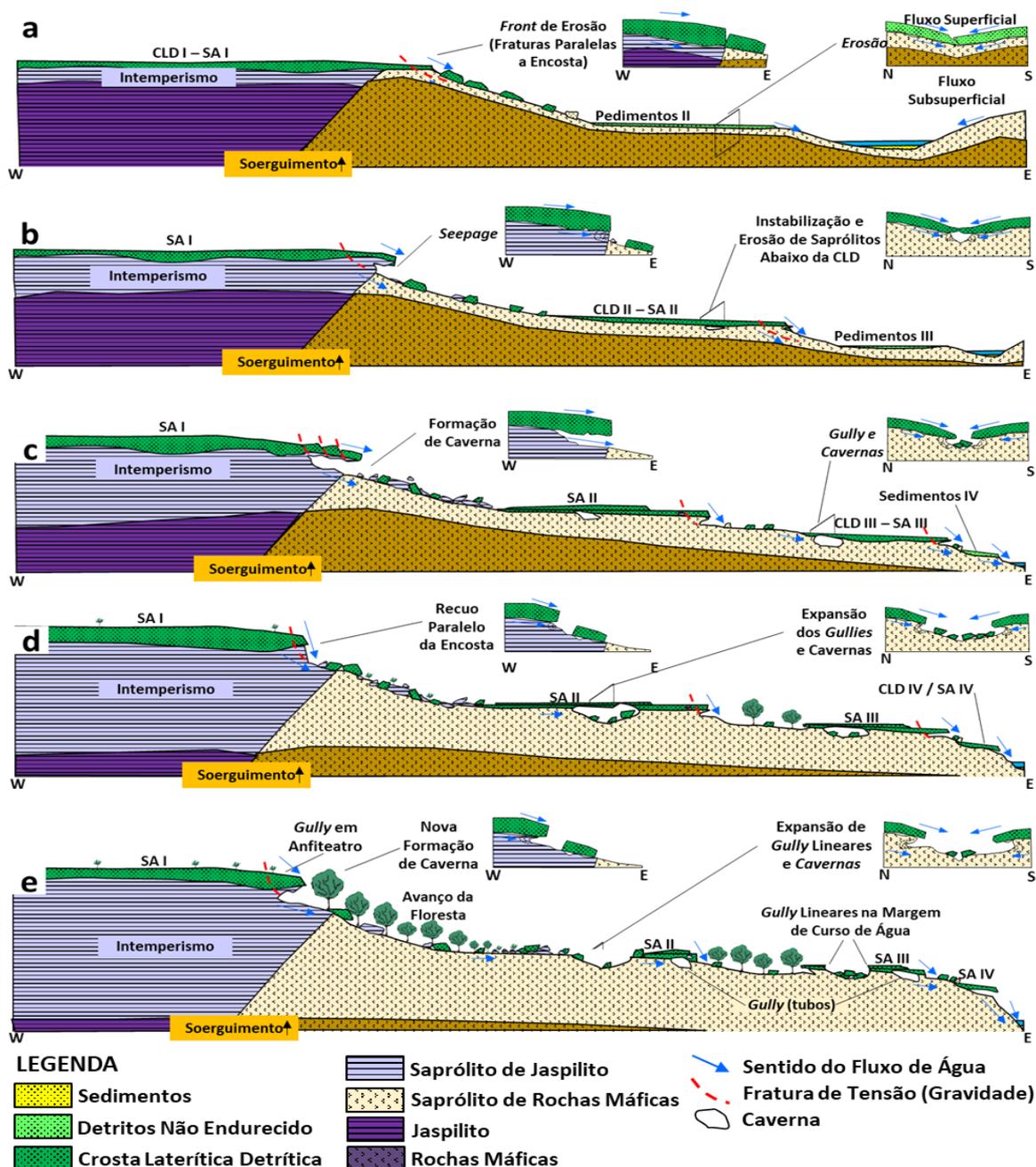
As cavernas desenvolvidas sob a superfície Sul-Americana (SA I), localizadas entre o topo e a alta vertente do relevo, apresentam orientações das entradas e eixos de maior comprimento concordantes com o declive principal do relevo, onde também é marcante o predomínio da inclinação do piso das cavernas concordantes com a declividade principal do relevo. No caso das cavidades desenvolvidas sob superfícies aplainadas dispostas ao longo das vertentes (SA II, III e IV), as entradas e os eixos de maior comprimento das cavernas ocorrem de forma divergente com o declive principal do relevo (para leste) e concordantes com a inclinação do interflúvio em direção a drenagem, perpendicularmente aos *gullies*.

As superfícies II, III e IV são depósitos detriticos lateritizados ao longo das vertentes e resultantes do dismantelamento da superfície I, demonstrando que houve

processos cíclicos de ascensão epirogenética e retomada da erosão, de tal modo que o patamar mais baixo é produto da degradação do patamar acima, culminando nos quatro estágios de formação de crostas lateríticas pelo recuo da vertente. Apesar de as superfícies de King (1956) terem sido definidas sob o ponto de vista regional, alguns trabalhos em escala mais local apontam correlação entre; a superfície Sul-Americana e a superfície de cimeira de Carajás (SA I), e; a superfícies Paraguaçu e a superfície de baixada ou Itacaiúnas (SA IV) (Monteiro *et al.*, 2018). As superfícies relacionadas aos ciclos Velhas I e II seriam intermediárias (SA II e III).

A presença de detritos lateritizados ao longo das vertentes, endurecidos e em superfícies aplainadas, demonstra a existência diversos episódios de dissolução, precipitação e mobilização de ferro do topo do platô, o que originou as diversas coberturas lateríticas detríticas encontradas na área de estudo. A degradação dessas crostas lateríticas, do início do Cenozóico até o Quaternário, implicou na evolução da paisagem, desenvolvimento e das cavernas. O enquadramento cronológico das cavernas no cenário atual é complexo, pois apesar das cavernas estarem associadas a evolução dos *gullies*, ao mesmo tempo, de forma cíclica, também são destruídas pela evolução desse processo erosivo, uma espécie de ciclo espeleogenético (Figura 26).

**Figura 26** - Diagrama esquemático da evolução da paisagem e o desenvolvimento de *gullies* e cavernas na área de estudo. a) Após o estabelecimento da primeira crosta laterítica detritica, instala-se um sistema de erosão (primeira superfície de aplainamento) e rebaixamento do relevo sob rochas máficas em relação ao platô lateritizados pela denudação, gerando material detritico para a posterior formação de um novo pedimento detritico. b) Consolida-se a segunda superfície (pedimento detritico) de aplainamento e continua soerguimento do relevo e erosão das vertentes sob rochas máficas, destacando-se com maior inclinação as vertentes sob crostas lateriticas, instalando-se sistemas de erosão do tipo *seepage* na base das encostas em função da instabilização dos saprólitos intemperizados dispostos abaixo das crostas lateriticas detriticas e a formação de *gullies lineares*. c) Formação de cavernas enquanto se intensifica o gradiente hidráulico em função do desnível. d) Expansão dos *gullies lineares*, evoluindo para *gullies dendríticos* e em *anfiteatro*, resultando em recuos nas vertentes e consequente supressão natural de cavernas, gerando mais material detritico para a vertente, onde se desenvolvem outras cavernas (em depósitos de tálus). e) Expansão e conexão de *gullies*, consolidando *gullies em anfiteatro* na alta vertente, *gullies dendríticos* na média vertente e *gullies lineares* na média e baixa vertente sempre associado a presença de cavernas. SA – Superfície Aplainamento.



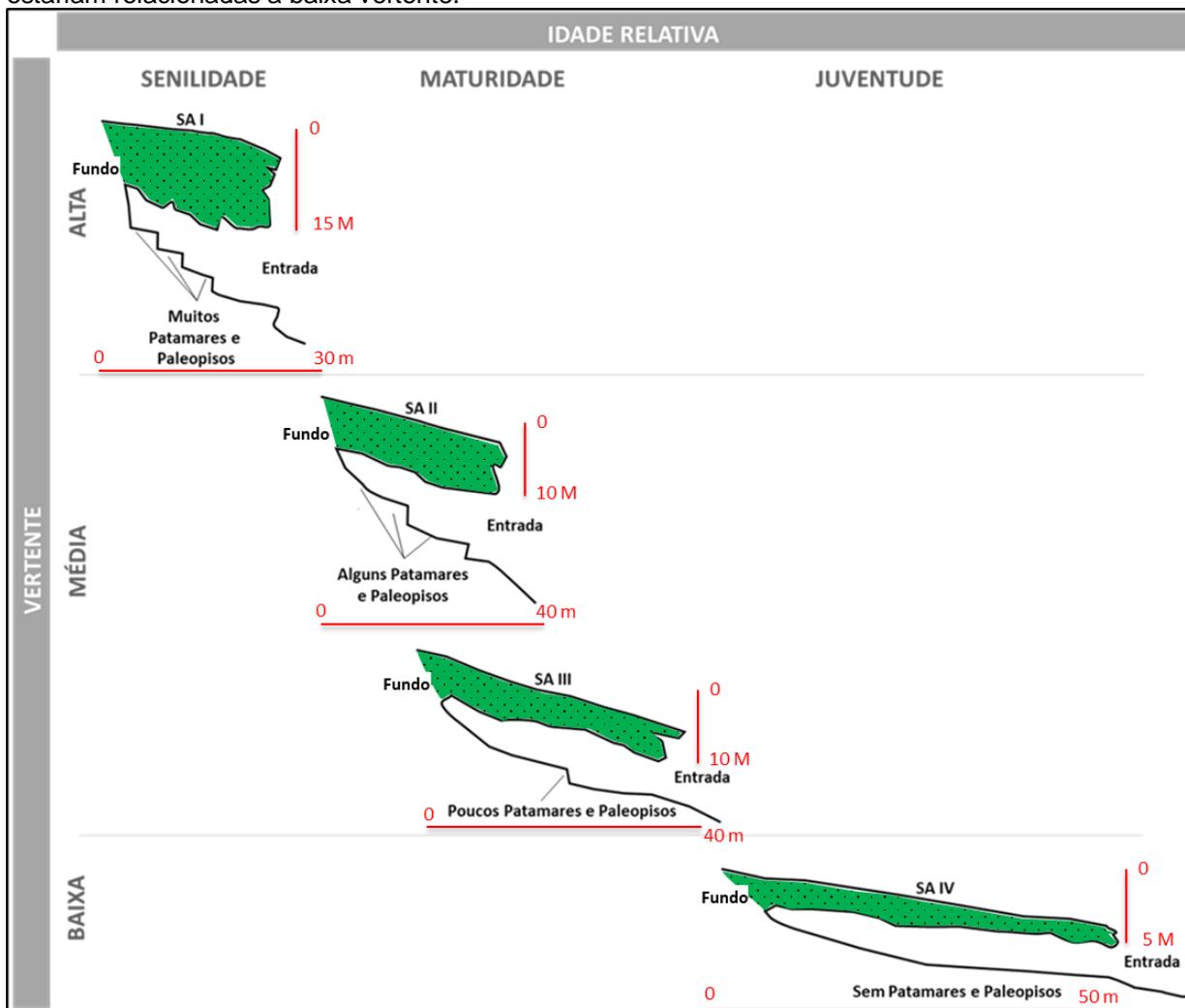
Fonte: Próprio autor (2019).

A idade de formação das cavernas sob crostas lateríticas detríticas ainda é uma incógnita. Dutra (2013) chegou a questionar a relação das idades das cavernas sob crostas lateríticas com a mineralização do jaspilito. A mesma autora também discute a relação das cavernas com as últimas glaciações, momento em que o relevo passou por grandes alterações morfológicas em função das mudanças climáticas, relacionando estas cavernas a idades pertencentes ao Pleistoceno (2.5 Ma), o que ainda deve ser confirmado com datações, porém, parece bastante coerente com os resultados discutidos no presente trabalho.

Por se encontrarem sob as superfícies aplainadas, as cavernas estariam restritas a idades mais recentes em relação a estas superfícies, pois seria necessário que o terreno estivesse consolidado com as crostas lateríticas endurecidas, e, um determinado período de tempo seria necessário para o estabelecimento das vertentes e de vales, para então erodir, em subsuperfície, o saprólito mais friável na base das crostas lateríticas detríticas, e então desenvolver as cavernas.

O aumento do volume e da largura média das cavernas em direção a baixa vertente, pode indicar que existem diferenças temporais entre as cavernas dispostas entre a alta e a baixa vertente. Aquelas maiores são indicativas de processos erosivos mais atuantes e conseqüentemente mais jovens que as cavidades menores e, em parte desmoronadas posicionada nas altas vertentes, provavelmente indicativas de cavidades mais senis. (Figura 27).

**Figura 27** - Esquema simplificado relacionando a idade relativa e o posicionamento das cavernas ao longo da vertente. As cavernas mais senis estariam relacionadas a alta vertente e as mais juvenis estariam relacionadas a baixa vertente.



Fonte: Próprio autor (2019).

O estabelecimento de idades mais seguras somente deverá ser possível com datações absolutas, que, mesmo assim, podem não indicar idades muito discrepantes para as cavernas localizadas nas diferentes posições do relevo, tendo em vista a relação destas cavernas com o processo cíclico de erosão dos *gullies*.

## 6 CONCLUSÃO

As cavernas da área de estudo (flanco leste do platô de N4E-Norte) encontram-se distribuídas na base de uma cornija, uma superfície endurecida localizada no topo do relevo, e, nas médias e baixas vertentes capeadas por superfícies endurecidas. Todas essas superfícies são compostas por crostas lateríticas detríticas com características semelhantes entre si. Essas superfícies residuais podem ser correlacionadas as superfícies de aplainamento definidas por King (1956): Sul-Americana, que corresponde a superfície dos platôs de cimeira destacados na paisagem (SA I); as superfícies Velhas I e II correspondentes as médias vertentes (SA II e III) e; a superfície Paraguaçu nas baixas vertentes (SA IV).

O mapeamento geológico da área permitiu observar a forte relação espacial entre a presença de crostas lateríticas detríticas e a ocorrência de cavernas. A existência de milhares de cavernas em Carajás é dependente principalmente da crosta laterítica detrítica, não havendo registros de cavernas sem estas crostas.

O recuo paralelo das vertentes é um dos principais mecanismos de alteração da paisagem dos platôs, tanto erodindo como gerando detritos para a formação de pedimentos e de novas superfícies de aplainamento (pediplanos), estabelecendo um evento policíclico de formação de crostas lateríticas detríticas ferruginosas.

As cavernas desenvolvidas sob a superfície Sul-Americana (SA I), entre o topo e a alta vertente do relevo, apresentam orientações das entradas e eixos de maior comprimento concordantes com o declive principal do relevo. As cavidades desenvolvidas sob superfícies aplainadas na média e baixa vertentes (SA II, III e IV), as entradas e os eixos de maior comprimento ocorrem de forma divergente com o declive principal do relevo e concordantes com a inclinação do interflúvio, no sentido da drenagem, perpendicularmente aos *gullies*.

O regime hídrico é o agente erosivo de fundamental importância para o desenvolvimento das cavernas. Nas áreas de baixa vertente os fluxos hídricos de maior vazão e perenes promovem a formação de cavernas mais amplas, enquanto que na alta vertente, com fluxos hídricos intermitentes ou sazonais, os fluxos hídricos apresentam menor vazão e são descontínuos, porém com gradientes mais elevados e mais concentrados, produzindo cavidades com maior declividade

O posicionamento temporal relativo das cavernas da área estudada limita-se aos eventos tectônicos e processos erosivos ocorridos no Quaternário, fato este que

pode ser sustentado pela intrínseca relação espacial das cavernas com os *gullies*. A última relevante acomodação tectônica, durante o Pleistoceno, reconfigurou toda a paisagem, inclusive as drenagens, certamente apagando qualquer caverna até então existente. Após esse período, um remodelamento da paisagem vem se formando, sob clima úmido e significativo avanço da floresta sobre as vertentes dos platôs, e que deve acabar por dismantelar estas crostas lateríticas detríticas e, conseqüentemente apagar o relevo pseudocárstico, seguindo um certo ciclo espeleogenético.

Ao correlacionar a evolução das escarpas por meio do recuo paralelo das vertentes com o volume e a largura média das cavernas, onde observou-se a tendência de valores mais elevados nas cavernas posicionadas na baixa vertente, sustentando assim a ideia de que estas cavernas estariam em uma fase temporal juvenil, sendo que aquelas localizadas na média vertente apresentariam idades intermediárias, e, aquelas localizadas na alta vertente apresentariam idades senis.

A aplicação dos resultados obtidos neste estudo remete a alguns avanços na atividade de prospecção, contribuindo na análise do potencial espeleológico, no diagnóstico geoespeleológico para fins de relevância, onde os atributos descritos como gênese única ou rara e morfologia única, previstos na legislação, tendem a ser simplificados pelo entendimento claro dos processos formadores das cavernas nos terrenos lateríticos.

## REFERÊNCIA

AB'SÁBER, A. N. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 50, p. 9-57, 1986.

ABREU, S. S.; MACAMBIRA, J. B.; CABRAL, E. S. Geologia e petrografia de formações ferríferas com ênfase na gênese de cavidades em Serra Norte, Carajás-PA. **Espeleotema**, v. 27, n. 1, p. 33-44, 2016. Disponível em: [www.cavernas.org.br/espeleo-tema/espeleo-tema\\_v27\\_n1\\_033-044.pdf](http://www.cavernas.org.br/espeleo-tema/espeleo-tema_v27_n1_033-044.pdf). Acesso em: 11 dez. 2018.

ALEXANDER, L. T.; CADY, J. G. **Genesis and Hardening of Laterite in Soils**. Washington, D.C.: Dept. Agric., 1960. (Technical Bulletin, n. 1282).

ALMEIDA FILHO, G. S. D. **Diagnóstico de processos erosivos lineares associados a eventos pluviosos no município de Bauru, SP**. Campinas: Fec/Unicamp, 2000. p. 222.

ALMEIDA FILHO, G. S. D.; RIDENTE JÚNIOR, J. L. **Diagnóstico, prognóstico e controle de erosão**. Goiânia: SNCE, 2001. 70 p. (Apostila de curso ministrado no 7. Simpósio Nacional de Controle de Erosão).

ALMEIDA, J. A. C. *et al.* Evolução geológica mesoarqueana do Domínio Rio Maria, porção sul da Província Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13., Belém. **Anais...** Belém: UFPA, 2013.

ALMEIDA, J. C. H. **Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**. 2000. 190 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ALMEIDA, M. C. J. D. *et al.* Soil erosion analysis in the influence área of Tietê Paraná Hydroway (Tietê Branch). **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, Número Especial, p. 62-71, maio 2005.

AMPLO. **Estudo de Impacto Ambiental / EIA Projeto Ferro Serra Norte Mina N4 E N5, Estudo Global das Ampliações**. Parauapebas: AMMPLO, 2010. (volume 2)

ANDREYCHOUK, V. *et al.* **Karst in the Earth's Crust: its distribution and principal types**. Sosnowiec - Symferopol: University of Silesia - Department of Earth's Sciences, 2009. 72 p. ISBN 978-83-87431-93-8.

ARAÚJO, O. J. B. *et al.* A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. **Anais...** Congresso Latino-Americano de Geologia, 7., 1988. p. 324-338.

ASSUNPÇÃO, M. Focal mechanisms of small earthquakes in the southeastern Brazilian shield: a test of stress models of South America plate. **Geophysical Journal International**, n. 133, p. 490-498, 1998.

ASSUNPÇÃO, M. The Regional interplate stress field in the south America, v. 138, n. 97, p. 11889-11903, 1992.

ATZINGEN, N. V.; CRESCÊNCIO, G.; CUNHA JR., W. R. Estudos espeleológicos na Serra dos Carajás, município de Parauapebas-PA. **Boletim Informativo da Fundação Casa da Cultura de Marabá**, Marabá, p. 51-73, 2009.

AULER, A. S. *et al.* Hypogene cave patterns in iron ore caves: convergence of forms or processes? **Karst Waters Institute Special**, v. 18, p. 15-19, 2014.

AULER, A.; PILÓ, L. B. Introdução às cavernas em minério de ferro e canga. **O Carste**, Belo Horizonte, v. 17, n. 3, p. 70-72, 2005.

BEISIEGEL, V. R. Carajás iron-ore district. **In: IS AP, International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis**, Salvador, 1982. p. 47-61. Abstracts and Excursions.

BEISIEGEL, V. R. *et al.* Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás, v. 3, p. 215-242, 1973. (in Portuguese).

BEMERGUY, R. L. *et al.* Aspectos Morfoestruturais e Neotectônicos da Região da Serra dos Carajás (Sudeste do Estado do Pará). **UNESP: Geociências**, São Paulo, v. 19, n. 1, p. 35-49, 2000.

BERGONSE, R.; REIS, E. Formas, processos e padrões na erosão por ravinamento: para um enquadramento teórico coerente. **Finisterra**, Lisboa, n. XLVI, p. 99-120, 2011.

BIGARELLA, J. J.; MAZUCHOWSKI, J. Z. Visão integrada da problemática da erosão. **In: Simpósio nacional de controle de erosão**, 3., Maringá, 1985. p. 332.

BIROT, P. **Contribution a l'Étude de la Désagrégation des Roches**. Paris: Centre de Documentation Universitari, 1968.

BOAVENTURA, R. S. **Geomorfologia**. DNPM. Projeto RADAM. Folha SB-22 Araguaia e parte da Folha SC-22 Tocantins. Rio de Janeiro. 1974. (Levantamento dos Recursos Naturais, 41.).

BOCCO, G. Gully Erosion: Processes and Models. **Progress in Physical Geography**, v. 15, p. 392-406, 1991.

BOWDEN, D. J. Sub-Laterite Cave Systems And Other Pseudokarst Phenomena. In: The Humid Tropics: The Example Of The Kasewe Hills, Sierra Leone. **Z. Geomorph.**, n. 24, p. 77-90, 1980.

BOYÉ, M.; PASCUAL, J. F. Sur la Présence D'Alunite de la Grotte Forgassie das les Bauxites des Montagnes de Roura (Guyane Française). **Rev. Géomorphol. Dynamique.**, Paris, v. 26, n. 1, p. 1-14, 1977.

BRADFORD, J. P. R. **Erosional development of valley bottom gullies in the upper midwestern United States.**[S.l.: s. n.], 1980.

BRAGA, A. *et al.* Influência Estrutural Sobre Cavernas em Formações Ferríferas, Carajás-Pa. **Revista Geonomos**, v. 25, p. 24-39, 2017.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Rev. Bras. Geogr.**, v. 4, p. 3-40, 1971.

BROOKS, A. P. *et al.* Alluvial gully erosion: an example from the Mitchell fluvial megafan, Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 34, p. 1951-1969, 2009.

BROOKS, A.; KNIGHT, J.; SPENCER, J. A Remote Sensing Approach for Mapping and Classifying Riparian Gully Erosion in Tropical Australia. **Australian Rivers Institute**, Nathan, Qld, Australia, 2006.

BUCHANAN, F. A journey from Madras through the countries of Mysore, Canara and Malbar, East India Co. **Oxford and IBH Pub. Co.**, London, p. 440-441, 1807.

BULL, L. J.; KIRKBY, M. J. Gully processes and modelling. **Progress in Physical Geography**, n. 21, p. 354-374, 1997.

BUTT, C. R. M. . Z. H. . **Handbook of Exploration Geochemistry**: Regolith exploration geochemistry intropical and subtropical terrains. Amsterdam: Elsevier, 1992. 607 p. (volume 4).

CABRAL, E. S.; MACAMBIRA, J. B. M.; ABREU, S. S. Geologia e Petrografia de Formações Ferríferas Bandadas em Cavernas da Serra Sul, Carajás-Pa. **Espeleo-Tema**, v. 27, n. 1, p. 45-56, 2016.

CALUX, A. S. **Gênese e desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em rochas ferríferas no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado. 2013. 173 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Minas Gerais, 2013.

CARMO, F. F.; SALGADO, A. A. R.; JACOBI, C. M. Novo sítio espeleológico em sistemas ferruginosos no Vale do Rio Peixe Bravo, Norte de Minas Gerais, Brasil. **Espeleo-Tema**, v. 22, p. 79-93, 2011.

CASSETI, V. **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia: UFG, 2001.

CHEMALE JÚNIOR, F.; TAKEHARA, L. **Minério de Ferro Geologia e Geometalurgia**. [S.l.]: Edigar Blucher, 2013.

CLARK, M.; SMALL, J. **Slopes and weathering**. New York: Cambridge University Press, 1982. 110 p.

COELHO, A. H. F.; AULER, A. S.; PILÓ, L. B. P. F. **Espeleologia EIA Global – Serra Norte (N4/N5)**. Belo Horizonte: Carste, 2013.

COLLISON, A. J. C. The cycle of instability: stress release and fissure flow as controls on gully head retreat. **Hydrological Processes**, n. 15, p. 3-12, 2001.

COSTA, J. B. S. et al. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 23-43, 1996.

COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.

CROUCH, R. J.; BLONG, R. S. Gully, sidewall classification: methods and applications. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 33, p. 291-305, 1989.

DALL'AGNOL, R. *et al.* Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. **In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton**. RONEX-UFPA/SBG, Belém, p. 97-150, 2006.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal**, London, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DAY, A. **Cave Surveying, Cave Studies Series 11**. Buxton: British Cave Research Association, 2002. 40 p. ISBN 0-900265-25-6.

DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The Channel Head. **In: BEVEN, K.; KIRKBY, M. J. (Eds.). Channel Network Hydrology**. New York: s. n., 1993. p. 175-219.

DIXEY, I. Notes on Lateritization in Sierra Leone. **Geological Magazine**, n. 57, p. 211-220, 1920.

DOCEGEO. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, Belém, v. 35, p. 11-54, 1988. (Anexos aos Anais).

DUTRA, G. M. Síntese dos Processos de Gênese de Cavidades em Litologias de Ferro. **Anais...** Congresso Brasileiro de Espeleologia, 32., Barreiras, p. 415-426, 2013.

DYLIK, J. Notion du versant en geomorphologie. **Bull. Acad.Pol. Sci. Série des Sc.Geol.Geogr.**, v. 16, n. 2, p. 125-132, 1968.

EMBRAPA. **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos**. Rio de Janeiro, p. 83. 1979.

FEIO, G. R. L. *et al.* Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 227, p. 157-185, 2013.

FIGUEIREDO, M. F. *et al.* Diamictites overlying Marinoan-age carbonates of Araras Formation, Paraguay Belt, Brazil: evidence of a new glaciation? **In: Symposium on Neoproterozoic - Early Paleozoic Events in Swgondwana**, 1. São Paulo, 2004. **Anais...** São Paulo: IGCP Project 478, 2004. p. 18-19.

FINLAYSON, B. Granite Caves in Girra Ween National Park, Southeast Queensland. **Helictite**, n. 20, p. 53-59, 1982.

FRUMKIN, A.; FISCHHENDLER, I. Morphometry and distribution of isolated caves as guide for phreatic and confined paleohidrological conditions. **Geomorphology**, v. 3, p. 457-471, 2005.

GAN, M. S. *et al.* Monção da América do Sul. **Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - CPTEC/INPE**, São José dos Campos, p. 1-6, 2016.

GIBBS, A. K.; WIRTH, K. R. Geologic Setting of the Serra dos Carajás Iron deposits, Brazil – Ancient Banded Iron Formations. **Theophrastus publications, S.A.**, Greece, p. 83-102, 1990.

GILLIESON, D. **Caves: Processes, Development, Management**. [S.l.]: Blackwell, 1996. 324 p.

GONÇALVES, D. F. *et al.* Lateritic Terrains and the Evolution of Pseudokarstic Features – Case Study in the Iron Ore Mine N4E, Carajás Region-PA, Brazil. **In: World Mining Congress Proceedings - Sustainability in Mining**, 24., Rio de Janeiro, p. 227-236.

GRIMES, K. G. . Pseudokarst: Definition and Types. **In: Graham. A.W. Proceedings of the Tenth Biennial Conference of the Australian Speleological Federation**, Sydney, p. 6-10, 1975.

GRIMES, K. G. Redefining the boundary between karst and pseudokarst: a discussion. **Cave and Karst Science**, v. 2, n. 24, p. 87-90, 1997.

GRIMES, K. G.; SPATE, A. P. Laterite Karst. **Australasian Cave and Karst Management Association, Journal**, v. 73, p. 49-52, 2008.

GWYNNE-JONES, D. R. G. The Loma Mountains. **The Geographical Bulletin** 3, 1973.

HACK, J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid-Temperate Regions. **Amer. Journ. Sci.**, New Haven, v. 258-A, p. 80-97, 1960.

HARVEY, A.; GUTIÉRREZ-ELORZA, M. Repeated patterns of Quaternary discontinuous gullying at El Tormillo, Ebro Basin, Spain. **In: Garcia C, Batalla R J (eds.) Catchment Dynamics and Rivers Processes: Mediterranean and Other Climate Regions**. [S. I.]: Elsevier, 2005. p. 53-67.

HOORN, C. *et al.* The development of the Amazonian mega-wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia). **In: Hoorn, C.; Wesselingh, F. P. (eds.) Amazonia, Landscape and Species Evolution: a Look into the Past**, Wiley-Blackwell, Oxford, 2010. p. 123-142.

IRELAND, H. A.; SHARPE, C. F.; EARGLE, D. H. **Principles of gully erosion in the piemont of South Carolina**. Washington, D.C.: US Department of Agriculture, 1939. 633 p. (Technical Bulletin)

KARMANN, I. Ciclo da água: água subterrânea e sua ação geológica. **In: TEIXEIRA, W. Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de textos, 2003. p. 114-138.

KAY, J. R. Inspection of 'Mystery Holes', South Kolan, Bundaberg area. **Geological Survey**, p. 5, 1972.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics - eartquakes, uplift, and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338 p.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KING, L. C. **The Morphology of the Earth**. [S.I.]: Oliver & Boyd, 1962. 726 p.

KIRKBY, M. J.; BRACKEN, L. J. Gully processes and gully dynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 34, p. 1841-1851, 2009.

LEFROY, T.; LAKE, P. A laterite cave in the Upper Chittering Region, Western Australia. **The Western Caver**, v. 3, n. 12, p. 68-77, 1972.

LIMA, C. C. U. O Neotectonismo na Costa do Sudeste e do Nordeste Brasileiro. **Revista de Ciência e Tecnologia**, n. 15, p. 91-102, 2000.

LINDENMAYER, Z. G. *et al.* Geologia do depósito de Cu-Au, de Gameleira, Serra dos Carajás. In: JOST, H.; BROD, J. A.; QUEIRÓS, E. T. de. (eds.). **Caracterização de depósitos auríferos em Distritos Mineiros brasileiros**. Brasília, DF: s. n., 2001. p. 81-139.

LOBATO, L. M. *et al.* **A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás - Controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província** Brasília, DF: s. n., 2005. p. 21-92. (Capítulo 2).

MACAMBIRA, J. B. **O ambiente deposicional do Grupo Grão Pará-Carajás**. Campinas: s. n., 2003.

MACAMBIRA, J. B.; SILVA, V. F. Estudo Petrológico, Mineralógico e Caracterização das Estruturas Sedimentares e Diagenéticas Preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 363-387, 1995. (Série Ciências da Terra)

MACHADO, N. *et al.* U-Pb geology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajas Area, **Amazon Shie Id**, Brazil, v. 49, p. 329-354, 1991.

MAIGNIEN, R. **Review of research on latérites**. Paris: UNESCO Natural resources research IV, 1966. 155 p.

MAURITY, C. W. **Evolução Recente da Cobertura de Alteração no Platô N1 – Serra dos Carajás**. Orientador: Basile Kotschoubey. 1995. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1995.

MAURITY, C. W.; KOTSCHOUBEY, B. Efeitos da alteração intemperica recente e feições pseudocárticas na cobertura laterítica da aba norte da Serra dos Carajás-PA. **In: Congresso Brasileiro de Geologia**, 37., São Paulo, p. 582-583, 1992.

MAURITY, C. W.; KOTSCHOUBEY, B. Caracterização e gênese dos minerais de espeleotemas das cavernas do platô N1 - Serra dos Carajás-PA. **In: Simpósio da Amazônia**, 4., Belém, p. 356-357, 1994.

MAURITY, C. W.; KOTSCHOUBEY, B. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1- Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, p. 331-362, 1995. (Série Ciências da Terra).

MAURITY, C. W.; KOTSCHOUBEY, B. Evolução recente da cobertura de alteração do platô de N1 Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. **O Carste**, Belo Horizonte, v. 17, n. 5, p. 78-91, 2005.

MCFARLANE, M. J. *et al.* The origin and age of karstic depressions in the Darwin – Koolpinyah area of the Northern Territory of Australia. In: BROWN, A.G. (ed.) **Geomorphology and Groundwater**. [S. l.]: Wiley, 1995. p. 93-120

MCFARLANE, M. J.; TWIDALE, C. R. Karstic features associated with tropical weathering profiles. **Zeitschrift für geomorphologie supplementband**, v. 64, p. 73-95, 1987.

MEIRELES, E. M. *et al.* Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: Brazilian Congress of Geology, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984, p. 2164-2174.

MEIRELLES, M. R. **Geoquímica e petrologia dos jaspilito e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás-PA**. Orientador: Marcel Auguste Dardenne. 1986. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Brasília, Brasília/DF, 1986.

MONTEIRO, H. S. *et al.* Age and evolution of diachronous erosion surfaces in the Amazon: Combining (U-Th)/He and cosmogenic <sup>3</sup>He records. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 229, p. 162-183, 2018. DOI <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.045>

MORETO, C. P. N. *et al.* Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. **Econ. Geol.**, n. 110, p. 809-835, 2015.

MORGAN, R. P. C. **Soil Erosion and Conservation**. 3. ed. Oxford: Blackwell Publishing, 2005. 304 p.

MOSS, R. P. Slope development and soil morphology in a part of SW Nigria. **Journal of Soil Sciences**, n. 16, p. 92-209, 1965.

OBRUCHEV, V. A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik. **Akad. Nauk. Izv. Serv. Geol.**, n. 5, p. 13-24, 1948.

OLLIER, C. D. **Tectonics and landforms. Geomorphology texts**. London: Longman Inc., 1981. 322 p.

OLLIER, C.; SHETH, H. C. The High Deccan duricrusts of India and their significance for the 'laterite' issue. **Journal of Earth System Science**, v. 117, n. 5, p. 537-551, 2008.

PALMER, A. N. **Origin and morphology of limestone caves**. 103. ed. [S. l.]: Geological Society of America Bulletin, 1991. p. 1-21.

PENCK, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. **J. Engelhorn's Nachf.**, Stuttgart, 1924.

PENCK, W. **Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology**. Tradução de Hella Czech e Catherine C. Boswell. London: Macmillan, 1953. 429 p.

PETRI, S.; FULFARO, V. J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Edusp, 1983.

PEUVAST, J. P.; SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator, UFC**, n. 1, p. 113-150, 2002.

PILÓ, L. B.; AULER, A. Geoespeleologia das cavidades em rochas ferríferas da região de Carajás, PA. In: Congresso Brasileiro de Espeleologia, Montes Claros, 2009. p. 181-186.

PILÓ, L. B.; AULER, A. Introdução à Espeleologia. In: **III Curso de Espeleologia e Licenciamento Ambiental**. Brasília: [s.n.], 2011. Cap. 1, p. 7-23. Disponível em: <http://www.icmbio.gov.br/cecav/images/download/Apostila%20Curso%20de%20Espeleologia%20e%20Licenciamento%20Ambiental.pdf>. Acesso em: 21 maio 2018.

PINHEIRO, R. V. L. *et al.* **Considerações Preliminares Sobre a Espeleologia da Serra dos Carajás (Pa)**. Belém: GEP, 1985.

PINHEIRO, R. V. L.; HOLDSWORTH, R. E. Evolução tectono estratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 597-606, 2000.

PINHEIRO, R. V. L.; MAURITY, C. W. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás Brasil. In: CONGRESSO ESPELEOLOGICO AMÉRICA LATINA/CARIBE, 1., Belo Horizonte, 1988. **Anais...** Belo Horizonte: SBE, 1988. p. 179-186.

POESEN, J. *et al.* Gully erosion in Europe. In: BOARDMAN, J.; POESEN, J. **Soil erosion in Europe**. Wiley, Chichester: John Wiley and Sons, 2006. p. 515-536.

PRESCOTT, J. A.; PENDLETON, R. L. Laterite and Laterite Soils. **Bur. Soil Sci. Tech. Commun.**, n. 47, 1952.

PRESS, F. *et al.* **Para entender a terra**. Tradução de Menegat R. Porto Alegre: Bookmans, 2006. 656 p.

ROBERTSON, A. D. Origin of the 'Mystery Craters' of South Kolan, Bundaberg area. **Qld. Govt. Mining J.**, v. 80, p. 448-449, 1979.

ROBERTSON, A. D. Origin of the 'Mystery Craters' of South Kolan, Bundaberg area.. **Qld. Govt. Mining J.**, n. 80, p. 448-449, 1979.

RODRIGUES, E. M. S.; LAFON, J. M.; T., S. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajas: primeiros resultados. **III. SBG. Congr. Bras. Geol.**, São Paulo, v. 2, n. 37, p. 183-184. (Boletim de Resumo).

ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE JR, F. Itabiritos e Minérios de Ferro de Alto Teor do Quadrilátero Ferrífero-Uma Visão Geral e Discussão. **Geonomos**, v. 2, n. 8, p. 27-43, 2001.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A. Modelos Morfogênicos e a Tectônica Global: Reflexões conciliatórias. **Geonomos**, Belo Horizonte, n. 6, p. 55-63, 1998.

SALOMÃO, F. X. D. T. **Processos erosivos lineares em Bauru (SP)**: regionalização cartográfica aplicada ao controle preventivo urbano e rural. 1994. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SCHELLMANN, W. Considerations on the definition and classification of laterites. **In: International Seminar on Lateritization Processes**, Trivandrum, n. 1, p. 1-10, 1981.

SCHUMM, S. A. Alluvial river response to active tectonics. Washington DC: National Academy Press, 1986. p. 80-94.

SHANNON, C. H. C. Pseudokarst caves in duricrust/granite terrain, Banana Range, Central Queensland. **In: Proc. 10th Biental Conf. Austr. Speleo. Fed.**, Brisbane, p. 20-24, 1974.

SILVA, M. L. T. **Geologia, petrografia e geocronologia do magmatismo de alto K da região de Vila Jussara, NE do município de água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás**. 2009. TCC (Bacharel em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Marabá, 2009.

SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas no Planalto Sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, v. 3, n. 20, p. 1-22, 2009. ISSN 1981-9021.

SIMMONS, G. C. Canga Caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **O Carste**, v. 17, n. 3, p. 74-77, 1963.

SIVARAJASINGHAN, S. et al. Laterite. **Adv. Agron.**, New York, n. 14, p. 1-60, 1962.

SMALL, R. J. The study of planation surfaces. In: **The study of landforms – A textbook of Geomorphology**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1978. 512 p. ISBN 978-0521292382.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of Soil Science Terms. **Site da Soil Science Society of America**, 2018. Disponível em: <https://www.soils.org/publications/soils-glossary#> Acesso em: 25 mar. 2018.

SPATE, A. P. ANDYSEZ Number 38, Let's Talk About Something Other Than Limestone – Pseudokarst. **ACKMA Journal**, n. 42, p. 32-34, 2011.

SPIER, C. A. **Geoquímica e gênese das formações ferríferas bandadas e do minério de ferro da Mina de Águas Claras, Quadrilátero Ferrífero, MG**. Orientadora: Sonia Maria Barros de Oliveira. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

STEFANIC, M.; JURDY, D. M. Stress observations and driving force models for the south american plate. **Journal of Geophysical Research**, n. 97, p. 1905-11913, 1992.

STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. Neotectonics. **Continental tectonics**, n. 18, p. 370-404, 1994.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology. An Introduction to the Study of Landforms**. New York: Longman, 1991. 537 p.

TEIXEIRA, J. B. G.; EGGLEER, D. H. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. **Acta Geológica Leopoldensia**, n. 40, p. 71-114, 1994.

THOMAS, G. E. **Tropical Geomorphology. A Study of Weathering and Landform Development in Warm Climates**. London: Macmillan, 1974. 322 p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: West Essex: John Wiley & Sons Ltd, 1994. 460 p. ISBN 9780471930358.

TOLBERT, G. E. et al. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. **Economic Geology**, v. 66, n. 7, p. 985-994, 1971.

TRENDALL, A. F. et al. SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajas Formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. **J. South Am. Earth Sci.**, n. 11, p. 265–277.

TRICART, J. Mise en point: l'évolution des versants. **L'information géographique**, n. 21, p. 108-115, 1957.

TWIDALE, C. R. A comparison of inselbergs developed in: various massive rocks. **Ilmu Alam**, n. 16, p. 23-49, 1987.

TWIDALE, C. R. Etch and intracutaneous landforms and their implications. **Australian Journal of Earth Sciences**, n. 34, p. 367-386, 1987.

VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplanamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 10, n. 2, p. 77-90, 2009.

VALENTIM, R. F. V.; OLIVITO, J. P. R. Unidade Espeleológica Carajás: Delimitação dos Enfoques Regional e Local, Conforme Metodologia da in-02/2009 Mma. **Espeleo-Tema**, Campinas-SP, v. 22, n. 1, p. 41-60, 2011. SBE.

VANN, J. H. Developmental Processes in Lacerie Terrains in Amapá. **Geographical Review**, p. 406-417, 1963.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **R. Bras. Geoci**, n. 21, p. 138-145, 1991.

VASCONCELOS, P. M. *et al.* Direct dating of weathering phenomena by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  analysis of supergene K-Mn oxides. **Geoch. Cosmoch. Acta**, v. 58, p. 1635-1665, 1994.

VASCONCELOS, P. M. P.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of supergene processes in ore deposits. **Rev. Econ. Geol.**, v. 12, p. 73-113, 2002.

VASCONCELOS, P. M. P.; CARMO, I. O. Calibrating denudation chronology through  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  weathering geochronology. **Earth-Sci. Rev.**, v. 179, p. 411-435, 2018.

VASQUEZ, L. V. et al. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2008a.

VERVLOERT, R. J. H. M. Dinâmica da cobertura pedológica, rupturas geométricas e hidrogeomorfologia em uma vertente de rocha granodiorítica. **Rev. Geonorte**, v. 2, n. 4, p. 343-355, 2012.

VILELA, O. V.; SANTOS, O. M. Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG. **Anais...** Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, 2., Belo Horizonte, p. 333-346, 1983.

VITTE, A. C.; MELLO, J. P. Considerações Sobre a Erodibilidade dos Solos e a Erosividade das Chuvas e Suas Conseqüências na Morfogênese das Vertentes: Um Balanço Bibliográfico. **Climatologia e Estudos da Paisagem**, Rio Claro, v. 2, n. 2, p. 107-133, 2007.

WAINWRIGHT, J.; THORNES, J. **Environmental Issues in the Mediterranean – Processes and Perspectives From the Past and Present**. London: Routledge, 2004. 479 p.

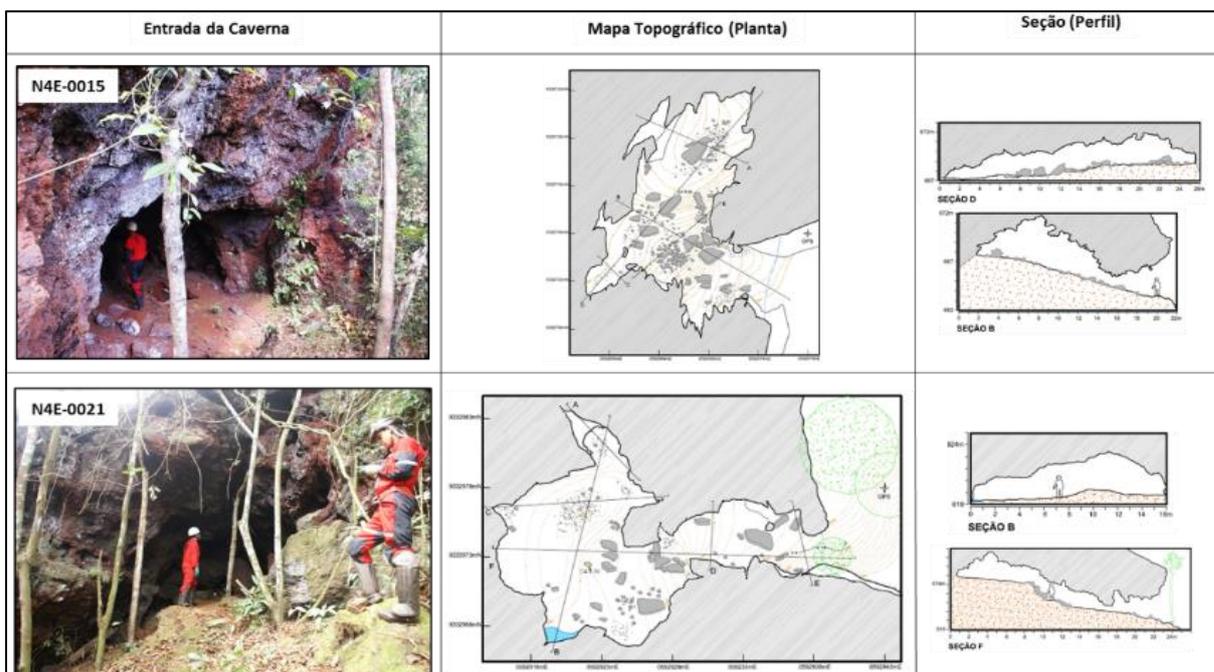
WAYLAND, E. J. Peneplains and some other erosional platforms. **Annual report and bulletin, Dept. of Mines**, p. 77-79, 1933.

WELLS, N.; ANDRIAMIHAJA, B.; RAKOTOVOLOLONA, H. F. Patterns of development of lavaka, Madagascar's unusual gullies. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 16, p. 189-206, 1991.

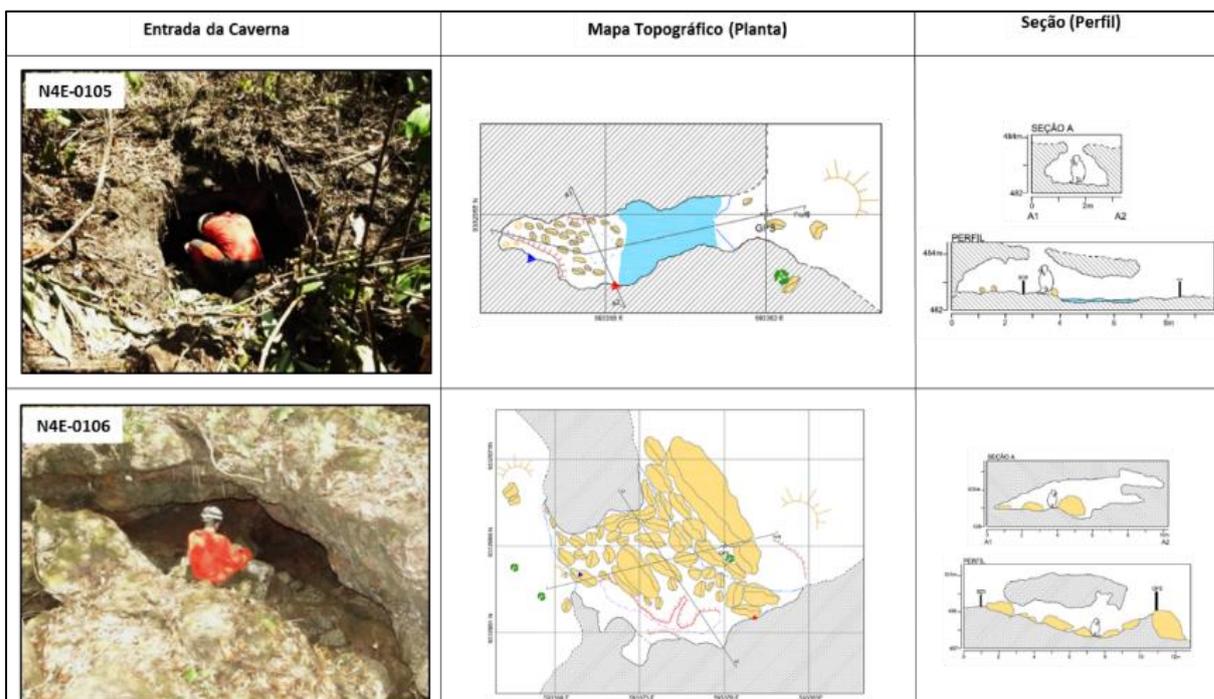
WHITE, W. B. **Geomorphology and hydrology of karst terrains**. New York: Oxford University Press, 1988.

## **ANEXO**

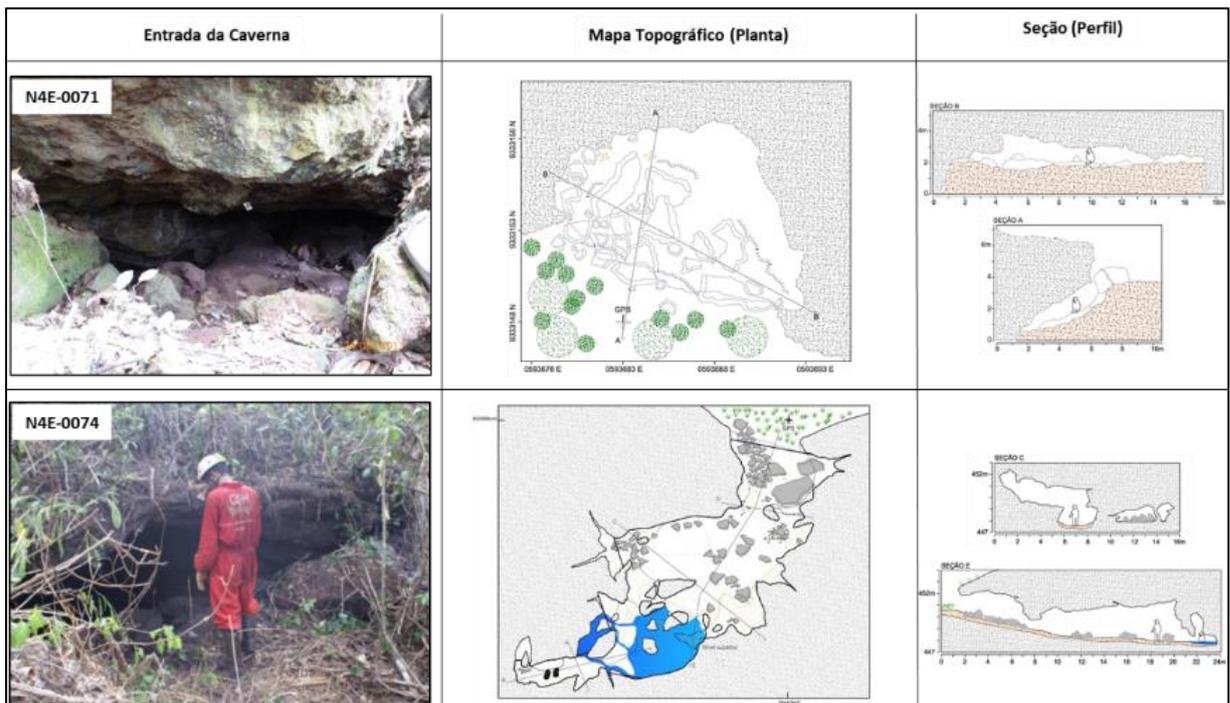
**ANEXO A – Cavernas N4E-0015 e N4E-0021, sob a Superfície I, a CLD I, na alta vertente.**



**ANEXO B – Cavernas N4E-0105 e N4E-0106, sob a Superfície II e a CLD II, na média vertente.**



**Anexo C – Cavernas N4E-0071 e N4E-0074, sob a Superfície III e a CLD III, entre a média e a alta vertente.**



**Anexo C – Cavernas N4E-0067 e N4E-0068, sob a Superfície IV e a CLD IV, na baixa vertente.**

