

Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

**Geocronologia, taxas de denudação e evolução do relevo da região de
Caldas Novas-Rio Quente, sudeste de Goiás, durante o Cenozoico**

ANTONIO APARECIDO COUTO JÚNIOR

Rio Claro – SP
2020

Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

ANTONIO APARECIDO COUTO JÚNIOR

**Geocronologia, taxas de denudação e evolução do relevo da região de
Caldas Novas-Rio Quente, sudeste de Goiás, durante o Cenozoico**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como requisito para a obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Fabiano Tomazini da Conceição

Rio Claro – SP
2020

C871g Couto Júnior, Antonio Aparecido
Geocronologia, taxas de denudação e evolução do relevo da região de Caldas Novas-Rio Quente, sudeste de Goiás, durante o Cenozoico / Antonio Aparecido Couto Júnior. -- Rio Claro, 2020
117 p. : il., tabs., fotos, mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Fabiano Tomazini da Conceição
Coorientador: Paulo Marcos de Paula Vasconcelos

1. Geociências. 2. Geomorfologia. 3. Geocronologia. 4. Geografia Física. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ANTONIO APARECIDO COUTO JÚNIOR

Geocronologia, taxas de denudação e evolução do relevo da região de
Caldas Novas-Rio Quente, sudeste de Goiás, durante o Cenozoico

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do Campus de
Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista
Júlio de Mesquita Filho, como requisito para a
obtenção do título de Doutor em Geociências e
Meio Ambiente.

Comissão examinadora

Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição (Orientador)
(IGCE/UNESP/Rio Claro-SP)

Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci
(IGCE/UNESP/Rio Claro-SP)

Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira
(IG/UNICAMP/Campinas-SP)

Profa. Dra. Vania Silvia Rosolen
(IGCE/UNESP/Rio Claro-SP)

Prof. Dr. Diego de Souza Sardinha
(ICT/UNIFAL/Poços de Caldas-MG)

Conceito: APROVADO

Rio Claro, 06 de março de 2020.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição, pela orientação, disponibilidade e amizade.

Ao Prof. Dr. Paulo Marcos Vasconcelos, pelas análises geocronológicas.

A Dra. Hevelyn da Silva Monteiro, pela disponibilidade e ajuda nas análises geocronológicas.

Ao Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro, pela orientação nas campanhas de campo.

Ao técnico Nelson Pereira Lopes Júnior, pela preparação das amostras.

Ao Dr. Daniel Françoso de Godoy, pelas microanálises.

Ao amigo Dr. Alexandre Martins Fernandes, pela cobrança e pela amizade.

A Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci, pelas orientações valiosas.

Ao Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira, pelas valiosas correções e sugestões.

Ao Prof. Dr. Rodrigo Braga Moruzzi, pela sabedoria e pelas boas conversas.

Ao Prof. Dr. Sergio dos Anjos Ferreira Pinto, por ter me aberto a porta 10 anos atrás.

A Profa. Dra. Andréia Medinilha Pancher, pelo carinho de sempre.

Ao Dr. Éder Paulo Spatti Júnior, pelos conselhos e boas conversas.

Ao Me. Edvaldo Guedes Júnior, pela disponibilidade em vários momentos.

Aos funcionários do DEPLAN/IGCE/UNESP, por terem me ajudado nessa trajetória.

Aos meus estimados amigos, por tornarem essa jornada mais leve e serena.

Aos meus pais, Antonio e Eliana, por tudo que fizeram e ainda fazem por mim.

A Rosana e José Carlos, meus pais da idade adulta.

A minha esposa Livia, pelos momentos memoráveis que vivemos e iremos viver.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

O presente trabalho foi realizado com apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) - Processo 141993/2017-0.

A Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, a minha eterna gratidão.

RESUMO

As taxas de denudação de longo prazo são reconhecidamente um parâmetro importante na caracterização e na compreensão da evolução geomorfológica dos continentes, de maneira que todos os métodos cabíveis devem ser empregados em sua avaliação, inserindo-se nesse contexto os métodos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He. A presença de relevos residuais da Superfície Sul-Americana, com coberturas detrítico-lateríticas ricas em minerais supergênicos, torna a região de Caldas Novas – Rio Quente/GO ideal para a realização de estudos dessa natureza. Nesse contexto, o objetivo deste estudo consistiu em caracterizar a evolução do relevo da referida região, bem como obter informações sobre a história de intemperismo, paleoclima e denudação dessa região brasileira durante o Cenozoico. Para tanto, além dos métodos geocronológicos supracitados, foram aplicadas técnicas microanalíticas nos minerais amostrados, além de modelagem espacial da área de estudo em ambiente SIG. Datados através do método (U-Th)/He, as goethitas apresentaram idades entre $55,34 \pm 5,5$ e $0,13 \pm 0,01$ Ma, indicando a existência de períodos de intemperismo químico intenso na transição entre o Paleoceno e Eoceno, no decorrer do Eoceno e na transição entre o Oligoceno e o Mioceno, bem como no decorrer do Pleistoceno. O conjunto de dados geocronológicos indicou a relação direta entre a precipitação dos minerais analisados e os ótimos climáticos do Cenozoico. Atribuídas às goethitas amostradas no topo da Serra de Caldas, as idades mais antigas obtidas para a Superfície Sul-Americana na área de estudo foram de $55,34 \pm 5,5$ Ma. A partir dessas idades, as taxas de denudação de longo prazo estabelecidas para a região foram de 6 m/Ma, valores próximos aos obtidos em estudos análogos realizados em regiões tropicais da América, África e Oceania. Considerando apenas o Cenozoico, a evolução do relevo regional foi possivelmente guiada por processos de etchplanção (BÜDEL, 1957; 1963; 1982). A partir de um recorte temporal maior, a paisagem da área de estudo pode ser interpretada como um produto da alternância entre os referidos processos e possíveis episódios de pediplanação (KING, 1955; 1962), caracterizando um relevo poligenético.

Palavras-chave: Superfícies geomórficas; Lateritas; Datação absoluta; Evolução geomorfológica.

ABSTRACT

The long term denudation rates are recognized as an important parameter in the study of continental geomorphological evolution and all applicable methods should be employed in this assessment, including $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He. The presence of residual reliefs of South American Surface, covered by iron duricrusts, makes the Caldas Novas – Rio Quente/GO an ideal region for conducting these studies. In this context, the main aim of this study was to characterize the relief evolution of the study area, as well to obtain information on the history of weathering, paleoclimate and denudation of this Brazilian region during the Cenozoic. Therefore, in addition to geochronological methods, microanalytical techniques were applied to the sampled minerals, as well as spatial modeling of the study area in a GIS environment. Dated by the (U-Th)/He method, Fe oxides were aged between $55,34 \pm 5,5$ and $0,13 \pm 0,01$ Myr, indicating the existence of periods of intense chemical weathering in the transition between the Paleocene and the Eocene, during the Eocene and between Oligocene and Miocene, as well as in during the Pleistocene. Thus, the set of geochronological data indicated the direct relationship between the precipitation of minerals and the optimal climates of the Cenozoic. Assigned to the Goethites sampled at the top of Serra de Caldas, the oldest ages obtained for the South American Surface in the study area were $55,34 \pm 5,5$ Myr. From these ages, the long-term denudation rates established for this region were 6 m/Myr, values close to those obtained in similar studies carried out in tropical regions of America, Africa and Oceania. Considering only the Cenozoic Era, the evolution of regional relief was possibly guided by processes of etchplanation (BÜDEL, 1957; 1963; 1982). From a larger time scale, the landscape of the study area can be interpreted as a product of the alternation between the referred processes and possible pediplanation episodes (KING, 1955; 1962), featuring a polygenetic relief.

Keywords: Geomorphic surfaces; Iron duricrusts; Absolute dating; Geomorphological evolution.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Estrutura de um perfil de intemperismo em regiões de clima quente e úmido	19
Figura 2 – Evolução temporal de um perfil supergênico contendo óxidos de Mn	21
Figura 3 – Variação de temperatura e a concentração de ^{18}O em foraminíferos bentônicos	31
Figura 4 – Localização da região de Caldas Novas-Rio Quente/GO	40
Figura 5 – Climograma para a área de estudo com dados do período entre 2006 e 2016	41
Figura 6 – Uso da terra e principais canais fluviais da área de estudo	42
Figura 7 – Unidades geológicas e canais fluviais presentes na área de estudo	44
Figura 8 – Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá na área de estudo.....	46
Figura 9 – Solos presentes na área de estudo	48
Figura 10 – Compartimentação geomorfológica da área de estudo	50
Figura 11 – Procedimentos realizados na construção do Banco de dados geográficos.....	52
Figura 12 – Articulação das cartas topográficas que integram a área de estudo	53
Figura 13 – Fluxograma dos procedimentos realizados na etapa de amostragem	54
Figura 14 – Classes hipsométricas e localização dos pontos de amostragem	55
Figura 15 – Localização dos pontos M1 (a) e M2 (b), com seus respectivos perfis (c) e (d) ...	56
Figura 16 – Perfis contendo óxidos de Mn, sendo (a) o perfil M1 e (b) o perfil M2	57
Figura 17 – Fragmentos coletados nos pontos G1(a), G2 (b), G4 (c) e G5 (d).....	58
Figura 18 – Procedimentos aplicados na caracterização mineralógica das amostras	59
Figura 19 – Amostras de óxidos de Mn coletadas no perfil M1 na Serra de Caldas	60
Figura 20 – Fragmentos de lateritas amostrados na área de estudo	60
Figura 21 – (a) registro, (b) moagem, (c) seleção granulométrica e (d) acondicionamento	61
Figura 22 – Pré-seleção dos óxidos e óxidos de Fe com pinças e espátulas metálicas	61
Figura 23 – (a) Estação de trabalho e (b) o estereomicroscópio <i>Zeiss Discovery V.12</i>	62
Figura 24 – Amostra de (a) óxido de Mn e (b) fragmento de laterita.....	62
Figura 25 – (a) acondicionamento, (b) preparação, (c) lavagem e (d) secagem	63
Figura 26 – (a) Discos de acrílico e (b) tubos <i>VIAL Âmbar 2 ml</i>	63
Figura 27 – (a) Discos, (b) politriz de bancada, (c) placa de vidro e (d) politriz automática ...	64
Figura 28 – (a) Discos de acrílico, (b) vaporizador <i>JEOL JEE-420</i> , (c) filamento de carbono preso aos eletrodos e (d) medidores de amperagem e pressão	65
Figura 29 – (a) Moinho de almofariz <i>Retsch RM 200</i> e (b) tubos <i>VIAL Âmbar 2 ml</i> (b).....	65
Figura 30 – MEV <i>JEOL JSM-6010</i> , instalado no DPM.....	66
Figura 31 – Principais componentes do MEV	67
Figura 32 – DRX <i>PANalytical Empyrean</i> , instalado no LABOGEO.....	68

Figura 33 – Disposição das fontes emissora e detectora de raios X em um goniômetro	69
Figura 34 – MSE <i>JEOL JXA-8230 Superprobe</i>	70
Figura 35 – Princípios de espectrometria por <i>WDS</i>	71
Figura 36 – Fluxograma dos procedimentos realizados nos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He ..	72
Figura 37 – Procedimentos aplicados à etapa de modelagem espacial	75
Figura 38 – Cálculo de volume de superfície removida (m^3) através do <i>ArcGIS</i> 10.3	76
Figura 39 - Imagem e espectros da (a) romanechita e (b) hollandita na amostra M1.1	78
Figura 40 - Imagem e espectros da (a) romanechita e da (b) muscovita na amostra M2.1	79
Figura 41 – Imagem e espectros da (a) romanechita e da (b) pirolusita na amostra M2.3	80
Figura 42 – Imagem e espectros das goethitas, com (a) menor e (b) maior presença de Al	81
Figura 43 – Imagem e espectros de goethitas, com (a) menor e (b) maior presença de Al	82
Figura 44 – Imagem e espectros das amostras G5, com (a) Al e Si e (b) Ti e Ba	83
Figura 45 – Percentuais de Mn e Ba presentes na composição dos óxidos de Mn	85
Figura 46 – Percentuais de K e Ba presentes na composição dos óxidos de Mn	86
Figura 47 – Relação entre os percentuais de Al e Fe para as goethitas identificadas	88
Figura 48 – Difratoograma dos óxidos de Mn existentes na amostra M1.1	89
Figura 49 – Difratoograma dos óxidos de Mn existentes na amostra M2.1	89
Figura 50 – Difratoograma dos minerais de óxidos de Fe existentes na amostra G2.....	90
Figura 51 – Idade aparente e integrada das hollanditas da amostra Mn 1.1	91
Figura 52 – Idade aparente e integrada das hollanditas da amostra Mn 2.1	92
Figura 53 – Correlação entre a concentração de U [ppm] e a idade (Ma) das amostras	94
Figura 54 – Correlação entre a concentração de Th [ppm] e a idade (Ma) de cada amostra ...	94
Figura 55 – Frequência das idades dos minerais de acordo com cada Época do Cenozoico ...	95
Figura 56 – Taxa de denudação de longo prazo para a área de estudo.....	98
Figura 57 – Possível evolução do relevo da região de Caldas Novas-Rio Quente/GO durante o Cenozoico.....	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Características mineralógicas dos principais óxidos de Mn	22
Tabela 2 – Identificação, dados planimétricos, altimétricos e descrição das amostras	55
Tabela 3 – Padrão, raio-X emitido e cristal analítico para cada elemento de interesse	71
Tabela 4 – Composição e identificação dos minerais dos perfis M1 e M2	84
Tabela 5 – Amostra de origem, composição e identificação dos minerais selecionados	87
Tabela 6 – Dados geocronológicos obtidos através método (U-Th)/He	93

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Cml – Criptomelana

Pyl – Pirolusita

Rds – Rodocrosita

Rdn – Rodonita

Rmn – Romanechita

Hol – Hollandita

Ms – Muscovita

Gth – Goethita

Ma – Milhões de anos

MPTE – Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno

SGRIIA – Superfície Geomórfica Regional IIA

ZER – Zona de Erosão Recuante

ED – Estrutura Dobrada

AMAT – Associação das Empresas Mineradoras de Águas Termais

SIEG – Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás

SIG – Sistema de Informações Geográficas

WGS84 – World Geodesic System 1984

SIRGAS2000 – Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas 2000

LAGEA – Laboratório de Geoquímica Ambiental

MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura

MSE – Microsonda Eletrônica

DRX – Difrátômetro de Raios X

EDS – Energy Dispersive Spectroscopy

WDS – Wavelength Dispersive Spectrometer

TAP – thallium acid phthalate

PET – pentaerythritol

LIF – lithium fluoride

LDE1 – layered dispersion elemento

MDE – Modelo Digital de Elevação

LD – Limite de Detecção

DPM – Departamento de Petrologia e Metalogenia

LABOGEO – Laboratório de Geoquímica

LAGEA – Laboratório de Geoquímica Ambiental

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
2 OBJETIVOS	17
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
3.1 A formação dos perfis de intemperismo	18
3.1.1 <i>A gênese e as características mineralógicas dos óxidos de Mn</i>	20
3.1.2 <i>A gênese dos minerais supergênicos e das lateritas</i>	24
3.2 A geocronologia aplicada aos minerais supergênicos	27
3.2.1 <i>O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$</i>	27
3.2.2 <i>O método (U-Th)/He</i>	28
3.3 O intemperismo, a geocronologia e as variações climáticas globais	29
3.4 As superfícies geomórficas do Brasil	33
3.5 A evolução do relevo: as principais teorias	35
3.5.1 <i>Teoria do Ciclo Geográfico (DAVIS, 1899)</i>	35
3.5.2 <i>Teoria do domo e da superfície plana (PENCK, 1924;1953)</i>	36
3.5.3 <i>Teoria da Pediplanação (KING, 1955;1962)</i>	37
3.5.4 <i>Teoria do Equilíbrio Dinâmico (HACK, 1960; 1975)</i>	38
3.5.5 <i>Teoria da Etchplanação (BÜDEL, 1957; 1963; 1982)</i>	39
4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	40
4.1 Clima, hidrografia e vegetação	40
4.2 Caracterização geológica e hidrográfica	42
4.2.1 <i>Aspecto estrutural regional</i>	42
4.2.2 <i>Geologia regional e local</i>	43
4.2.2.1 <i>Grupo Araxá</i>	44
4.2.2.2 <i>Grupo Paranoá</i>	45
4.2.2.3 <i>Cobertura por lateritas</i>	47
4.3 Solos	47
4.4 Caracterização geomorfológica	49
4.4.1 <i>A área de estudo e a macrogeomorfologia do estado de Goiás</i>	49
4.4.2 <i>A área de estudo e as superfícies geomórficas do estado de Goiás</i>	49
5 MATERIAIS E MÉTODOS	52
5.1 Organização do banco de dados geográficos	52
5.2 Amostragem	54
5.3 Laboratório	58

5.3.1 Lavagem e registro das amostras	59
5.3.2 Moagem e pré-seleção	61
5.3.3 Seleção dos minerais supergênicos	62
5.3.4 Lavagem em sistema ultrassônico	62
5.3.5 Preparação das amostras para as microanálises	63
5.3.5.1 Polimento e vaporização	64
5.3.5.2 Pulverização	65
5.4 Técnicas analíticas aplicadas a caracterização mineralógica	66
5.4.1 Espectroscopia por dispersão de energia (EDS)	66
5.4.1.1 Condições analíticas	67
5.4.2 Difratometria de raios X	68
5.4.2.1 Condições analíticas	69
5.4.3 Espectrometria por comprimento de onda dispersivo (WDS)	70
5.4.3.1 Condições analíticas	71
5.5 Análises geocronológicas	72
5.5.1 Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	73
5.5.1.1 Condições analíticas	73
5.5.2 Método (U-Th)/He	74
5.5.2.1 Condições analíticas	74
5.6 Modelagem espacial	75
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	78
6.1 Caracterização por MEV-EDS	78
6.1.1 Caracterização dos óxidos de Mn	78
6.2.1 Caracterização dos óxidos de Fe	80
6.2 Caracterização por MSE-WDS	84
6.2.1 Caracterização dos óxidos de Mn	84
6.2.2 Caracterização dos óxidos de Fe	87
6.3 Caracterização por DFX	89
6.3.1 Caracterização dos óxidos de Mn	89
6.3.2 Caracterização dos óxidos de Fe	90
6.4 Geocronologia das hollanditas	91
6.5 Geocronologia das goethitas	93
6.6 A evolução do relevo da área de estudo durante o Cenozoico	97
7 CONCLUSÕES	101
8 REFERÊNCIAS	103

1 INTRODUÇÃO

Desde a década de 1990, a possibilidade de realização de estudos de paleosuperfícies a partir de datações absolutas em materiais provenientes de perfis de intemperismo aumentou o número de trabalhos abordando esta temática. A combinação de petrologia, mineralogia e investigações geoquímicas, com detalhamento geocronológico de perfis supergênicos, pode propiciar muitos avanços nos estudos de paleoclimas e taxas de denudação (VASCONCELOS, 1999a). Nesse contexto, vários métodos foram utilizados para a datação de perfis de intemperismo (DASH, 1969; ASHLEY E SILBERMAN, 1976; BIRD et al., 1990; MATHIEU et al., 1995) e, após o estudo de Vasconcelos et al. (1992), o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vem sendo utilizado para essa finalidade ao invés do método K-Ar (SHANIN et al., 1967; ALPERS e BRIMHALL, 1988; BIRD et al., 1990; SILLITOE e MCKEE, 1996; ITAYA et al., 1996). O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permite datar com precisão a precipitação de minerais supergênicos de K (alunita – $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, jarosita- $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, criptomelana - $\text{K}_{1-2}(\text{Mn}^{3+}, \text{Mn}^{4+})_8\text{O}_{16} \cdot x\text{H}_2\text{O}$ e hollandita - $(\text{K}, \text{Ba})_{1-2}(\text{Mn}^{3+}, \text{Mn}^{4+})_8\text{O}_{16} \cdot x\text{H}_2\text{O}$) formados durante a oxidação das rochas por soluções meteóricas.

Outra possibilidade de datação e avaliação das taxas de intemperismo passadas é o uso da metodologia (U-Th)/He em apatitas, titanitas, olivinas e goethitas (SHUSTER et al., 2004, 2005; HEIM et al., 2006; VASCONCELOS et al., 2013; MONTEIRO et al., 2014; RIFFEL et al., 2016). A utilidade desta técnica foi reconhecida em estudos em goethitas, hematitas ou limonitas hidrotermais e/ou supergenicas (WERNICKE e LIPPOLT, 1993; WERNICKE e LIPPOLT, 1994; LIPPOLT, 1995) na Europa central. A quantificação da retentividade do He na estrutura cristalina da goethita e o desenvolvimento de um método capaz de quantificar a perda parcial de ^4He durante a história geológica da mesma trouxeram uma maior confiança nos resultados de (U-Th)/He para esta fase mineral (SHUSTER et al., 2005; HEIM et al., 2006). Esta técnica pode ser usada desde que ^4He , U e Th sejam imóveis no mineral produzido pelo intemperismo. Atendidas tais premissas, torna-se possível datar, com alta resolução, uma ampla variedade de minerais que contenham U em sua estrutura cristalina por um amplo intervalo de tempo (~0.5 Ma, sem limite superior) (SHUSTER et al., 2005; HEIM, 2006).

Apesar dos avanços na aplicação da geocronologia em perfis de intemperismo (VASCONCELOS et al., 1994a, 1994b; RUFFET et al., 1996; LI e VASCONCELOS, 2002; VASCONCELOS e CONROY, 2003; CARMO e VASCONCELOS, 2006; LI et al., 2007; MONTEIRO et al., 2014 e RIFFEL et al., 2015) e depósitos minerais supergênicos (SILBERMAN e ASHLEY, 1970; GUSTAFSON e HUNT, 1975; ASHLEY e SILBERMAN, 1976; AREHART et al., 1992; DAMMER et al., 1996 e 1999; HÉNOCQUE et al., 1998;

PIACENTINI et al., 2013; VASCONCELOS et al., 2013 e DENG et al., 2016), muitas questões permanecem a respeito da interpretação dos resultados geocronológicos. A mais importante questão é se perfis são formados por avanços homogêneos (RUFFET et al., 1996; MILESI et al., 1999; HAUTMANN e LIPPOLT, 2000) ou por episódios de propagação das frentes de intemperismo devido a mudanças climáticas no passado geológico (VASCONCELOS et al., 1992, 1994 a,b; VASCONCELOS, 1999a, 1999b; DAMMER et al., 1999).

Alguns estudos geocronológicos utilizando $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He já foram conduzidos para explicar a história de intemperismo e a consequente evolução do relevo das regiões sul, sudeste, centro-oeste e norte do Brasil. Spier et al. (2006) obtiveram idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hollanditas variando entre 62 e 14 Ma para o Quadrilátero Ferrífero (MG), indicando que esta área já encontrava-se exposta aos processos exógenos formadores de relevo desde o Paleoceno/Eoceno, com condições climáticas quentes e alta pluviosidade entre 51 e 41 Ma. Tal período é coincidente com o maior período de intemperismo químico registrado no norte do Brasil (VASCONCELOS et al., 1999b; RUFFET et al., 1996), na Austrália (DAMMER et al., 1996; 1999) e em Burkina Faso, África (HÉNOCQUE et al., 1998).

Na região sudeste, Monteiro et al. (2014) aplicaram o método (U-Th)/He em goethitas extraídas de crostas lateríticas coletadas em diferentes altitudes e obtiveram praticamente a mesma variação de idade dos óxidos de Mn, sendo as idades mais antigas atribuídas às regiões de maior altitude. Na região sul, Riffel et al. (2015) estudaram a evolução do relevo do Segundo Planalto Paranaense com base na combinação de dois métodos geocronológicos, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He, e concluíram que a evolução desta unidade do relevo teve início há 35 Ma, com períodos intensos de intemperismo químico no Mioceno e no Plioceno. Monteiro et al. (2018) aplicaram o método (U-Th)/He em hematitas coletadas nas montanhas de Carajás, norte do Brasil, e obtiveram idades máximas de 80 Ma. Vasconcelos et al. (2019), por meio da aplicação do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em criptomelanas, obtiveram idades próximas a 70 Ma para o Maciço do Urucum, região centro-oeste do Brasil.

Na região central do Brasil, o relevo caracteriza-se pela existência de níveis aplainados dispostos de forma escalonada, com a atribuição de idades mais antigas e mais recentes aos pontos de maior e menor altitude, respectivamente (KING, 1956). Denominados superfícies geomórficas (RUHE, 1969; DANIELS et al., 1971), os níveis aplainados podem se desenvolver em áreas com altitudes distintas, evoluindo sobre níveis de base locais ou rupturas de gradiente mantidas pela rede de drenagem. A superfície geomórfica de maior expressão fisiográfica na referida região é a Superfície Sul-Americana (LATRUBESSE, 2006; GROHMANN e RICCOMINI, 2012). Contudo, o critério altimétrico não é suficiente para elucidar a sequencia

cronológica de formação dessa superfície e o fator litoestrutural deve ser considerado (AB'SÁBER, 1964; BARBOSA, 1980; OLLIER, 1981; BIGARELLA, 2007).

Considerando a produção científica sobre a evolução do relevo, sublinha-se a ausência de estudos geocronológicos que busquem explicar a evolução do relevo da região centro-oeste do Brasil durante o Cenozoico. Um único trabalho geocronológico foi realizado na região de Catalão/GO para elucidar a história de intrusão, exumação e intemperismo das rochas alcalinas carbonatíticas do complexo de Catalão I (CONCEIÇÃO, 2011). Nesse contexto, a região de Caldas Novas - Rio Quente/GO torna-se adequada para estudos dessa natureza. Localizada no centro-oeste do Brasil, a região apresenta relevos residuais da Superfície Sul-Americana, os quais são caracterizados por lateritas contendo óxidos de Mn e óxidos de Fe. A presença destes minerais torna exequíveis os métodos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He, respectivamente. Com isso, a aplicação dos referidos métodos em minerais supergênicos deve indicar as taxas de denudação de longo prazo e a idade mínima de formação da Superfície Sul-Americana na área de estudo, bem como as condições climáticas que guiaram tais processos no decorrer do Cenozoico. Os resultados poderão ser comparados aos estudos realizados em outras regiões do Brasil, possibilitando uma interpretação da evolução do relevo de parte das regiões centro-oeste e sudeste do país.

2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo consiste em caracterizar a evolução do relevo da região de Caldas Novas – Rio Quente/GO, bem como obter informações sobre a história de intemperismo, paleoclima e denudação desta região durante o Cenozoico. Com base no objetivo principal, a presente pesquisa será pautada nos seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar a mineralogia das amostras coletadas na área de estudo.
- Determinar as idades dos minerais supergênicos coletados na área de estudo. A partir das idades, estabelecer se precipitação a dos minerais ocorreu de forma contínua ou episódica.
- Estabelecer as taxas de denudação de longo prazo para a área de estudo durante o Cenozoico.
- Indicar a teoria geomorfológica que melhor explica a evolução do relevo desta região brasileira durante o Cenozoico.

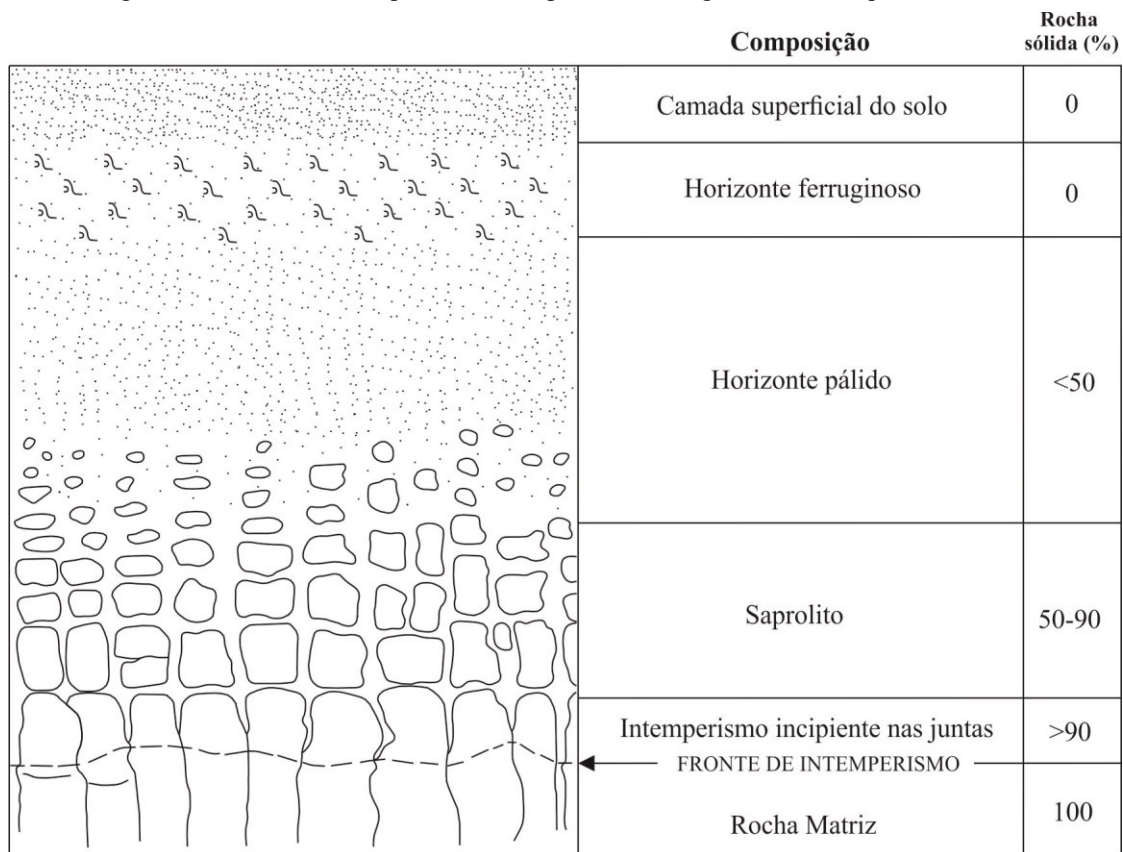
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 A formação dos perfis de intemperismo

O ponto de partida para a formação dos perfis de intemperismo ocorre no limite entre a atmosfera/hidrosfera e a litosfera, onde se iniciam alterações de ordem física e química, *in situ*, de uma rocha e leva à formação de material fragmentado ou alterado, respectivamente, formando uma cobertura que separa a rocha matriz da atmosfera (TARDY, 1971; BLOOM, 1978). A desagregação ou alteração da rocha sã matriz consiste na primeira etapa da pedogênese, viabilizando a ação de agentes físicos, químicos e biológicos. Esse conjunto de processos leva a formação de um manto de alteração caracterizado pela presença de minerais provenientes da rocha sã que apresentam alteração em proporções variáveis ao lado de minerais neoformados e íons em solução. Em condições de alta temperatura e pluviosidade, característica comum a climas equatoriais e tropicais, as taxas de intemperismo químico excedem as de erosão, conduzindo ao espessamento do manto de alteração, que pode ser diferenciado em horizontes identificáveis, caracterizando o perfil de intemperismo (THOMAS, 1994; SUGUIO, 2017). Além disso, em algumas regiões da América do Sul, Austrália e África, os perfis de intemperismo apresentam espessuras que variam entre 50 e 100 m, indicando uma complexa evolução química e estratigráfica ao longo do tempo geológico (THOMAS, 1994; SUMMERFIELD, 2014).

O perfil de intemperismo é formado por uma estratificação associada à reação dos minerais ante as variações físico-químicas, bem como a ação combinada das condições tectônicas, climáticas e biológicas ao longo do tempo (SUMMERFIELD, 2014). A interação entre estas variáveis conduz a formação de zonas com distintas características químicas, minerais e texturais (ANAND e BUTT, 1988). Um perfil de intemperismo desenvolve-se, da rocha matriz para o topo, em ordem cronológica crescente, assim os minerais supergênicos situados na base tendem a ser mais novos em relação às assembleias minerais situadas no topo do perfil (VASCONCELOS, 1999a). A diferença das características dentro de um perfil de intemperismo está relacionada aos processos pedogenéticos, os quais englobam adições, perdas, translocações e transformações de energia e matéria. Embora as características de cada perfil de intemperismo variem de acordo com as especificidades de cada região, existe uma estratificação comum à maioria dos perfis de intemperismo (Figura 1).

Figura 1 – Estrutura de um perfil de intemperismo em regiões de clima quente e úmido



Fonte: modificado de Ruxton e Berry, 1957

Em aspectos gerais, a rocha matriz não apresenta material intemperizado, mas pode apresentar mineralizações de carbonatos, silicatos e óxidos nas fissuras existentes em sua estrutura (MCFARLANE, 1976; AMBROSI e NAHON, 1986; NAHON e TARDY, 1992). Na transição entre a rocha matriz e o saprólito ocorrem áreas de intemperismo incipiente, as quais se caracterizam pela preservação de 90% do material rochoso maciço. Alguns minerais da rocha matriz permanecem inalterados, tais como minerais primários, micas e feldspatos. Aproximadamente 20% dos minerais são alterados pelo processo de intemperismo, com baixa porosidade e preservação da textura. Os minerais intemperizados não alteram o volume do material ou acarretam no deslocamento das estruturas da rocha matriz, caracterizando uma zona de transição entre a rocha matriz e o saprólito, denominada saprorocha (MCFARLANE, 1976; AMBROSI e NAHON, 1986; NAHON e TARDY, 1992; EGGLETON, 2001).

O saprólito apresenta intemperismo isovolumétrico, com a preservação de 50 a 90% do volume da rocha matriz. Os minerais primários situados na porção superior da saprorocha são alterados para argilominerais e óxidos, como caulinita e goethita. Assim, permanecem inalterados apenas os minerais de maior resistência, com destaque para o quartzo. A transição do saprólito para o horizonte pálido pode ocorrer de maneira brusca ou gradativa. Na porção basal, o saprólito apresenta estrutura granular. Tal estrutura vai se tornando, em direção ao topo do

perfil, gradativamente maciça, com o aumento concentração de argilominerais decorrente das precipitações secundárias e do acúmulo de caulinita (MCFARLANE, 1976; AMBROSI e NAHON, 1986; NAHON e TARDY, 1992; EGLETON, 2001).

O horizonte pálido é o maior dentre os que compõem o perfil de intemperismo e caracteriza-se pela coloração acinzentada em razão da presença de caulinita misturada com quartzo. Com o avanço dos processos de intemperismo, tal horizonte apresenta menos de 50% do volume da rocha matriz, além da presença de fragmentos do saprólito. Se a rocha matriz for pobre em quartzo, o horizonte pálido tende a apresentar alta concentração de argila. Caso a rocha matriz seja granítica, o mesmo pode apresentar alta concentração de quartzo. Na medida em que se aproxima do topo do estrato, a coloração acinzentada apresenta tons avermelhados. No topo do horizonte formam-se manchas e nódulos de coloração avermelhada, caracterizados por misturas de caulinita e hematita. Além disso, o topo também apresenta aspecto mosqueado em razão da presença de goethita e caulinita, configurando um processo de limonitização (MCFARLANE, 1976; AMBROSI e NAHON, 1986; NAHON e TARDY, 1992; EGLETON, 2001).

Em perfis de intemperismo em regiões tropicais é comum a presença de crostas ferruginosas, as quais se caracterizam pela coloração vermelha e a presença de zonas de crescimento de hematita, goethita e gibbsita. Nesse contexto, destaca-se a ausência material maciço proveniente da rocha matriz. As manchas e nódulos de coloração avermelhada, comuns ao topo do horizonte subjacente, se tornam mais numerosos e se juntam numa crosta endurecida comumente referida como laterita (MCFARLANE, 1976; NAHON e TARDY, 1992; EGLETON, 2001; SANTOS et al., 2013; LEPSCH, 2016).

Com a composição influenciada pela ação conjunta do clima e das atividades biológicas, a camada superficial do solo é composta por uma mistura entre minerais e matéria orgânica, característica que a diferencia dos horizontes subjacentes em razão da presença de raízes e organismos decompositores. Além disso, destaca-se a possível degradação dessa camada por meio dos processos erosivos, com destaque para a erosão hídrica (EGLETON, 2001; SANTOS et al., 2013; LEPSCH, 2016).

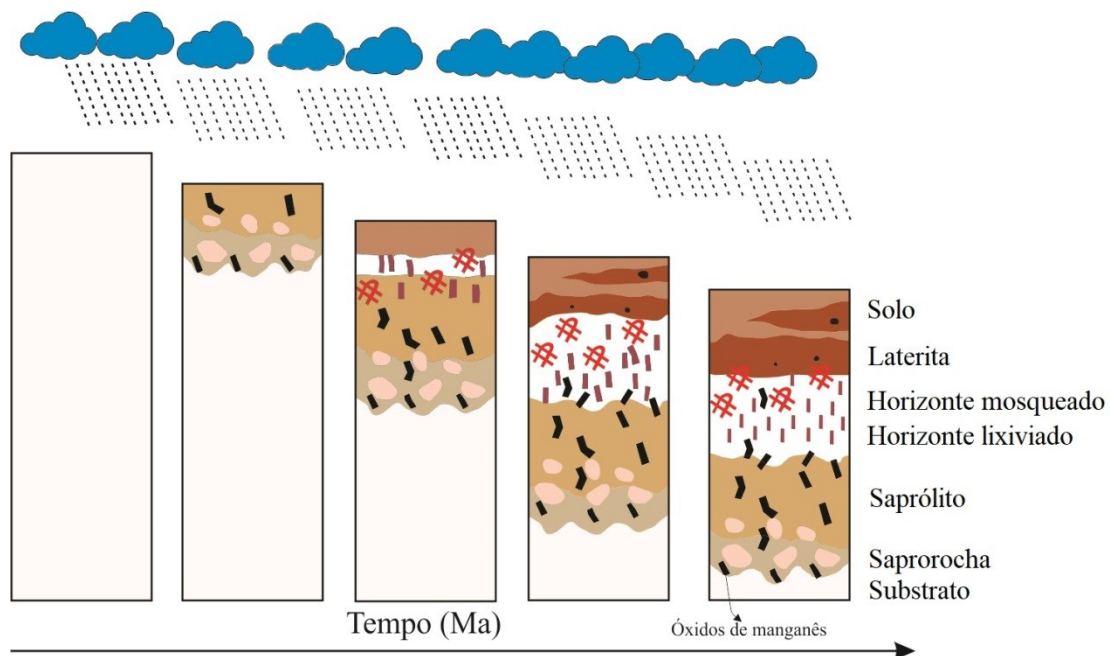
3.1.1 A gênese e as características mineralógicas dos óxidos de Mn

Com ocorrência associada a ambientes geológicos diversos, os óxidos de Mn apresentam distribuição espacial ampla na superfície terrestre. Na natureza, o Mn pode ser encontrado na

forma de cátions bivalentes, trivalentes e tetravalentes, com o predomínio do primeiro na maioria dos ambientes terrestres (POST, 1999; VASCONCELOS, 1999a).

A formação de um perfil supergênico contendo óxidos de Mn (Figura 2) ocorre a partir do intemperismo do protólito, formado, em geral, por granada ($\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$) e quartzo. O intemperismo da espessartita tem como resultado a formação de óxidos de Mn, além de da liberação de Al e Si no perfil, formando quartzo e caulinita (BURNS e BRUNS, 1979; POST, 1999). O processo de oxidação é guiado pela combinação da água pluvial percolante com o ar existente nos espaços intersticiais do solo. Inerente à composição do solo, a presença de microorganismos pode aumentar em até cinco vezes as taxas de oxidação. Os óxidos de Mn também se precipitam por meio de reações metassomáticas (VASCONCELOS et al., 1994a).

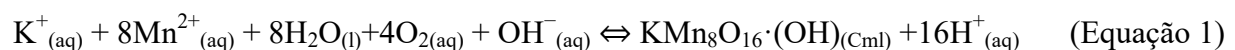
Figura 2 – Evolução temporal de um perfil supergênico contendo óxidos de Mn



Fonte: modificado de Vasconcelos, 1999a

As principais reações envolvendo os óxidos de Mn existentes em perfis de intemperismo foram elencadas por Vasconcelos (1999a) nas equações 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7.

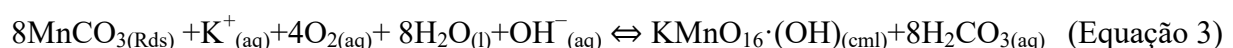
Precipitação direta de criptomelana da solução:



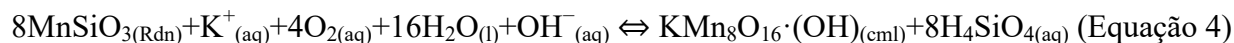
Metassomatismo do K^+ existente na pirolusita:



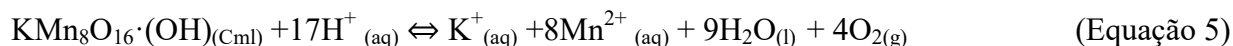
Dissolução oxidativa e metassomatismo do K^+ da rodocrosita:



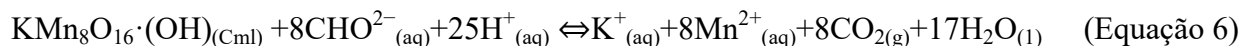
Dissolução oxidativa e metassomatismo do K^+ dos silicatos de Mn:



Dissolução redutiva por acidificação:



Dissolução redutiva por ligantes orgânicos:



Dissolução redutiva da criptomelana por Fe^{2+} :



Os principais óxidos de Mn identificados em perfis de intemperismo são: Pirolusita, Manganita, Todorokita, Litioforita, Romanechita, Hollandita, Criptomelana, Coronadita, Birnessita e Vernadita (BURNS e BRUNS, 1979). Nesse sentido, os referidos minerais foram organizados quanto à fórmula geral, sistema cristalino e percentual aproximado de Mn presente em suas composições (Tabela 1).

Tabela 1 – Características mineralógicas dos principais óxidos de Mn identificados

Óxido de Mn	Fórmula geral	Sistema cristalino	Quantidade de Mn, em peso (%)	Fonte
Pirolusita	b-MnO ₂	Tetragonal	63,2	Post (1999)
Manganita	MnO(OH)	Monoclínico	62,5	De Villiers (1983) e Post (1999)
Todorokita	(Ca,Na,K)(Mg,Mn ²⁺) Mn ₅ O ₁₂ .xH ₂ O	Monoclínico	Variável pelo H ₂ O	Ostwald (1986)
Litioforita	(Li,Al)MnO ₂ (OH)	Trigonal	Variável pelo H ₂ O	Post e Appleman (1994)
Romanechita	(Ba,H ₂ O) ₂ (Mn ⁴⁺ , Mn ³⁺) ₅ O ₁₀	Monoclínico	Entre 45 e 60	Turner e Buseck (1979) Post (1999)
Hollandita	Ba(Mn ⁴⁺ , Mn ²⁺) ₈ O ₁₆	Monoclínico	42,5	Post e Burnham (1986)
Criptomelana	K(Mn ⁴⁺ , Mn ²⁺) ₈ O ₁₆	Tetragonal	Variável pelo H ₂ O	Post (1999)
Coronadita	Pb(Mn ⁴⁺ , Mn ²⁺) ₈ O ₁₆	Monoclínico	45,3%	Post e Burnham (1986)
Birnessita	(Na,Ca,K) _x (Mn ⁴⁺ , Mn ³⁺) ₂ O ₄ .1.5(H ₂ O)	Monoclínico	51%	Jones e Milne (1956) Post e Veblen (1990)
Vernadita	(Mn ⁴⁺ , Fe ³⁺ , Ca, Na)(OOH) ₂ .n(H ₂ O)	Tetragonal	30,5%	Giovanoli (1990)

A pirolusita, de formula geral $b\text{-MnO}_2$, caracteriza-se como um óxido de Mn formado por cadeias simples de octaedros MnO_6 . Nos octaedros, o cátion tetravalente de Mn possui as arestas compartilhadas, formando uma estrutura com secções transversais quadradas. Tal estrutura se reflete na morfologia acicular do cristal das pirolusitas. A ocorrência da pirolusita está associada a zonas hidrotermais de baixa temperatura ou a substituição de outros óxidos de Mn, como a ramsdelita e a manganita (POST, 1999).

A manganita, de formula geral $\text{MnO}(\text{OH})$, apresenta estrutura equivalente à da pirolusita. Contudo, os ânions hidroxila substituem totalmente os cátions trivalentes de Mn e parcialmente os átomos de O. A manganita pode ser encontrada em depósitos hidrotermais e apresenta cristais aciculares resultantes da transformação de outros óxidos de Mn (DE VILLIERS, 1983; POST, 1999).

Com fórmula geral $(\text{Ca},\text{Na},\text{K})(\text{Mg},\text{Mn}^{2+})\text{Mn}_5\text{O}_{12}\cdot x\text{H}_2\text{O}$, a todorokita contém uma estrutura em tuneis de seções quadradas formados por cadeias triplas de octaedros MnO_6 com arestas compartilhadas. Nas bordas das cadeias triplas, os cátions tetravalentes de Mn são substituídos por cátions de menor valência, como Mn^{3+} , Ni^{2+} e Mg^{2+} , para balancear as cargas existentes nos tuneis. A todorokita apresenta morfologia fibrosa e tem sua ocorrência associada às zonas oxidadas de perfis supergênicos de Mn (OSTWALD, 1986).

A litioforita, de formula geral $(\text{Li},\text{Al})\text{MnO}_2(\text{OH})$, possui uma estrutura caracterizada por camadas alternadas de octaedros MnO_6 alternados com camadas de octaedros $\text{Al}(\text{OH})_6$. Nesse contexto, os espaços vazios nos octaedros $\text{Al}(\text{OH})_6$ são preenchidos com cátions de Li. O balando das cargas eletrônicas das camadas ocorre pela substituição do Mn trivalente pelo tetravalente. A ocorrência da litioforita está associada a solos ácidos, veios hidrotermais de baixa temperatura e zonas climatéricas de perfis supergênicos de Mn (OSTWALD, 1984; POST e APPLEMAN, 1994).

Com formula geral $(\text{Ba},\text{H}_2\text{O})_2(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_5\text{O}_{10}$, a romanechita possui uma estrutura formada por cadeias duplas e triplas de octaedros com as arestas compartilhadas. As cadeias formam tuneis com secções transversais retangulares preenchidas por cátions de Ba e moléculas de água na proporção 1:2. O balanceamento das cargas dos cátions ocorre pela substituição parcial dos cátions trivalentes de Mn pelos cátions tetravalentes (TURNER e BUSECK, 1979; POST, 1999).

De formula geral $\text{Ba}(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16}$, o grupo da hollandita apresenta uma estrutura caracterizada por tuneis com secções transversais quadradas formadas por cadeias duplas de octaedros com as arestas compartilhadas, formando seções transversais quadradas. Os cátions presentes nos tuneis tem suas cargas balanceadas através da substituição de cátions bivalentes e

trivalentes, como Mn^{2+} , Fe^{3+} e Al^{3+} , pelos tetravalentes, como Mn^{4+} . Os cátions K^{+} ocupam os espaços existentes nos tuneis e asseguram a neutralização dos elétrons livres. Os minerais do grupo hollandita variam de acordo com principal cátion presente nos túneis. Assim, o predomínio de Ba, K e Pb determinam a classificação dos minerais desse grupo como hollandita, criptomelana e coronadita, respectivamente (POST e BURNHAM, 1986).

O grupo da birnessita, de fórmula geral $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_x(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_2\text{O}_4 \cdot 1.5(\text{H}_2\text{O})$, apresenta uma unidade estrutural caracterizada por octaedros MnO_6 dispostos em camadas, com os cátions e moléculas água ocupando posições variadas na estrutura do mineral. A birnessita encontrada em estado natural possui baixa cristalinidade. Assim, as estruturas cristalinas conhecidas foram obtidas através de compostos sintéticos. A birnessita é reconhecida como um produto do intemperismo do Mn, podendo ser encontrada em ambiente continental e oceânico (JONES e MILNE, 1956; POST e VEBLEN, 1990).

A vernadita, de fórmula geral $(\text{Mn}^{4+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ca}, \text{Na})(\text{OOH})_2 \cdot n(\text{H}_2\text{O})$, caracteriza-se como uma variação da birnessita. Nesse sentido, apresenta estrutura semelhante à birnessita, mas com os octaedros supracitados dispostos em camadas desordenadas. Análises químicas realizadas em vernaditas mostram percentuais de K, Mg, Ca, Ba e Fe em sua composição. A birnessita pode ser encontrada em zonas oxidadas de perfis supergênicos de Mn, podendo ocorrer também ambiente oceânico (GIOVANOLI, 1980; HALBACH et al., 1988).

Conhecer as características mineralógicas dos óxidos de Mn pode ajudar na elucidação dos processos de intemperismo e, conseqüentemente, a reconstituição das condições climáticas pretéritas associadas à gênese desses minerais (VASCONCELOS, 1999a). O mesmo raciocínio se aplica aos óxidos de Fe, minerais supergênicos cuja origem será explicada no próximo tópico.

3.1.2 A gênese dos minerais supergênicos e das lateritas

Em relação a um local determinado, a origem do Fe está relacionada ao intemperismo in situ da rocha matriz ou das rochas adjacentes situadas em cotas altimétricas superiores. O intemperismo ocorre através da dissolução oxidativa de silicatos, sulfetos, óxidos e carbonatos presentes nas rochas, gerando cátions bivalentes (Fe^{2+}) e trivalentes (Fe^{3+}) (MCFARLANE, 1976; SCHELLMANN, 1983; ALEVA, 1994; THOMAS, 1994).

A solubilidade do Fe é vinculada a ambientes com pH igual ou superior a 3,0. Tais ambientes se caracterizam pela baixa disponibilidade de O, característica comum à porção inferior da zona de permanência do lençol freático e viabilizam a movimentação do cátion bivalente. Na faixa de flutuação do lençol freático, o referido cátion oxida e se torna insolúvel

naquele ambiente (SCHELLMANN, 1983; SCHWERTMANN, 1991). O cátion trivalente é adsorvido por minerais do grupo da caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), dando origem a novos minerais, ou por compostos férricos pré-existentes, gerando os óxidos e oxi-hidróxidos de Fe (BIGARELLA, 2007). A precipitação do Fe está condicionada ao conjunto de processos citados, os quais dependem de condições climáticas quentes e úmidas (TARDY, 1993). Temperaturas médias anuais de 25°C e precipitação acumulada superior a 1250 mm são fatores que viabilizam a degradação da matéria orgânica e garantem a presença de um lençol freático oscilante, condições que favorecem a precipitação dos minerais supergênicos de Fe (TARDY, 1993; TROLARD e TARDY, 1987).

Quanto aos fatores litológicos, os elementos que caracterizam os óxidos de Fe têm origem relacionada a distintos tipos de rochas. Contudo, esses elementos encontram-se comumente associados a rochas básicas, em razão da maior suscetibilidade destas ao intemperismo químico (BIGARELLA et al., 1994; SCHWERTMANN, 1991). Diante dessa premissa, conhecer as características físico-químicas dos ambientes de intemperismo é fundamental para a compreensão do comportamento do Fe na natureza (NAHON, 1986; BIGARELLA, 2007).

O termo laterita foi empregado pela primeira vez por Buchanan (1807) para caracterizar uma formação não estratificada e ferruginizada encontrada próxima à superfície do terreno, na região sul da Índia (MCFARLANE, 1976; SCHELLMANN, 1983; ALEVA, 1994). Com o desenvolvimento de estudos ao longo dos anos e com a ampla utilização do termo, a definição de laterita dividiu os autores quanto à gênese das mesmas. A gênese dessas formações está ligada aos modelos de acumulação absoluta e de acumulação relativa, os quais refletem diferenças quanto ao mecanismo de acúmulo de Fe, Al e Mn (AUGUSTIN et al., 2013).

Os modelos de acumulação absoluta pressupõem a chegada dos íons de Fe, Al e Mn a partir de soluções provenientes de fontes externas ao perfil de intemperismo. A referida chegada ocorre por migração lateral de elementos em decorrência da oscilação do lençol freático ou por aporte gravitacional de sedimentos enriquecidos (GOUDIE, 1973). Os modelos de acumulação absoluta diferenciam-se nos mecanismos fluvial e detrítico (AUGUSTIN et al., 2013). O primeiro prevê a precipitação de óxidos e oxi-hidróxidos, bem como a formação de lateritas em fundos de vale. Tal processo viabiliza-se pela ação periódica dos fluxos de água em lençol, pressupondo a disponibilidade de minerais provenientes de fontes externas ou outras superfícies com lateritas. O segundo processo pressupõe a existência prévia de material fragmentado, o qual pode ser parcialmente dissolvido, transportado e reconsolidado em áreas depressionárias do relevo (GOUDIE, 1973).

O modelo de acumulação relativa está pautado na concentração residual de óxidos e oxi-hidróxidos Fe, Al e Mn (FeOOH , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Mn_2O_3), bem como na remoção de cátions alcalinos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) e sílica (H_4SiO_2^-) em solução (ALEVA, 1994). O modelo de acumulação relativa diferencia-se em três mecanismos (AUGUSTIN et al., 2013).

No mecanismo *in situ*, a laterita forma-se a partir da lixiviação de cátions alcalinos e sílica, os quais são gerados a partir do intemperismo da rocha matriz em climas quentes e úmidos. Com a lixiviação, os elementos menos móveis, como Fe, Al e Mn, permanecem no perfil e formam óxidos, oxi-hidróxidos e argilominerais. Tais elementos sofrem hidrólise e compõem precipitados que se acumulam próximos a superfície (SCHELLMANN, 1983; 1994). Para McFarlane (1976), citado por Augustin et al. (2013), o mecanismo *in situ* não esclarece o acúmulo dos compostos de Al. Além disso, a flutuação do nível freático não é suficiente para explicar a formação de níveis de extensos níveis de lateritas.

No mecanismo de oscilação freática, a precipitação dos óxidos e oxi-hidróxidos no perfil ocorre pela variação sazonal da zona de saturação do perfil de intemperismo. Essa variação altera o potencial de oxidação-redução (Eh) do solo, orientando a movimentação dos cátions (Fe^{2+} , Al^{2+} e Mn^{4+}) da zona saturada para a instaurada. Tal movimentação leva à precipitação de óxidos e oxi-hidróxidos na porção intermediária entre ambas as zonas, com a consequente lixiviação dos cátions metálicos para os canais fluviais (MCFARLANE, 1976; SCHELLMANN, 1983; ALEVA, 1994). O modelo de oscilação freática admite o aporte cátions Fe^{2+} , Al^{2+} e Mn^{4+} de fontes diferentes da rocha matriz do perfil de intemperismo (AUGUSTIN et al., 2013).

No mecanismo pedogenético, as lateritas são compostas por Fe, Al e Mn provenientes não apenas da rocha matriz, mas também de fontes externas à mesma. A movimentação dos referidos elementos pode ocorrer por capilaridade descendente ou ascendente. Na movimentação por capilaridade descendente, os elementos em solução percolam, em épocas quentes e chuvosas, aos horizontes inferiores do solo e se precipitam. Em caso de capilaridade ascendente, as soluções contendo os elementos lixiviados (HCO_3^- , H_4SiO_4^- e Fe^{2+}) ascendem dos horizontes inferiores do perfil e precipitam por capilaridade nos períodos secos (GOUDIE, 1973).

Após décadas de estudos em diferentes regiões do mundo, ainda não existe um consenso sobre um modelo ou mecanismo que explique por completo a formação das lateritas. Nesse sentido, o estudo realizado por Augustin et al. (2013) propõe o uso do termo em amplo sentido. Assim, os autores denominam laterita como uma formação enriquecida em Fe, Al e Mn, cuja gênese está associada atuação dos processos de intemperismo físico e químico. Tais processos são guiados pelas condições de temperatura e pressão, as quais são diferentes do ambiente de formação da rocha. Essa definição abrange ambos os modelos de acumulação e será adotada no presente estudo daqui em diante.

As lateritas compõem extensas superfícies sobrepostas aos crátons existentes nas áreas continentais de clima tropical (THOMAS, 1994). Nesse sentido, a utilização das mesmas como marcadores morfoestratigráficos e a possibilidade de datação dos minerais supergênicos que as compõem, torna-se possível o desenvolvimento de estudos ajudem a elucidar a história de intemperismo, clima e evolução do relevo das referidas regiões (VASCONCELOS, 1999a). Considerando a presença de óxidos e oxi-hidróxidos de Fe, Al e Mn na composição das lateritas, se faz necessário o entendimento dos principais métodos geocronológicos aplicados aos referidos minerais.

3.2 A geocronologia aplicada aos minerais supergênicos

3.2.1 O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Para entender o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é necessário elucidar as premissas que abrangem o método K-Ar, o qual se pauta na datação de óxidos de Mn e sulfatos de K (VASCONCELOS et al., 1992). A implementação do método K-Ar requer o conhecimento dos exatos coeficientes de decaimento do ^{40}K em ^{40}Ca (λ_β) e ^{40}K em ^{40}Ar (λ_ϵ). Os coeficientes de decaimento do K devem ser temporalmente inalteráveis e a modificação de seu arranjo isotópico deve ocorrer apenas pelo decaimento radioativo do ^{40}K em ^{40}Ar (MCDUGALL e HARRISON, 1988; VASCONCELOS, 1999a). Não se considera possíveis acréscimos ou decréscimos de ^{40}K ou ^{40}Ar radiogênico imediatamente a precipitação do mineral. Contudo, se faz necessária a correção e a quantificação do ^{40}Ar agregado à amostra, assim como o fracionamento da mesma em parcelas equivalentes e uniformes para mensurar as concentrações de K e Ar de maneira individual. Esse conjunto de condições de análise restringe a implementação da técnica a ambientes geológicos característicos (MCDUGALL e HARRISON, 1988; VASCONCELOS, 1999a, 1999b).

No método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a idade é determinada por meio do decaimento radioativo do ^{40}Ar em ^{39}Ar a uma razão cógnita. A alta acuidade espacial e volumétrica propicia a datação de fragmentos que possuam entre 0,2 e 2 mm de diâmetro (VASCONCELOS, 1999 a, 1999b). Em relação ao método K-Ar, o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permite a quantificação de ^{40}Ar e ^{40}K em uma única análise (RENNE et al., 1998). Nesse contexto, o método permite a distinção de diferentes sucessões do mineral datável em uma mesma amostra, bem como a ablação e a análise de gases alojados em distintos pontos da estrutura mineral (VASCONCELOS, 1999a, 1999b).

O exame de cotas de gases em uma mesma amostra, através de aquecimento incremental ou *step-heating*, viabiliza a identificação da retenção de argônio e a existência de impurezas nas amostras. Em virtude dos coeficientes de difusão semelhantes, o aquecimento possibilita a liberação conjunta de ^{40}Ar e ^{39}Ar , cuja razão permanece invariável para cada cota de gás.

Considerando a equivalência entre a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$, bem como a relação constante entre ^{39}K e ^{40}K no meio físico, torna-se possível estabelecer a idade dos minerais presentes nas amostras (MERRIHUE e TURNER, 1966; MCDOUGALL e HARRISON, 1999; VASCONCELOS, 1999a, 1999b).

A implementação do método em questão demanda o conhecimento da conjuntura geológica e geomorfológica da área de estudo, bem como a seleção de amostras adequadas a obtenção de dados geocronológicos confiáveis (BRAUN et al., 2006). Considerando a existência de óxidos de Mn na área de estudo, o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ torna-se adequado a datação àqueles com K presente em sua composição (VASCONCELOS et al., 1992). Assim, tal método se aplica a hollandita, criptomelana, coronadita, romanechita, todorokita e birnessita. A geocronologia desses grupos minerais foi realizada por Segev et al. (1991), Vasconcelos et al. (1992), Vasconcelos et al. (1994a, 1994b), Dammer et al. (1996), Vasconcelos (1999a, 1999b), Dammer et al. (1999), Carmo e Vasconcelos (2006), Spier et al. (2006), Riffel et al. (2015) e Vasconcelos et al. (2019).

Em relação às limitações do método, os resultados podem ser deturpados em caso de perda, por difusão, de Ar ou K proveniente das estruturas dos óxidos de Mn. Além disso, destaca-se a possível contaminação das fases supergênicas por fases hipogênicas ou por material herdado do protólito. Por último, a possibilidade de integração do ^{40}Ar cedido por possíveis minerais primários existentes na estrutura dos óxidos de Mn (VASCONCELOS et al., 1992).

3.2.2 O método (U-Th)/He

A datação absoluta pelo método (U-Th)/He aplica-se a minerais formados em ambientes de baixa temperatura, onde cabe destaque para os minerais supergênicos. O método pressupõe o equilíbrio radioativo secular entre as séries de nuclídeos de ^{238}U , além da concentração inicial nula de ^4He e a existência de um sistema fechado desses isótopos desde a formação do mineral (SHUSTER et al., 2005).

Em seu estágio inicial, a limitação da proposta pautava-se na incerteza sobre a retentividade do He e a presença de Th e U nos minerais supergênicos (HEIM et al., 2006). Nesse sentido, Shuster et al. (2005) quantificaram a retentividade do He em goethitas através do método $^4\text{He}/^3\text{He}$ e aferiram conservação superior a 86% para He radiogênico. A confirmação da presença de U na estrutura desses minerais conferiu maior confiabilidade aos resultados. Nesse contexto, a goethita torna-se adequada à realização de estudos geocronológicos. Embora a

posição do U e do He possa variar em sua estrutura, a aplicação do método (U-Th)/He no referido mineral pode fornecer resultados consistentes (LIPPOLT et al., 1998).

Por ultimo, salienta-se que os dados geocronológicos consistentes devem ser interpretados à luz das condições climáticas que guiam os processos de intemperismo. Nesse âmbito, cabe discorrer sobre a influência das variações do clima global no desenvolvimento dos perfis de intemperismo e na formação dos minerais supergênicos.

3.3 O intemperismo, a geocronologia e as variações climáticas globais

O clima é um fator crítico para o intemperismo das rochas, exercendo controle primário sobre a temperatura e a disponibilidade de água, bem como sobre os ácidos orgânicos derivados da vegetação e do solo (SUMMERFIELD, 2014). A temperatura exerce influência direta e indireta nas taxas de intemperismo químico. A influência direta consiste no efeito que a temperatura causa sobre as reações químicas, contribuindo por meio da formação de CO₂. A influência indireta reside na taxa de atividade orgânica, por meio da produção de ácidos orgânicos (THOMAS, 1994). As precipitações atmosféricas garantem a continuidade das reações químicas. O fluxo de água no perfil de intemperismo inibe a concentração de íons dissolvidos e, portanto, o estabelecimento do equilíbrio no sistema de intemperismo. A manutenção do fluxo depende das condições de drenagem, vertical ou lateral, do manto de intemperismo. Com estações secas curtas e precipitação acumulada superior a 1200 mm anuais, os climas tropicais úmidos garantem a disponibilidade e a movimentação da água pelo sistema em intervalos regulares (THOMAS, 1994; SUMMERFIELD, 2014). Com suplemento de água e altas temperaturas, as taxas de intemperismo nas regiões tropicais são potencialmente altas. Assim, comumente se encontram perfis de intemperismo espessos em parte da América, África e Oceania, regiões onde as taxas de intemperismo tendem a serem maiores, em até uma ordem de magnitude, em relação a regiões de climas frios e áridos (THOMAS, 1994; SUMMERFIELD, 2014).

A aplicação de métodos geocronológicos em minerais supergênicos tem como propósito a obtenção das taxas de intemperismo e pode ajudar a delimitar os mecanismos que guiam o desenvolvimento dos perfis de intemperismo. Em perfis com lateritas presentes, a obtenção das taxas de intemperismo torna-se um desafio. Esses perfis não são formados por um único evento, mas pela sucessão de eventos no decorrer do tempo geológico. Nesse contexto, a aplicação de métodos geocronológicos em minerais supergênicos pode revelar informações sobre os referidos eventos e a relação dos mesmos com as mudanças climáticas globais. Em função das reações do

intemperismo, tais minerais constituem o registro das variações do clima (HENÓCQUE et al., 1998; VASCONCELOS et al., 1999).

O clima global pode sofrer alterações de longo prazo, associadas a eventos tectônicos, e de curto prazo, referentes às oscilações periódicas no ciclo orbital da Terra. As alterações de longo prazo ocorrem em escalas de 10^5 a 10^7 e as de curto prazo de 10^4 a 10^6 anos (ZACHOS et al., 2001).

Dentre as principais mudanças associadas aos eventos tectônicos, estão o vulcanismo na fenda do Atlântico Norte, a abertura e ampliação dos estreitos da Tasmânia e de Drake, a colisão da Índia com a Ásia e a consequente elevação do Himalaia e do planalto do Tibet, bem como a elevação do Panamá e fechamento do canal marítimo da América Central. Cada um desses eventos, guiado tectonicamente, incorreu em alterações nas correntes marinhas e, consequentemente, nas condições atmosféricas do planeta (ZACHOS et al., 2001; ZACHOS et al., 2008). Tais alterações levaram ao aumento da temperatura das águas oceânicas, ativando a liberação de gás metano por meio dos clatratos. O metano é um dos gases atuantes no efeito estufa e sua liberação garante a continuidade da ascensão das temperaturas, caracterizando um mecanismo de retroalimentação positiva (KATZ et al., 1999).

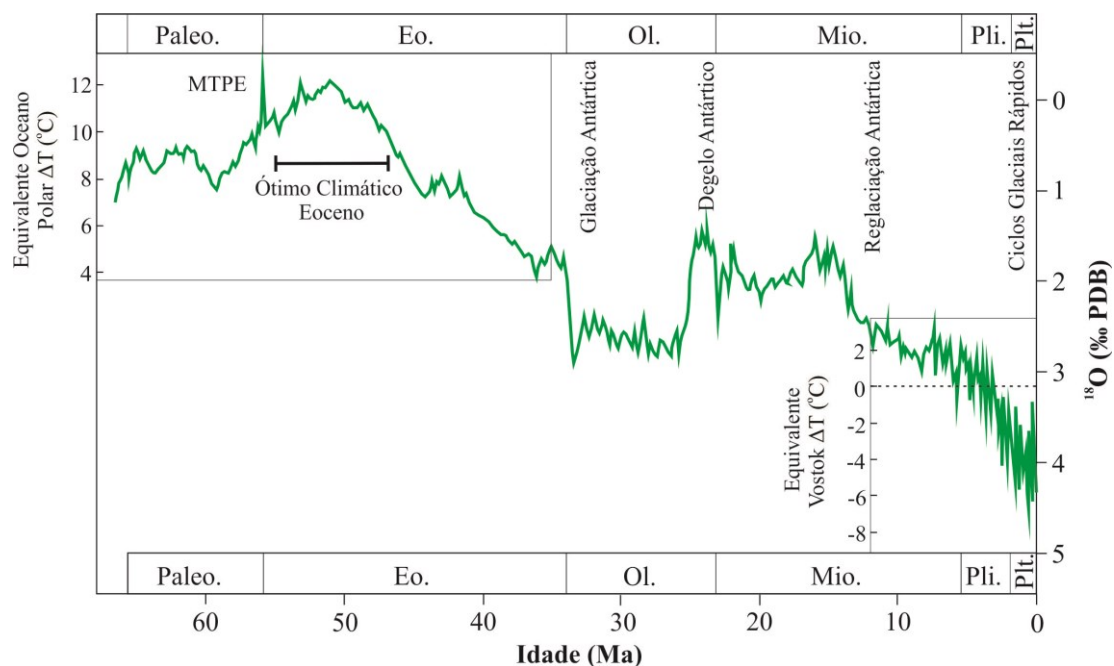
Os ciclos orbitais terrestres estão condicionados a variação dos campos gravitacionais e magnéticos gerados pelos movimentos dos corpos celestes. Os ciclos orbitais ou Ciclos de Milancovitch, através dos parâmetros de excentricidade, obliquidade e precessão, afetam a distribuição e a quantidade de energia solar incidente na superfície do planeta (SCAFETTA, 2010). O parâmetro de excentricidade apresenta ciclos de aproximadamente 100 mil anos, variando a órbita da Terra entre movimentos circulares e elípticos. Em movimentos circulares, a distância entre o Sol e a Terra apresenta menor variação, no decorrer das estações do ano, em relação aos movimentos elípticos. Os movimentos elípticos apresentam maior variação da referida distância, sobretudo no inverno e no verão. A obliquidade está relacionada à variação de ângulo do eixo de inclinação da Terra, o qual varia entre $21,5^\circ$ a $24,5^\circ$ em um período de aproximadamente 43 mil anos. Nesse sentido, quanto maior o ângulo, maior a amplitude térmica entre o verão e o inverno. Por último, a precessão corresponde ao movimento de oscilação circular do eixo de rotação da Terra em períodos de 26 mil anos. Tal oscilação leva a aproximação da Terra em relação ao Sol em determinada estação do ano (IMBRIE e IMBRIE, 1980; DE BOER e SMITH, 1994).

Nos últimos 65 Ma, as condições climáticas da Terra experimentaram mudanças que levaram a alternância entre épocas mais quentes e mais frias (PEARSON e PALMER, 2000). Nesse contexto, análises isotópicas da concentração de ^{18}O e ^{13}C realizadas em foraminíferos bentônicos indicam que a temperatura média da Terra aumentou 6°C no decorrer do Eoceno

(THOMAS e SHACKLETON, 1996; ZACHOS et al., 2001), com o Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno estabelecido entre 55 e 56 Ma. De forma específica, o início do Paleoceno caracteriza-se pelo aumento paulatino das temperaturas globais durante aproximadamente 6 Ma. Tal aquecimento gradual teve seu ápice no Ótimo Climático do Eoceno, o qual teve duração de aproximadamente 20 mil anos (NORRIS et al., 1999; ROHL et al., 2003; ZACHOS et al., 2008). O aumento generalizado da temperatura induziu o degelo dos polos, levando ao aumento do nível do mar e a diminuição do albedo (SHELLITO et al., 2003). Como consequência, houve o aumento das taxas de evaporação e da umidade do ar, sobretudo nas regiões tropicais (LOURENS et al., 2005; PAGANI et al., 2006). Outros estudos pautam as mudanças climáticas por meio de análises da concentração relativa de ^{13}C em sedimentos marinhos coletados no Atlântico Norte (NORRIS e RÖHL, 1999; RÖHL et al., 2000). Esses estudos mostram a diminuição dessa concentração entre 2 e 3‰, estimando a liberação de quantidades de carbono no oceano e na atmosfera que variam entre 1,5 e 2 gigatoneladas em um intervalo de mil anos. Tal liberação ocorreu em duas etapas separadas por um intervalo de 20 mil anos (RÖHL et al., 2000).

O trabalho realizado por Zachos et al. (2001) mostra as mudanças climáticas ocorridas no Cenozoico (Figura 3). Obtidos por meio de análise da concentração de ^{18}O em foraminíferos bentônicos, os resultados mostram a relação entre a variação da temperatura e a composição isotópica das águas oceânicas com o acréscimo ou decréscimo de gelo nos continentes.

Figura 3 – Variação de temperatura e a concentração de ^{18}O em foraminíferos bentônicos



Fonte: modificado de Zachos et al., 2001

Em aproximadamente 55 Ma ocorreu o Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno ou MPTE, caracterizado por um pico de alta temperatura em um curto período. Após o MPTE, a tendência de aquecimento permaneceu no decorrer do Eoceno, entre 55 e 45 Ma, com o Ótimo Climático do Eoceno (ZACHOS et al., 2001).

As temperaturas globais apresentaram redução do início do Oligoceno, indicadas pela Glaciação Antártica, voltando a aumentar em aproximadamente 23 Ma, marcada pelo degelo da mesma região (ZACHOS et al., 2001). Após as baixas ocorridas no início Oligoceno, as temperaturas voltaram a aumentar. Interrompida por curtos eventos de glaciação, a fase quente se manteve e atingiu o ápice no Mioceno médio, marcado em 15 Ma (PAGANI, et al., 1999; ZACHOS et al., 2001).

No Mioceno tardio houve um resfriamento progressivo até o início do Plioceno, estabelecido em 6 Ma. Em momento posterior, as temperaturas voltaram a subir paulatinamente até final do Plioceno, em 2,6 Ma. Por fim, o início do Pleistoceno foi marcado pela queda das temperaturas e a alternância entre períodos glaciais e interglaciais (ZACHOS et al., 2001).

Nas regiões tropicais, as mudanças climáticas globais se refletem nas taxas de intemperismo, com as maiores taxas associadas às épocas de maior temperatura e pluviosidade. Assim, os ótimos climáticos podem ser importantes na interpretação da evolução dos perfis de intemperismo (VASCONCELOS et al., 1994). Nesse contexto, os dados geocronológicos obtidos através da aplicação do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de Mn. Em Burkina Faso, foram obtidas idades entre 50 e 44 Ma, indicando intemperismo químico intenso no início do Eoceno (HENÓCQUE et al., 1998). Em Pilbarand Peak Hill, Austrália, as idades dos minerais supergênicos denotam intemperismo químico acentuado no decorrer do Paleógeno e do Neógeno. As idades variam entre 43,7 e 6 Ma, com destaque para os episódios do Eoceno tardio, do Oligoceno e do Mioceno (DAMMER et al., 1996). Em Groote Eylandt, Austrália, os dados geocronológicos mostram idades entre 52 e 7 Ma, com destaque para o forte intemperismo químico ocorrido durante Eoceno e o Oligoceno, bem como no final do Mioceno (DAMMER et al., 1999). No Brasil, os dados obtidos para a Serra dos Carajás, norte do Brasil, indicam intemperismo químico intenso em 65-69, 56-51, 43-40, 35-33, 24-20 e 17-12 Ma, bem como nos últimos 1 Ma (VASCONCELOS et al. 1994a; 1999b). Na região de Vale do Rio Doce, sudeste do Brasil, os resultados denotam eventos entre 13 e 8 Ma (CARMO e VASCONCELOS, 2006). Na região do Quadrilátero Ferrífero, sudeste do Brasil, as idades oscilam entre 62 e 14 Ma, com concentração entre 51 e 41 Ma (SPIER et al., 2006). Os estudos supracitados indicam a evolução episódica dos perfis de intemperismo, em consonância com as mudanças climáticas globais.

A evolução episódica dos perfis também se confirma pela utilização do método (U-Th)/He em óxidos de Fe. Para a região do Quadrilátero Ferrífero, sudeste do Brasil, os dados

geocronológicos indicam maior intensidade do intemperismo químico entre 55 e 27 Ma (MONTEIRO et al., 2014). No Segundo Planalto do Paraná, região sul, os resultados mostram idades que variam de 36 a 1 Ma, com períodos de maior intemperismo químico entre 17 e 8 Ma (RIFFEL et al., 2015). Ainda no sul do Brasil, na região de Guarapuava, Paraná, os dados indicam idades inferiores a 7 Ma (RIFFEL et al., 2016). Na Serra dos Carajás, região norte, os dados geocronológicos obtidos por Monteiro et al. (2018) corroboram os resultados de Vasconcelos et al. (1994a) e Vasconcelos et al. (1999b).

Os dados geocronológicos viabilizam a determinação do tempo, dos mecanismos de intemperismo e das taxas de denudação de uma determinada região, tornando possível o conhecimento da história geoquímica e climática implícita na evolução do relevo (VASCONCELOS et al., 1994). A evolução do relevo, em escala local e regional, pode ser compreendida a partir de uma superfície de referência. No Brasil, tal compreensão está pautada nas superfícies geomórficas, assunto que será abordado no próximo tópico.

3.4 As superfícies geomórficas do Brasil

As superfícies geomórficas (RUHE, 1969; DANIELS et al., 1971) são níveis de erosão esculpidos sobre unidades litológicas diversas e em momentos distintos do tempo geológico. A partir de um dado nível de base, esse processo ocorre com intensidade e magnitude variáveis, levando a formação de níveis altimétricos que indicam uma sequência cronológica dos processos denudacionais. Embora o critério altimétrico não seja suficiente, os pontos mais altos e mais baixos da topografia indicam idades mais antigas e mais recentes, respectivamente (OLLIER, 1981). A formação dessas superfícies está associada à combinação de determinadas condições geodinâmicas no espaço e no tempo. Dentre as referidas condições, destaca-se a inalteração do nível de base em relação aos processos denudacionais da porção continental. Tal inalteração está associada a condições de relativa estabilidade tectônica. Nesse contexto, sublevações crustais episódicas conduziram a ampliação vertical da topografia e ao rejuvenescimento do relevo (VALADÃO, 2009).

No Brasil, as superfícies geomórficas, também referidas como superfícies de aplainamento (SMALL, 1986), foram caracterizadas e classificadas a partir dos estudos realizados por De Martone (1943), Freitas (1951), Ab'Sáber (1955), King (1956), Almeida (1964), Bigarella e Andrade (1965), Braun (1971) e Valadão (2009). Como guia para o presente estudo, optou-se pela classificação de King (1956).

A abertura do Atlântico Sul, iniciada no Cretáceo Inferior, induziu episódios de magmatismo, sublevação e fraturamento crustal (BEHRENDT e COOPER, 1991). Com o nome

de Reativação Sul-Atlântiana, esse processo modificou a dinâmica denudacional atuante no continente. A partir de então, o relevo continental foi submetido a intensos processos denudacionais, com o consequente acúmulo de espessas colunas de sedimentos em bacias interiores ou marginais. Tal processo deu origem a três superfícies: Superfície Sul-Americana, Superfície Sul-Americana I e Superfície Sul-Americana II (VALADÃO, 2009).

A Superfície Sul-Americana caracteriza-se como uma superfície fossilizada e sustentada por rochas Mesozoicas. Desenvolvida a partir da exumação da Plataforma Sul-Americana, entre o Cretáceo Inferior e o Mioceno, esta superfície avançou sobre áreas com composições litológicas distintas. No final do Cretáceo Inferior, a rede hidrográfica se articulou com o nível de base do incipiente Oceano Atlântico. Os intensos processos denudacionais geraram uma superfície regular, rebaixada e capeada por um espesso manto de intemperismo com níveis de lateritas presentes. A elaboração da Superfície Sul-Americana ocorreu até a metade do Mioceno (KING, 1956). A Superfície Sul-Americana é utilizada como referência estratigráfica em estudos sobre a evolução do relevo desenvolvidos por Soares e Landim (1975), Barbosa (1980), Almeida e Carneiro (1998) e Ab'Sáber (2000).

Na metade do Mioceno, uma nova sublevação crustal induziu o estabelecimento da drenagem regional e favoreceu a denudação da cobertura ferruginosa da superfície pré-existente, a qual forneceu material para a formação da Superfície Sul-Americana I (KING, 1956). Os relevos residuais da Superfície Sul-Americana I encontram-se justapostos aos topos aplainados pertencentes à Superfície Sul-Americana. O processo de formação da Superfície Sul-Americana I durou aproximadamente 8 Ma e foi interrompido por uma nova sublevação crustal no Plioceno Superior (VALADÃO, 2009).

O evento tectônico do Plioceno Superior levou a formação da Superfície Sul-Americana II e seus reflexos concentram-se na região costeira do Brasil. Como resultado, o aumento da amplitude vertical e fraturamento crustal levaram a formação de vertentes orientadas tanto para o litoral quanto para as calhas fluviais localizadas no interior do continente. Quanto à extensão, a Superfície Sul-Americana II excede os atuais domínios morfoclimáticos semiáridos e, na medida em que se distancia do litoral, incide em estruturas geológicas diversificadas. Nos últimos 3 Ma, a intensidade do soerguimento pliocênico decresceu, levando a abertura de depressões sublitorâneas e interplanálticas, bem como a formação de terraços fluviais (VALADÃO, 2009).

Por fim, cabe salientar que as superfícies geomórficas são referências estratigráficas que ajudam a elucidar a evolução do relevo de uma determinada região. Tal evolução pode ser explicada por meio das teorias geomorfológicas e embora não exista um modelo evolutivo que explique por completo a gênese das formas do relevo, cada teoria apresenta contribuições para a compreensão da dinâmica que rege as mudanças na paisagem no tempo geológico.

3.5 A evolução do relevo: as principais teorias

A primeira interpretação da evolução do relevo, a Teoria do Ciclo Geográfico, foi idealizada por Davis (1899), representante da corrente geomorfológica anglo-americana. Penck (1924), representante da corrente germânica, se opôs aos postulados da teoria davisiana, marcando um período de ruptura epistemológica a partir da década de 1940. O cenário pós-ruptura foi fundamentado na Teoria Geral dos Sistemas, publicada por Bertalanffy em 1977, e na introdução da quantificação na ciência geomorfológica, contexto no qual se destacam as contribuições teóricas de King (1955,1962), Hack (1960,1975) e Büdel (1982).

Em aspectos gerais, as teorias desenvolvidas por Davis (1899) e Penck (1924) dão ênfase aos aspectos estruturais, ao passo que King (1955, 1962), Hack (1960, 1975) e Büdel (1957, 1963, 1982) sublinham os fatores climáticos (Salgado, 2007). As referidas contribuições contam, na esfera geral, com revisões realizadas por Christofolletti (1980), Klein (1985), Guerra (1994), Abreu (2003) e Salgado (2007). No âmbito específico, destacam-se as revisitações de Monteiro (2001), Vitte (2001) e Fierz (2015). Assim, se faz necessária uma retomada dos principais postulados sobre a evolução do relevo.

3.5.1 Teoria do Ciclo Geográfico (DAVIS, 1899)

A teoria do Ciclo Geográfico concebe o relevo como um resultado da correlação entre estrutura, processo e tempo (DAVIS, 1899). Os processos denudacionais têm início a partir de uma abrupta sublevação continental em relação ao nível de base geral, o oceano. O desnivelamento entre a porção continental e oceânica da litosfera produz, assumindo condições de estabilidade tectônica e clima quente e úmido, as condições necessárias ao desgaste erosivo das rochas que compõem o relevo. Tal desgaste caracteriza-se pelo rebaixamento vertical das vertentes ou *downwearing* em três estágios: juventude, maturidade e senilidade (DAVIS, 1899).

Na juventude, o desnivelamento entre os continentes e oceanos conduz a intensificação da energia dos canais fluviais, aumentando a ablação vertical e ampliando a desigualdade altimétrica entre os interflúvios e o fundo do vale (DAVIS, 1899). A maturidade caracteriza-se pela continuidade da estabilidade tectônica e dos processos denudacionais. Estes fatores condicionam o desgaste vertical progressivo do relevo, processo que leva a suavização das vertentes e, conseqüentemente, a redução da amplitude topográfica (DAVIS, 1899). No último estágio, ou senilidade, a permanência das condições climáticas e estruturais da maturidade leva ao rebaixamento completo do relevo, dando origem a um extenso peneplano. Os interflúvios e os fundos de vale encontram-se em níveis altimétricos próximos e a energia do sistema fluvial é

baixa em razão da baixa amplitude topográfica entre continente e oceano. Nessas condições, o poder erosivo é atenuado e a paisagem caracteriza-se por extensas superfícies aplainadas drenadas por canais fluviais meandantes. Estas superfícies aplainadas podem apresentar feições residuais geradas por resistências litológicas, os *monadnocks* (DAVIS, 1899).

O ciclo se finda a partir de um novo soerguimento da porção continental da litosfera, levando ao reinício do processo. Este reinício marca o rejuvenescimento do relevo. Porém, o referido processo tectônico pode acontecer em qualquer estágio do ciclo e não necessariamente ao final das três etapas que o compõem (DAVIS, 1899). A teoria do Ciclo Geográfico caracteriza-se como a tentativa de se estabelecer a primeira noção evolutiva do relevo através de uma concepção cíclica, enfatizando os fatores temporais e estruturais em detrimento dos fatores processuais. Embora apresente limitações se comparada às teorias mais recentes, o modelo estabelecido por Davis (1899) torna-se válido como referência na ciência geomorfológica (KLEIN, 1985; GUERRA, 1994; MONTEIRO, 2001; ABREU, 2003).

3.5.2 Teoria do domo e da superfície plana (PENCK, 1924; 1953)

A teoria em questão entende o relevo como um produto da interação entre forças endógenas e exógenas. Assim, considera-se a ocorrência simultânea de soerguimento e denudação, embora a intensidade desses processos varie no tempo e no espaço (PENCK, 1924; 1953). Períodos com prevalência das forças endógenas sobre as exógenas produzem relevos acidentados e o inverso resulta em superfícies aplainadas. Ainda, considera-se a existência de níveis de base locais para a ativação da denudação do relevo continental (PENCK, 1924; 1953).

Como estágio evolutivo inicial, o modelo pressupõe a formação de um domo, ou *piedmonttreppen*, a partir da sublevação de uma superfície plana, ou *primärrumpf*, em um determinado momento. Como segundo estágio, a sublevação perde força e preponderância ante os processos denudacionais, levando ao aplainamento das áreas distais do domo. O reinício e a sucessão desse ciclo justifica a existência de superfícies em altitudes distintas, caracterizando um relevo marcado por patamares. Os processos denudacionais que modelam as vertentes atuam de duas formas em dois momentos distintos. No primeiro, as vertentes evoluem por recuos paralelos, ou *backwearing*, e no segundo, evoluem por rebaixamentos verticais, ou *downwearing*, paulatinos (PENCK, 1924; 1953). As diferenças litológicas e as mudanças climáticas são consideradas variáveis que podem aumentar ou reduzir a velocidade de denudação. Contudo, estas não alteram os mecanismos contemplados pelo modelo (PENCK, 1924; 1953).

A teoria elaborada por Penck (1924; 1953) considera a existência de desníveis e declives como resultados do movimento crustal, corroborando as premissas do modelo davisiano.

Contudo, difere do referido modelo quanto ao sentido de evolução das vertentes, primando pelo desgaste lateral em detrimento da evolução vertical. Assim, marca a descontinuidade dos postulados da escola anglo-americana e torna-se um modelo evolutivo cientificamente aceito (CHRISTOFOLETTI, 1980; ABREU, 2003).

3.5.3 Teoria da Pediplanação (KING, 1955; 1962)

A teoria da Pediplanação considera estabilidade tectônica e condições climáticas quentes e secas. O aplainamento do relevo tem início com um episódio de sublevação subcontinental ou mudança do nível de base. A partir desse episódio, tem início a incisão e rebaixamento dos canais fluviais até a cota altimétrica de equilíbrio com o novo nível de base, bem como o alargamento dos vales (KING, 1955; 1962). As vertentes passam a evoluir por recuo paralelo, ou *backwearing*, em razão do intemperismo físico e consequente fragmentação das rochas. O material resultante desse processo é transportado em direção aos pontos mais baixos do relevo em razão do fluxo concentrado causado pelas precipitações torrenciais, típicas de climas áridos (KING, 1955;1962).

O material transportado se acumula e se consolida em áreas de baixa vertente e no fundo de vales, suprimindo as irregularidades do relevo e elevando o nível de base local. Esse processo leva a formação de rampas sedimentares suavizadas em direção ao canal fluvial, os pedimentos. A permanência dessas condições morfogenéticas culmina na formação de extensas superfícies aplainadas, os pediplanos. Ainda, a teoria considera a existência de *inselbergs*, feições residuais encontradas ao longo do pediplano, que preservam, em seus topos, a antiga superfície aplainada (KING, 1955;1962).

O processo de pediplanação desenvolve-se continuamente até uma nova sublevação, a qual se dá por efeito isostático pela perda de massa da litosfera. Tal perda ocorre por meio dos processos erosivos, sobretudo em áreas de margem continental. O evento tectônico dá início a elaboração de uma nova superfície em cota altimétrica inferior, levando a supressão da superfície pré-existente. Embora pressuponha a geração de uma nova superfície aplainada em razão de eventos tectônicos, o modelo considera a evolução simultânea de ambas as superfícies (KING, 1955;1962).

A exemplo das propostas de Davis (1899) e Penck (1924), o modelo estabelecido por King (1953) considera a presença de feições erosivas residuais. Considerando o contexto no qual a teoria foi desenvolvida, não existia a correlação entre superfícies aplainadas e climas áridos, bem como a associação entre relevos verticalizados e climas úmidos. Nesse sentido, a teoria da

Pediplanação foi posteriormente reconhecida como um modelo que ajuda a explicar a evolução do relevo em regiões de clima quente e seco (CHRISTOFOLETTI, 1980; GUERRA, 1994).

3.5.4 Teoria do Equilíbrio Dinâmico (HACK, 1960; 1975)

A teoria de equilíbrio dinâmico busca estabelecer uma relação entre processos e formas para construir a evolução da paisagem ao longo do tempo geológico. Assim, tal teoria concebe o relevo como um produto do balanço entre a resistência litológica e os processos denudacionais. Idealizado como um sistema aberto, o relevo possui componentes que se encontram ajustados e se modificam proporcionalmente através de um comportamento equilibrado entre forças antagônicas. Assim, as formas e os processos tendem a atingir um estado de estabilidade, considerando, dentro do sistema, a existência de um fluxo contínuo de matéria e energia (HACK, 1960; 1975).

Inerente ao sistema, qualquer oscilação do fluxo de energia interfere no comportamento da matéria e tende a perturbar o estado de estabilidade do sistema. Em termos geomorfológicos, essas oscilações correspondem à ação de forças tectodinâmicas ou à alteração dos mecanismos morfoclimáticos, levando a transformações nos quadros paisagísticos regionais. Em resposta a tais oscilações, o sistema tende ao reajuste de suas variáveis e ao restabelecimento das condições iniciais de equilíbrio. Se os processos denudacionais variarem na mesma intensidade, o sistema pode atingir o equilíbrio mesmo em conjunturas de instabilidade estrutural (HACK, 1960; 1975).

Em relação ao modelado, a teoria do Equilíbrio Dinâmico pressupõe o ajuste mutuo e taxas constantes de denudação para todos os compartimentos do relevo, sendo as diferenças topográficas justificadas pelas resistências litológicas frente aos processos denudacionais. A perspectiva sistêmica propõe ainda a adaptação das formas das vertentes às variações dos fatores de controle ambiental. Assim, ao se restabelecer a condição de equilíbrio, atenuam-se as marcas no relevo relacionadas a processos geomorfológicos existentes em tempos pretéritos (HACK, 1960; 1975). Se comparado aos teóricos antecessores, Hack (1960, 1975) reelabora a ideia de equilíbrio proposta por Davis (1899) e integra as associações dinâmicas sugeridas por Penck (1924), dando a estas ideias uma estrutura e uma concepção de funcionamento integrado dos elementos que compõem o sistema terrestre (CHRISTOFOLETTI, 1980; GUERRA, 1994; FIERZ, 2015).

3.5.5 Teoria da Etchplanação (BÜDEL, 1957; 1963; 1982)

Em linhas gerais, a teoria da Etchplanação está associada à visão do relevo como um produto da interação entre as condições climáticas e as estruturas geológicas de uma determinada região (THOMAS, 1994). Com os primeiros postulados estabelecidos por Wayland (1933), a teoria em questão foi consolidada por Büdel (1957, 1963) por meio dos conceitos de superfície lixiviação e superfície de lavagem (BÜDEL, 1982). Além disso, a teoria pressupõe clima quente e úmido, além de relativa estabilidade tectônica. Em geral, tais condições são reunidas em crátons arqueanos localizados nas regiões tropicais continentais (OLLIER, 1985; THOMAS, 1994).

A superfície de lixiviação localiza-se no substrato, na transição entre o manto de intemperismo e a rocha matriz. A base do manto de intemperismo caracteriza-se por uma superfície irregular, onde predominam os processos de intemperismo químico. Ao longo da referida superfície, a rocha matriz pode apresentar diferentes estágios de alteração (OLLIER, 1969; THOMAS, 1994). A preponderância do intemperismo químico leva a pulverização da rocha matriz e a lixiviação dos elementos solúveis resultantes desse processo (BÜDEL, 1982).

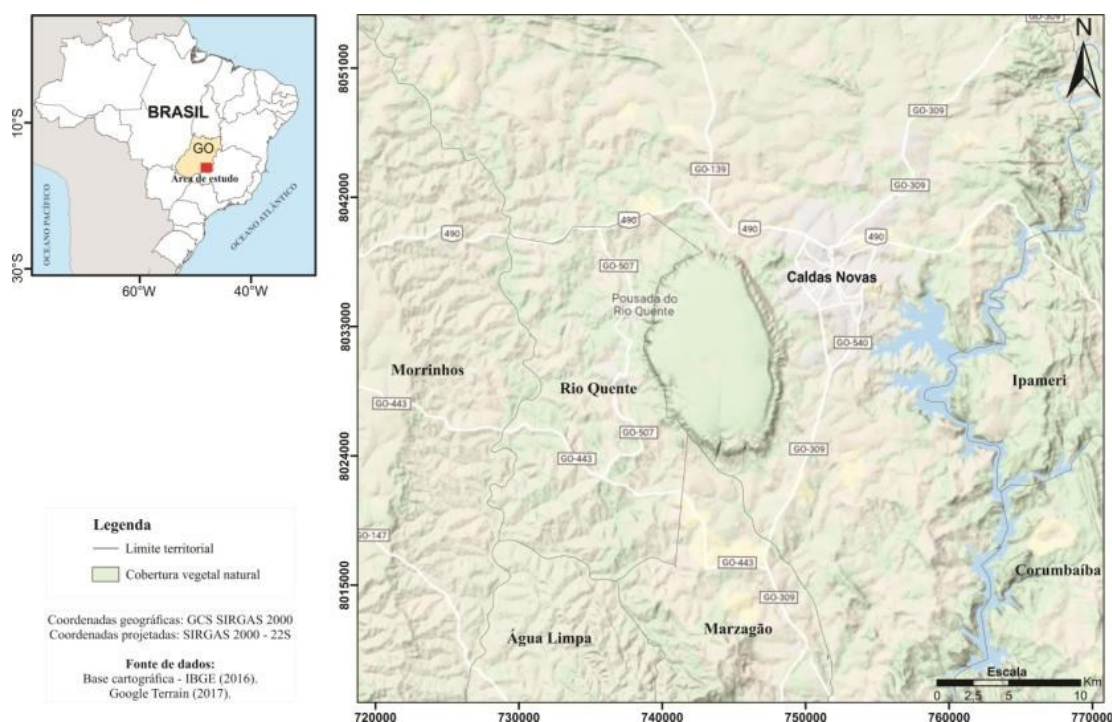
O material pulverizado constitui a superfície de lavagem, parte subaérea do relevo onde atuam os processos erosivos. Tais processos ocorrem a partir das precipitações atmosféricas, levando a retirada dos fragmentos pelo escoamento superficial das águas pluviais (BÜDEL, 1963; 1982).

A formação da superfície de lixiviação e a retirada de material superficial pelos processos erosivos são processos que coexistem no espaço. A combinação desses processos recebe o nome de etchplanação (BÜDEL, 1963; 1982). Como indicativo da existência da etchplanação na paisagem, destaca-se a presença de perfis de intemperismo homogêneos e desenvolvidos, bem como a transição irregular entre a rocha matriz e o manto de alteração (BÜDEL, 1982). Nesse contexto, destaca-se a importância da cobertura pedológica. A partir da pulverização do material rochoso maciço pelo intemperismo, a pedogênese transforma o material intemperizado e o organiza em horizontes com diferentes características químicas e mineralógicas. Como um agente intermediário entre a rocha matriz e os processos erosivos, a cobertura pedológica pode interferir na gênese das formas do relevo (MILLOT, 1980; 1983). Comparada aos modelos antecessores, a teoria da Etchplanação sublinha os processos de intemperismo químico e as condições climáticas que os guiam. Através da interpretação de depósitos e formas, busca uma explicação dos fatores morfoclimáticos atuais e pretéritos (GUERRA, 1994; THOMAS, 1994).

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Situada na microrregião da Meia Ponte (IBGE, 1990), sudeste do estado de Goiás, a região de Caldas Novas – Rio Quente (Figura 4) localiza-se a aproximadamente 170 km de Goiânia, com acesso pelas vias GO-309 e GO-443. Considerando a Serra de Caldas como o centro do recorte espacial utilizado no presente estudo (1:250.000), a região engloba parte dos municípios de Ipameri, Corumbaíba, Marzagão, Água Limpa e Morrinhos.

Figura 4 – Localização da região de Caldas Novas - Rio Quente/GO

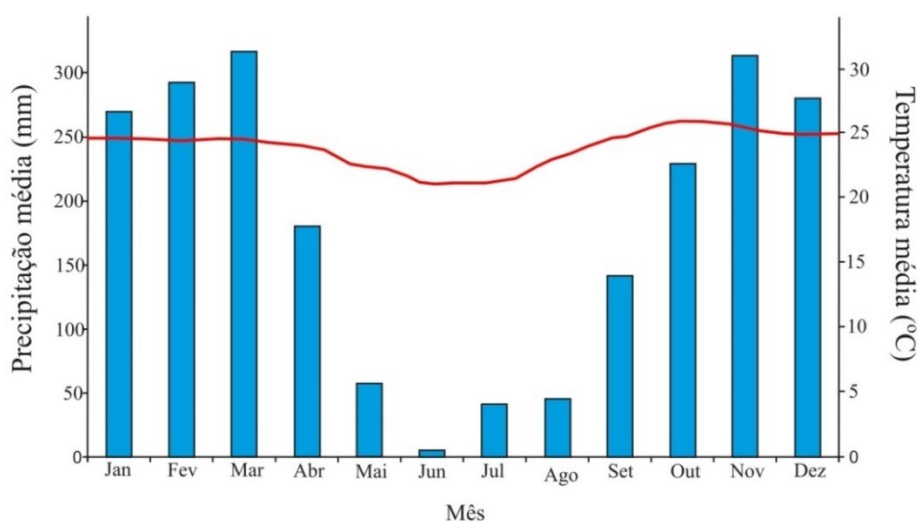


Fonte: IBGE, 2016 e *Google Terrain*, 2017

4.1 Clima, hidrografia e vegetação

O clima da região é do tipo *Aw* (KÖEPPEN, 1948), tropical semiúmido (NIMER, 1989; PEEL, 2007). O período chuvoso compreende o final de setembro e o início de abril, com temperaturas médias oscilando entre 23,7 e 25,3°C. O período de estiagem, situado entre maio e agosto, apresenta temperaturas médias entre 20,8 e 22,7°C (CARDOSO et al., 2015). Os dados de temperatura média mensal e precipitação média mensal (Figura 5), registrados entre 2006 e 2016 pelas estações meteorológicas da Associação das Empresas Mineradoras de Águas Termais – AMAT, confirmam os valores existentes na bibliografia. Os valores médios de precipitação variam entre 180 e 280 mm para o período chuvoso e entre 10 e 50 mm para o período seco. Assim, o verão concentra aproximadamente 60% do volume total precipitado (AMAT, 2017).

Figura 5 – Climograma para a área de estudo com dados do período entre 2006 e 2016

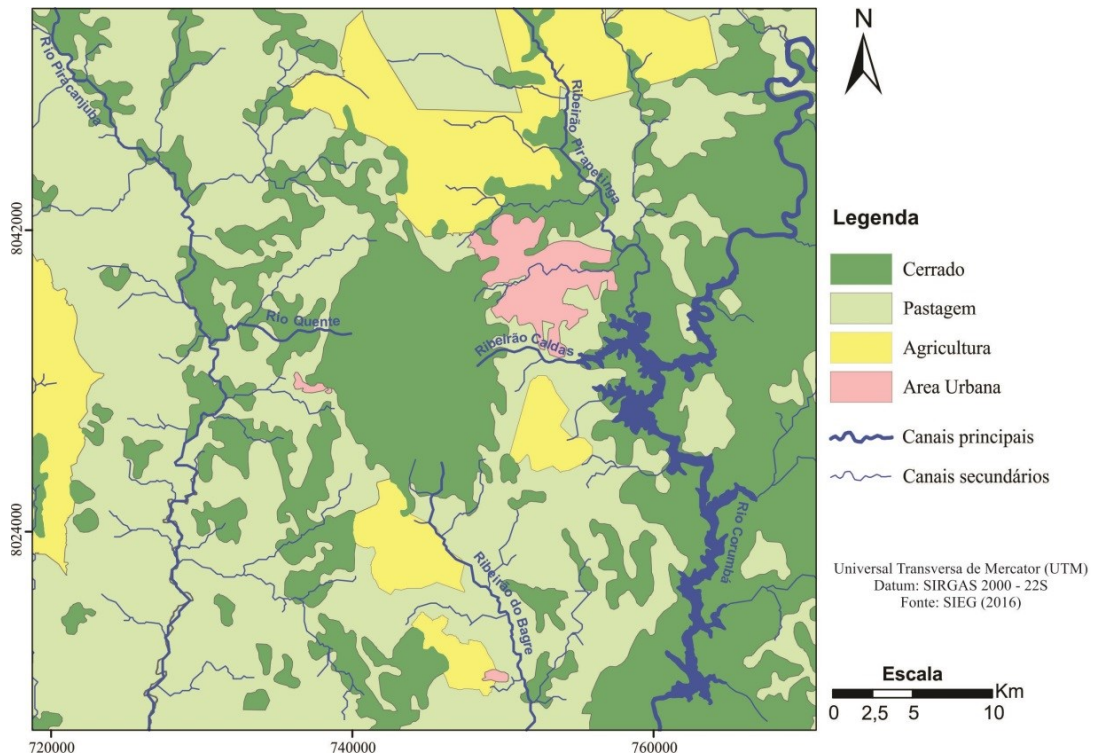


Fonte: AMAT, 2017

A região de Caldas Novas - Rio Quente insere-se na região hidrográfica do Rio Paranaíba, no interflúvio dos rios Corumbá e Piracanjuba. Considerando a Serra de Caldas como referência, destacam-se o Rio Quente a oeste, o Ribeirão Caldas a leste, o Ribeirão Pirapetinga a nordeste e o Ribeirão do Bagre ao sul da região (Figura 6) (ANDRADE e ALMEIDA, 2012).

Em pontos próximos ao topo da Serra de Caldas, onde o nível estático da água subterrânea intercepta a superfície do terreno, formam-se as nascentes (TRÖGER e CAMPOS, 2000; CAMPOS e ALMEIDA, 2012). Nas vertentes da Serra de Caldas, a evolução dos canais fluviais, e.g. Rio Quente, Ribeirão Caldas e Ribeirão do Bagre, guia-se pelas direções das camadas, diáclases e falhas, integrando uma drenagem de padrão radial (CAMPOS et al., 1980; TRÖGER e CAMPOS, 2000). As áreas deprimidas são marcadas pela presença de canais fluviais de maior vazão, e.g. Rio Piracanjuba e Rio Corumbá, para os quais confluem os tributários circunjacentes a Serra de Caldas. Na medida em que se afasta da Serra de Caldas, a drenagem deixa de apresentar o padrão radial e torna-se dendrítica (NASCIMENTO, 1992; TRÖGER e CAMPOS, 2000).

Figura 6 – Uso da terra e principais canais fluviais da área de estudo



Fonte: SIEG, 2016

A vegetação nativa do bioma Cerrado encontra-se preservada no topo da Serra de Caldas em razão da presença do Parque Estadual da Serra de Caldas Novas (FALEIRO e SAIKI, 2007). As formações de campo limpo e campo sujo estão associadas aos trechos de terrenos planos e suavemente ondulados situados nas porções depressionárias do relevo da região, onde existem solos desenvolvidos e bem drenados. Ainda nos referidos trechos, parte da cobertura vegetal natural foi convertida em pastagem em razão das atividades econômicas associadas à agricultura e a pecuária extensiva (CARVALHO et al., 2008).

4.2 Caracterização geológica e hidrográfica

4.2.1 Aspecto estrutural regional

O Ciclo Brasileiro caracteriza-se como um ciclo supercontinental no qual os fragmentos litosféricos, derivados da cisão da Rodínia no Proterozóico, foram reagrupados para a formação do Gondwana durante o Neoproterozóico-Cambriano (ALMEIDA e HASUI, 1984; BRITO NEVES, 1999). Esse ciclo levou a formação de rifts abortados e conduziu o fechamento de alguns oceanos, com a consequente geração de orógenos acrescionários e colisionais, originando as províncias estruturais brasileiras (BRITO NEVES, 1999; SCHOBENHAUS e BRITO NEVES, 2003). As colisões tiveram início no Ciclo Brasileiro I, em 900-700 Ma, continuaram durante o Brasileiro II, em 670-530 Ma, e findaram no Brasileiro III, em 580-490 Ma. Como

consequência das colisões, formaram-se os sistemas orogênicos Mantiqueira e Tocantins (ALMEIDA e HASUI, 1984; HASUI, 2010).

A região de Caldas Novas – Rio Quente/GO localiza-se no setor sul da Faixa de Dobramento Brasília, a qual se caracteriza como um amplo complexo de dobramentos Neoproterozoicos da Província Estrutural Tocantins (D'EL-REY SILVA, 1994; FUCK, 1994). Para compreender a atual organização geológica da região, torna-se necessária a diferenciação de dois eventos tectônicos. O primeiro, do tipo dúctil-rúptil, é ligado ao Ciclo Brasileiro ocorrido no final do Neoproterozóico, em 600 Ma. O segundo, do tipo rúptil, relaciona-se a Reativação Sul-Atlântica desenvolvida durante o Cretáceo Inferior, em 130 Ma (D'EL-REY SILVA, 1994; HASUI, 2010).

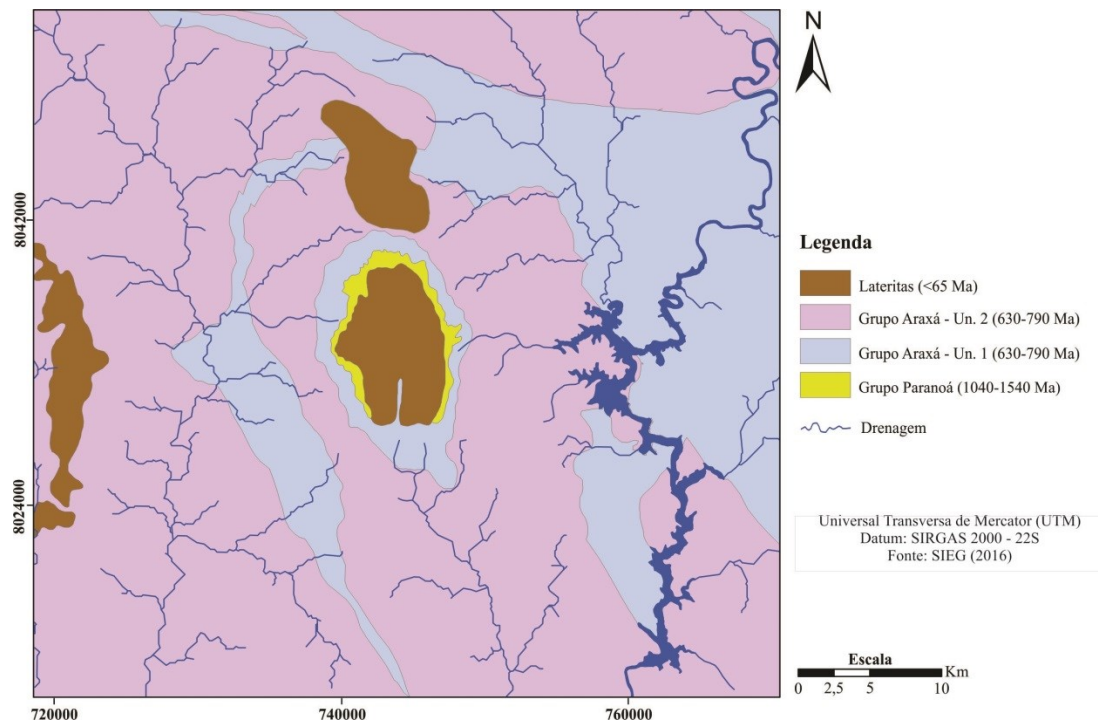
O primeiro evento, de caráter formador, resume-se em dois estágios. O primeiro estágio caracteriza-se pela deposição de uma densa coluna sedimentar na Bacia Paranoá no Mesoproterozóico. O segundo estágio particulariza-se pela deposição do Grupo Araxá nos setores internos da Faixa Brasília durante o Neoproterozóico. Além disso, destaca-se o metamorfismo do Grupo Araxá e o desenvolvimento do *nappe* que determina sua superimposição ao Grupo Paranoá (CAMPOS et al., 2013).

O segundo evento, ligado a segmentação do Gondwana e a abertura atlântica, conduziu a retomada tectônica da Plataforma Brasileira. As estruturas da reativação manifestaram o controle da herança tectônica no embasamento, com a primazia por regiões de consolidação tardia no Ciclo Brasileiro (ALMEIDA, 1972; HASUI, 2010). Por meio de frequentes manifestações magmáticas básicas e alcalinas, a Reativação Sul-Atlântica conduziu, durante o Mesozoico, o fraturamento dos grupos Araxá e Paranoá, guiando o estabelecimento dos canais fluviais e favorecendo a elaboração de relevos residuais, bem como o desenvolvimento de bacias terciárias intermontanas no decorrer Cenozoico (HASUI, 2010; CAMPOS et al., 2013).

4.2.2 Geologia regional e local

A geologia da região sudeste de Goiás caracteriza-se pelas rochas do Grupo Araxá e do Grupo Paranoá (TRÖGER, 2007; ANDRADE e ALMEIDA, 2012; NAVARRO et al., 2013; NAVARRO et al., 2017), além da presença de coberturas formadas por lateritas ferruginosas (HAESBAERT e COSTA, 2000; CAMPOS et al., 2009). As principais unidades geológicas da região foram detalhadas na Figura 7.

Figura 7 – Unidades geológicas e canais fluviais presentes na área de estudo



Fonte: Modificado de Moreira et al., 2008

4.2.2.1 Grupo Araxá

Formado por metassedimentos da idade neoproterozóica, em 630-790 Ma, o Grupo Araxá tem sua ocorrência restrita ao quadrante sudeste e centro-sul do estado de Goiás (BARBOSA et al. 1970a; 1970b). Na área de estudo, o Grupo Araxá subdivide-se nas unidades 1 e 2 (LACERDA FILHO et al., 1999; SIMÕES, 2005; MOREIRA et al., 2008; NAVARRO et al., 2017).

A unidade 1 caracteriza-se por sedimentos de mar raso metamorfizados e muscovitaclorita, com eventuais registros de cloritóides, biotitamuscovita-quartzito, granadamuscovitaclorita xisto, clorita-quartzito xisto, sericita quartzito, granada-biotita xisto feldspático, calci-clorita xisto e calci-clorita-biotita xistofeldspático, bem como intercalações de paragnaisse, grafita xisto, hematita-sericita xisto, hematita-sericita quartzito e muscovita quartzito com lentes de metacalcário (LACERDA FILHO et al., 1999; MOREIRA et al., 2008; NAVARRO et al., 2017).

A unidade 2 caracteriza-se por uma sequência pelítica-psamítica marinha metamorfizada composta de quartzito e granadamuscovita-biotita xisto, granada-clorita-muscovita xisto, calci-cloritabiotita xisto, calci-granadaclorita xisto e intercalações de hornblenda-granada xisto feldspático, grafita xisto e lentes de metacalcário e quartzito micáceo (LACERDA FILHO et al., 1999; MOREIRA et al., 2008; NAVARRO et al., 2017).

No setor proximal a Serra de Caldas encontra-se uma sequência de baixo grau metamórfico denominada unidade 1, a qual é composta, da base para o topo, por metarenitos quartzosos localmente com lentes de metaconglomerados, intercalações de metassiltitos e metarenitos, metassiltitos com intercalações de metargilitos, metargilito com intercalações locais de metassiltitos e intercalações de metacalcários no topo e metassiltitos com intercalações de metargilitos (SIMÕES, 2005).

Nos trechos distais da Serra de Caldas destacam-se os metassedimentos da unidade 2, os quais são constituídos por intercalações de xistos feldspáticos e não feldspáticos, como a clorita-biotita-muscovita xisto, biotita-muscovita-quartzo xisto, biotita/muscovita-quartzo xisto, clorita-muscovita-quartzo xisto localmente com granada; muscovita-quartzo xistos, muscovita-biotita-quartzo xistos, cloritamuscovita-biotita xisto e subordinadamente quartzito e muscovita quartzito. Esses xistos possuem granulação fina a média e cor cinza esverdeada ou avermelhada. Em relação à estrutura, apresentam foliação xistosa ou clivagem de crenulação apertada, localmente dobrada e com textura lepidoblástica a granoblástica (HAESBAERT e COSTA, 2000; NAVARRO et al., 2017). Além disso, salienta-se a presença de gnaisses de origem paraderivada, como biotita paragnaisse com muscovita e granada; biotita-muscovita paragnaisse, com ou sem granada; muscovita paragnaisse com biotita. São rochas anisotrópicas de granulação fina a média, cor verde acinzentada ou cinza avermelhada, caso intemperizada. Quanto à estrutura, apresentam xistosidade e dobras, além de textura lepidoblástica com domínios granoblásticos de granulação variada e termos transicionais entre ambas (NAVARRO et al., 2017).

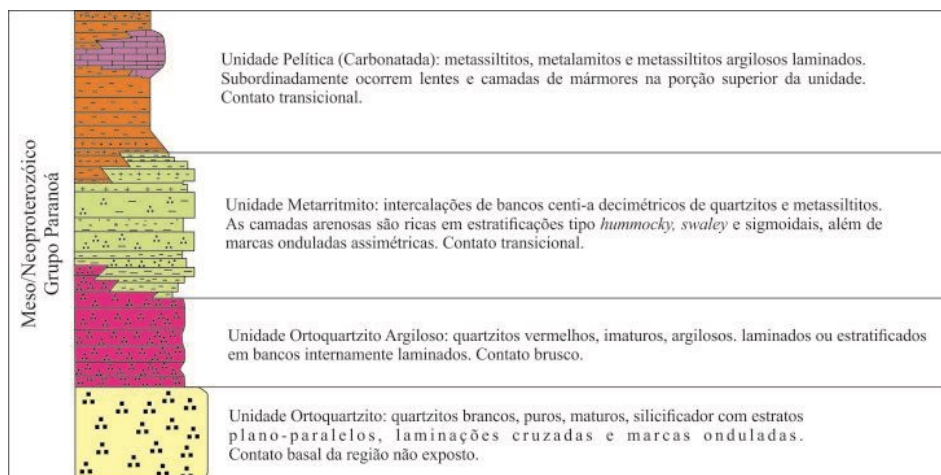
4.2.2.2 Grupo Paranoá

Em análise estrutural regional, o Grupo Paranoá encontra-se nas zonas interna e externa da Faixa Brasília (FUCK et al., 1993; FUCK, 1994; FARIA e DARDENNE, 1995). Na zona interna, apresenta-se metamorfizado, marcado pela presença de filitos carbonosos, quartzitos, metacalcários e metadolomitos. Na porção externa, caracteriza-se pelo caráter metamórfico, incluindo conglomerados, ardósias, metarritmitos, calcários e dolomitos, com feições sedimentares primárias preservadas (FUCK et al., 1988; FUCK et al., 1993; CAMPOS et al., 2013).

Com idade mesoproterozóica, em 1540-1040 Ma, o Grupo Paranoá é composto por uma espessa sucessão psamo-pelítica carbonatada que abrange unidades litoestratigráficas em contato normal (CAMPOS e TRÖGER, 2000; ALMEIDA et al., 2006; MATTEINI et al., 2012; CAMPOS et al., 2013). Na área de estudo, o Grupo Paranoá é representativo na porção central

não exposta da Serra de Caldas (CAMPOS et al., 2009). Assim, pode ser subdividido, da base para o topo, em quatro unidades (Figura 8): Ortoquartzito, Quartzito Argiloso, Metarritmito e Pelito-carbonatada.

Figura 8 – Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá na área de estudo



Fonte: Adaptado de Campos et al., 2009

A unidade Ortoquartzito está presente em afloramentos nas bordas da Serra de Caldas, sendo composta essencialmente por ortoquartzitos brancos, intensamente silicificados, finos a médios, aflorando em grandes lajedos e matacões, normalmente apresentando um intenso fraturamento (CAMPOS et al., 2009; CAMPOS et al., 2013).

A unidade Quartzito Argiloso caracteriza-se por quartzitos finos, vermelhos, argilosos e mineralogicamente imaturos, os quais podem ser localmente substituídos por pacotes pelíticos laminados. Quanto às estruturas sedimentares, apresenta laminações e estratificações plano-paralelas, assim como raras lâminas cruzadas e acamamento ondulado (CAMPOS et al., 2009; CAMPOS et al., 2013).

Com maior abrangência, a unidade Metarritmito tem sua porção basal formada por quartzito fino a muito fino, feldspático, friável e bem selecionado, evoluindo para alternância de filitos carbonosos, argilitos amarelos ou vermelhos e metassiltitos. Incluem ardósias, quartzitos finos a médios e raros conglomerados intraformacionais e calcários com ocasionais lâminas de metassiltitos e metargilitos e intercalações de quartzitos finos a médios, localmente grossos. O pacote é arroxado com tons amarelo e vermelho e contém estruturas *hummocky*, em espinha de peixe, de contração, marcas onduladas e laminações cruzadas por ondas (MOREIRA et al., 2008; CAMPOS et al., 2009).

A unidade Pelito-Carbonatada abrange a continuação de topo do Grupo Paranoá na região e integra-se por um volume significativo de metassiltitos argilosos. Em relação à disposição das

camadas sedimentares, prevalece a estratificação plano-paralela e a laminação horizontal (MOREIRA et al., 2008; CAMPOS et al., 2009; CAMPOS et al., 2013).

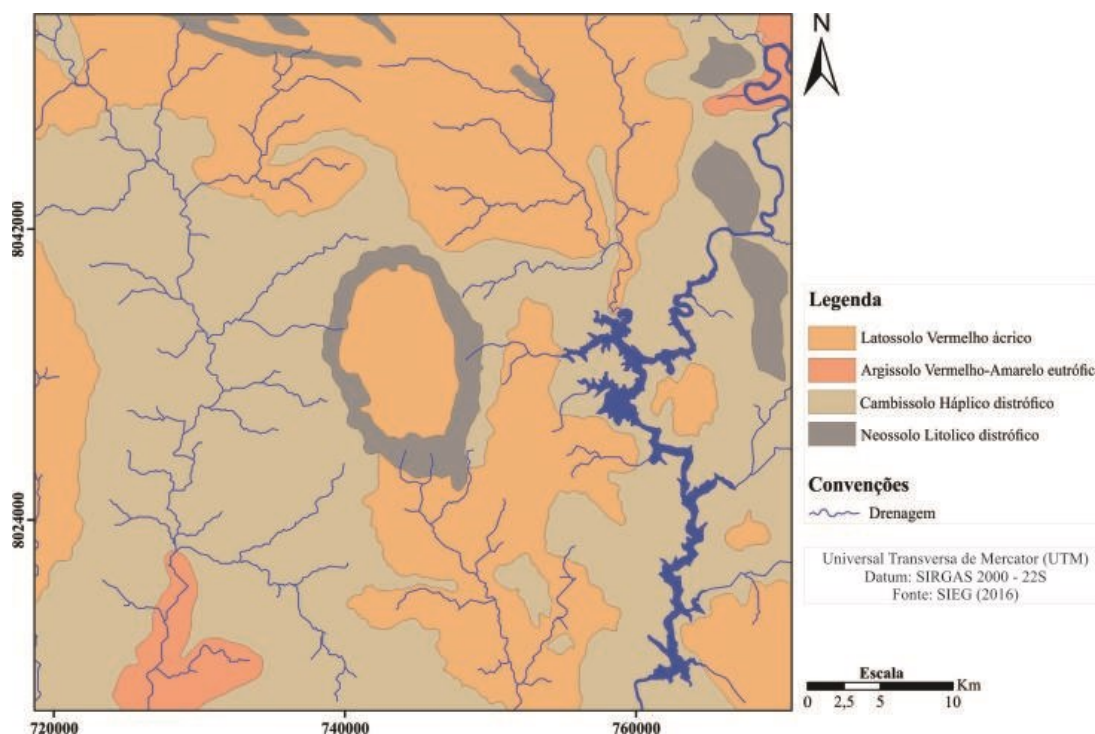
4.2.2.3 Cobertura por lateritas

Sobre as rochas do Grupo Paranoá, especificamente no topo da Serra de Caldas, destaca-se a presença de uma cobertura formada por lateritas ferruginosas compostas por conglomerados de granulometria fina a muito grossa, clasto-suportados e matriz-suportados, cuja origem relaciona-se ao retrabalhamento dos quartzitos basais e metapelitos locais durante o Ciclo Sul-Americano (HAESBAERT e COSTA, 2000). Em dissecação por erosão, tal cobertura compreende espessuras e morfologias variáveis, cujo material apresenta estruturas maciças, nodulares e pisolíticas. Embora não haja estudos contemplando a datação absoluta dos minerais supergênicos existentes nessas lateritas, estima-se que o desenvolvimento das mesmas ocorreu durante o Paleógeno, entre 66 e 23 Ma (CAMPOS e DARDENNE, 1997; CAMPOS et al., 2009). As mais antigas apresentam material intemperizado, marcado por cimento de sílica e hematita em matriz caulínica (CAMPOS e DARDENNE, 1997; LATRUBESSE, 2006; CAMPOS et al., 2009). O processo de formação dessa cobertura também se relaciona a outros depósitos supergênicos existentes no sudeste de Goiás, com destaque para a ocorrência de fosfato em Catalão e óxidos de Mn em Caldas Novas (MOREIRA et al., 2008).

4.3 Solos

Em relação à distribuição dos solos na área de estudo (Figura 9), predominam Latossolos e Cambissolos, seguidos de Argissolos e ocorrências isoladas de Neossolos (CAMPOS e TRÖGER, 2000; HAESBAERT e COSTA, 2000).

Figura 9 – Solos presentes na área de estudo



Fonte: SIEG, 2016

Os Latossolos Vermelhos ácricos são solos profundos e bem drenados, localizados nas porções planas e suavemente onduladas do relevo. Identificados pela textura argilosa ou areno-argilosa, apresentam argila de atividade baixa e baixa saturação de bases. A cor avermelhada justifica-se pela alta concentração de óxidos e óxidos de Fe (SANTOS et al., 2013; LEPSCH, 2016). Na área de estudo, o Latossolo Vermelho ácrico situa-se no topo da Serra de Caldas e em trechos planos e suavemente ondulados das áreas deprimidas do relevo. A formação desse tipo de solo associa-se ao intemperismo das coberturas por lateritas, bem como os metassiltitos e argilitos do Grupo Paranoá. Em relação às propriedades minerais, destaca-se o predomínio de goethita e a presença de caulinita e gibbsita (NASCIMENTO, 1992; REATTO et al., 2009; ANDRADE e ALMEIDA, 2012).

Os Argissolos Vermelho-Amarelos distróficos caracterizam-se como solos profundos e moderadamente drenados, típicos de relevo suavemente ondulado. O horizonte B textural, possui maior concentração de argila em relação aos horizontes subjacentes. Os argissolos distróficos apresentam argila de atividade baixa e alta saturação de bases (SANTOS et al., 2013; LEPSCH, 2016). Na área de estudo, estão situados nas depressões e derivam da mistura de material pré-intemperizado das superfícies de maior altitude com material pouco intemperizado das rochas subjacentes, prevalecendo onde a superfície corta os xistos pré-cambrianos do Grupo Araxá. A coloração do solo justifica-se pela presença de óxidos e óxi-hidróxidos de Fe, como hematita e goethita (NASCIMENTO, 1992; REATTO et al., 2009; CAMPOS et al., 2009).

Os Cambissolos Háplicos distróficos são comuns em relevos fortemente ondulados, onde a relação entre solo e substrato rochoso é estreita. Apresentam horizonte B incipiente, com argila de alta atividade e baixa saturação de bases (SANTOS et al., 2013; LEPSCH, 2016). Na área de estudo, os cambissolos háplicos situam-se sobre as rochas do Grupo Araxá nos trechos deprimidos do relevo, onde os processos denudacionais promoveram o desgaste das superfícies mais antigas e retrabalharam o substrato rochoso, originando superfícies dissecadas e solos rasos (REATTO et al., 2009; CAMPOS et al., 2009).

Os Neossolos Litólicos distróficos são solos rasos e desprovidos do horizonte B, além de apresentarem baixa saturação de bases (SANTOS et al., 2013; LEPSCH, 2016). Restrito a trechos íngremes do relevo, esse tipo de solo ocorre nas vertentes da Serra de Caldas, sobreposto ao Grupo Paranoá, e em morros localizados a norte e a nordeste da área de estudo, associado aos quartzitos do Grupo Araxá. (ALMEIDA et al., 2006; CAMPOS et al., 2009).

4.4 Caracterização geomorfológica

4.4.1. A área de estudo e a macrogeomorfologia do estado de Goiás

Em relação à macrogeomorfologia do estado de Goiás, a área de estudo abrange duas unidades geomorfológicas: o Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba e as Depressões Intermontanas (NASCIMENTO, 1992).

O Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba é caracterizado por um conjunto de relevos dissecados e heterogêneos, situados entre 1000 e 1200 metros, com formas convexas e tabulares representadas por chapadas, serras e escarpas. Nesse contexto, destacam-se os relevos residuais associados aos quartzitos do Grupo Araxá e os platôs conservados nas cotas de 1000 metros, com destaque para a Serra de Caldas (NASCIMENTO, 1992; HAESBAERT e COSTA, 2000).

As Depressões Intermontanas estão localizadas entre os relevos residuais do Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba, com altitudes que variam de 600 a 750 metros. Nesse contexto, apresenta formas amplas com fraca incisão da drenagem, cortando os micaxistos e quartzitos do Grupo Araxá, bem como fragmentos de lateritas (NASCIMENTO, 1992; HAESBAERT e COSTA, 2000).

4.4.2. A área de estudo e as superfícies geomórficas do estado de Goiás

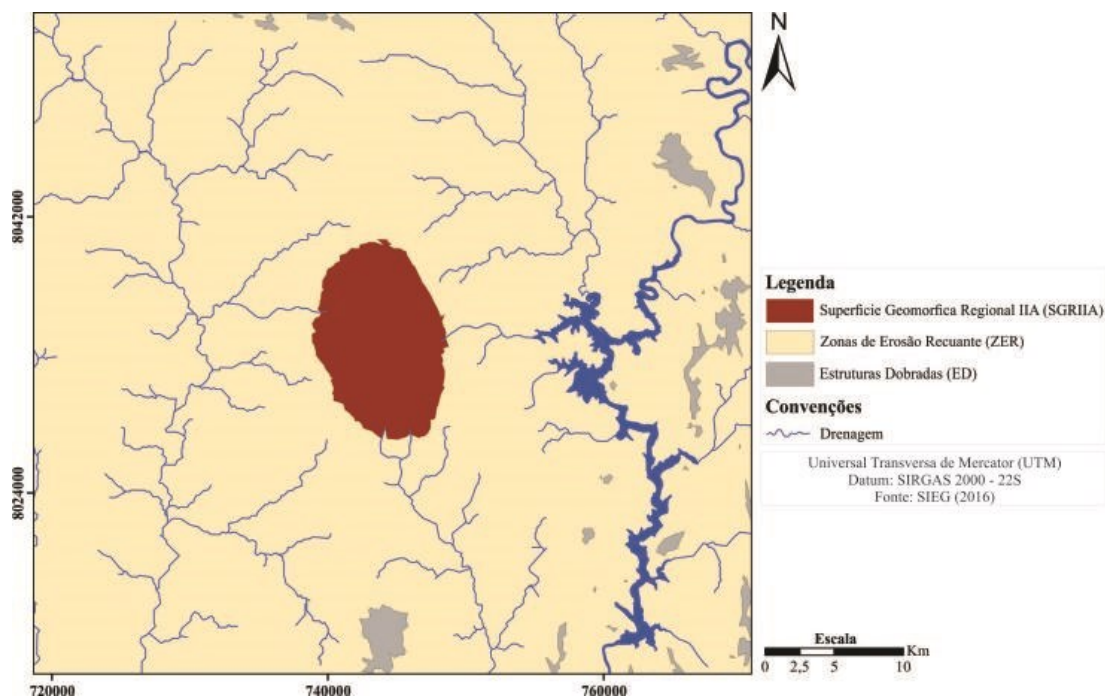
No quadrante sudeste do estado Goiás, a Superfície Sul-Americana apresenta altitudes entre 900 a 1100 m e recebe o nome Superfície Regional de Aplainamento IIA ou SRAIIA

(LATRUBESSE, 2006). Considerando o uso de um único termo, a denominação SRAIIA foi adaptada para Superfície Geomórfica Regional IIA ou SGRIIA.

A SGRIIA caracteriza-se como uma unidade denudacional ligada ao Ciclo Sul-Americano e secciona diversas unidades da Faixa Brasília e do Rift Intracontinental, além de sobrepor formações proterozóicas menos resistentes compostas por ardósias, calcários e dolomitos. Embora se apresente de forma descontínua no espaço, a SGRIIA apresenta níveis de lateritas ricas em goethitas (LATRUBESSE, 2006). A cobertura vegetal por Cerrado, comum a região centro-oeste, contribui para a formação de um horizonte superficial húmífero. Tal horizonte viabiliza a mobilização do Fe e a formação de concreções, favorecendo o enriquecimento das lateritas (BIGARELLA, 2007).

Na área de estudo (Figura 10), a SGRIIA é representada pela Serra de Caldas, feição elíptica delimitada por escarpas de erosão. Com o núcleo composto por rochas do Grupo Paranoá sobrepostas ao Grupo Araxá, a Serra de Caldas apresenta estruturas tectônicas complexas sustentadas por litologias pré-cambrianas (D'EL-REY SILVA et al., 2004; LATRUBESSE, 2006). As lateritas presentes na Serra de Caldas encontra-se intemperizada, com hematitas impregnadas em matriz caolínica. A referida cobertura indica o nivelamento da SGRIIA, antes do Cenozóico, através de processos erosivos mecânicos em clima quente e seco (HAESBAERT e COSTA, 2000; LATRUBESSE, 2006; CAMPOS et al., 2009; ANDRADE e ALMEIDA, 2012).

Figura 10 – Compartimentação geomorfológica da área de estudo.



Fonte: SIEG, 2016

As reativações tectônicas do Mesozoico levaram ao estabelecimento do sistema fluvial e ao escalonamento das superfícies antigas. Assim, formaram-se as áreas deprimidas e dissecadas do relevo, denominadas Zonas de Erosão Recuante ou ZER. O estabelecimento das ZER levou ao recuo das vertentes e a geração de um conjunto de morros formados por rochas mais resistentes aos processos denudacionais. As ZER desenvolvidas sobre as rochas do Grupo Araxá são caracterizadas por vertentes convexas, vales fechados e encaixados (LATRUBESSE, 2006).

As Estruturas Dobradas, ou ED, estão situadas em áreas com forte controle estrutural, associadas aos quartzitos do Grupo Araxá. No contexto regional, as ED se apresentam isoladas a leste e a sudeste da Serra de Caldas, caracterizando feições proeminentes na paisagem (HAESBAERT e COSTA, 2000; LATRUBESSE, 2006).

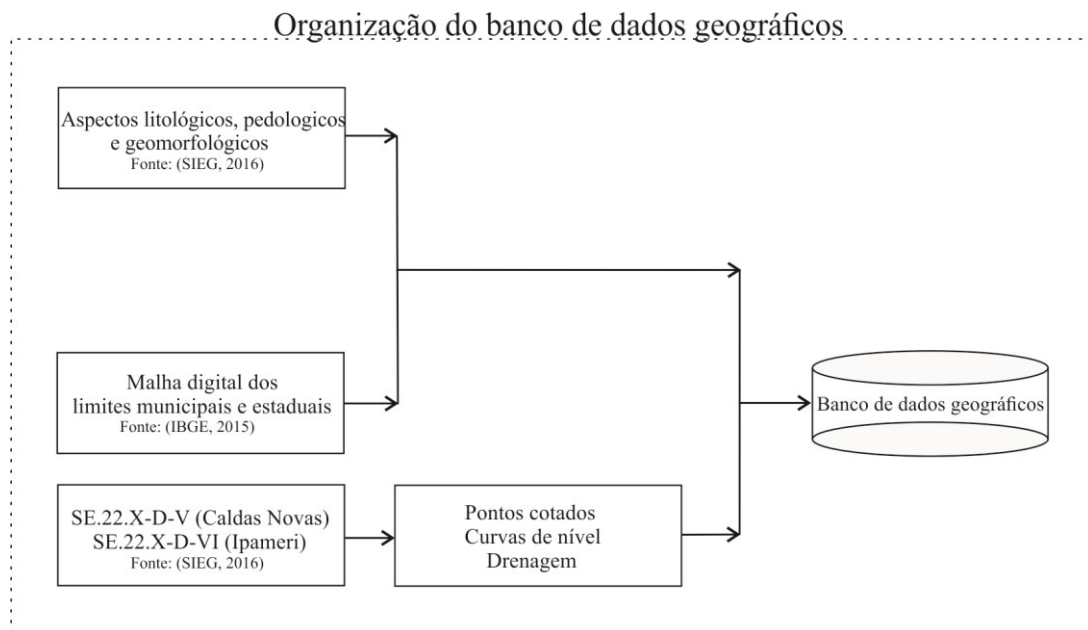
5 MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi sistematizada em quatro etapas: organização dos bancos de dados geográficos, amostragem, laboratório e modelagem espacial. Os procedimentos realizados em cada etapa serão contextualizados e descritos nos próximos tópicos.

5.1 Organização do banco de dados geográficos

A organização do Banco de dados geográficos foi implementada do programa *ArcGIS 10.3*, incluindo procedimentos de georreferenciamento, vetorização e compilação de dados (Figura 11).

Figura 11 – Procedimentos realizados na construção do Banco de dados geográficos



Para a extração dos dados planialtimétricos, foi necessário o levantamento das cartas topográficas disponibilizadas em meio digital pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Para a região de Caldas Novas - Rio Quente/GO, foram selecionadas as folhas SE.22-X-D-V ou Caldas Novas e SE.22-X-D-VI ou Ipameri, ambas em escala 1:100.000. O *Datum* WGS 84, original das cartas topográficas, foi convertido para SIRGAS 2000.

O georreferenciamento das cartas foi guiado pelo Erro tolerável ou *Et*, índice que reflete a diferença entre os locais reais e os pontos de controle selecionados na carta topográfica (IBGE,

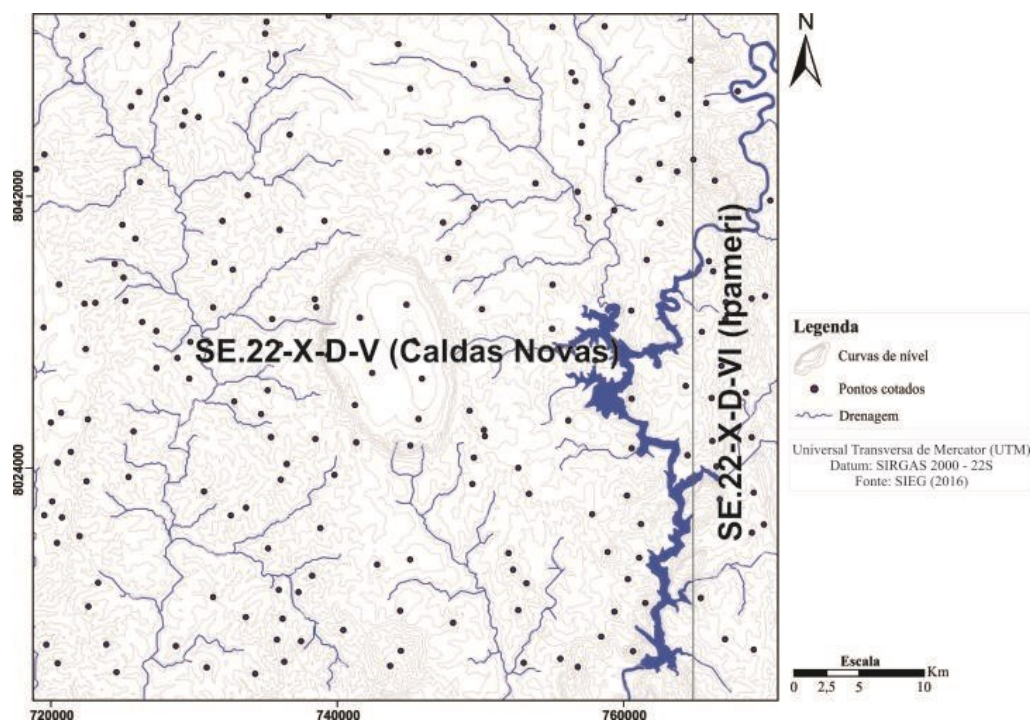
1998). Equivalente ao erro *Root Mean Square* ou *RMS* no *ArcGIS 10.3*, o *Et* pode ser calculado através da Equação 8.

$$Et = 0,0002 \times M \quad (\text{Equação 8})$$

Onde *Et* é o Erro tolerável e *M* é denominador da escala (em metros).

Considerando a escala das cartas topográficas, o erro *RMS* admitido foi de 20 m para cada ponto de controle. Após a seleção de vários pontos cotados em cada carta, o erro *RMS* médio obtido foi de 0,4 m. Após o georreferenciamento, as feições referentes à drenagem, pontos cotados e curvas de nível foram vetorizadas (Figura 12). Os dados vetorizados foram refinados a partir de critérios topológicos, com a análise de linhas e polígonos pautada nas relações de vizinhança, conectividade e sobreposição.

Figura 12 – Articulação das cartas topográficas que integram a área de estudo



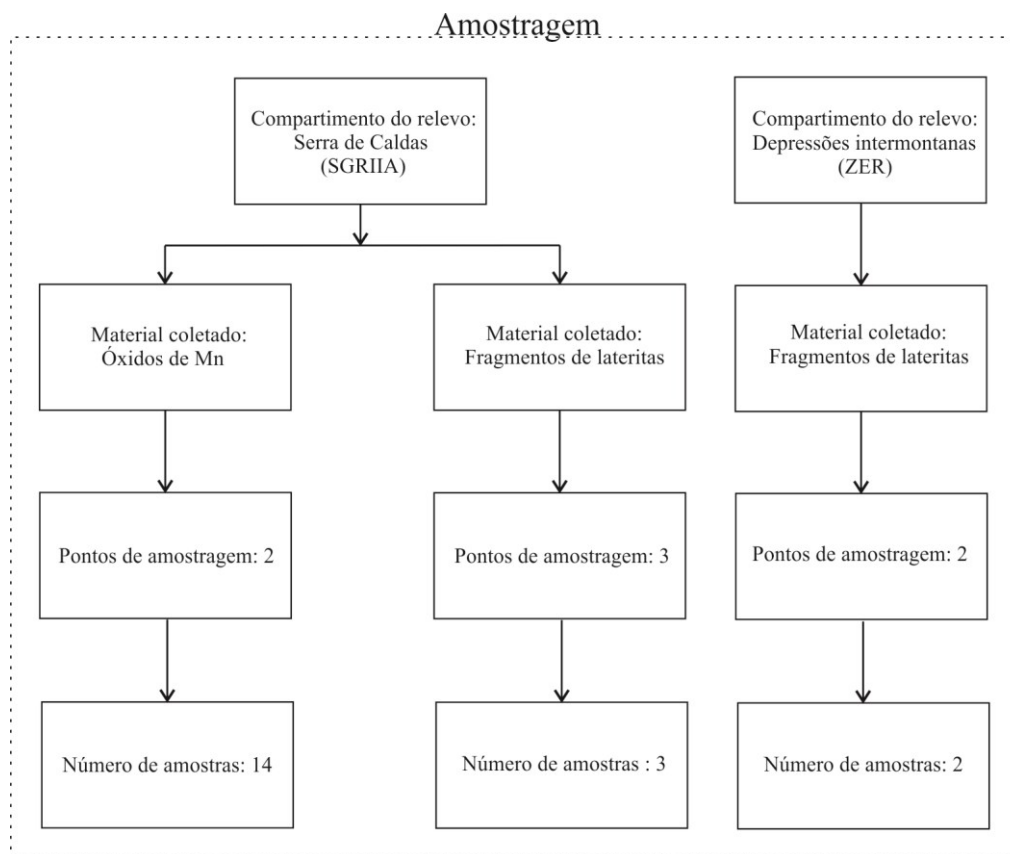
Fonte: SIEG, 2016

A compilação dos dados geológicos, pedológicos e geomorfológicos, disponibilizados pelo Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás – SIEG, viabilizou os produtos cartográficos necessários à caracterização da área de estudo.

5.2 Amostragem

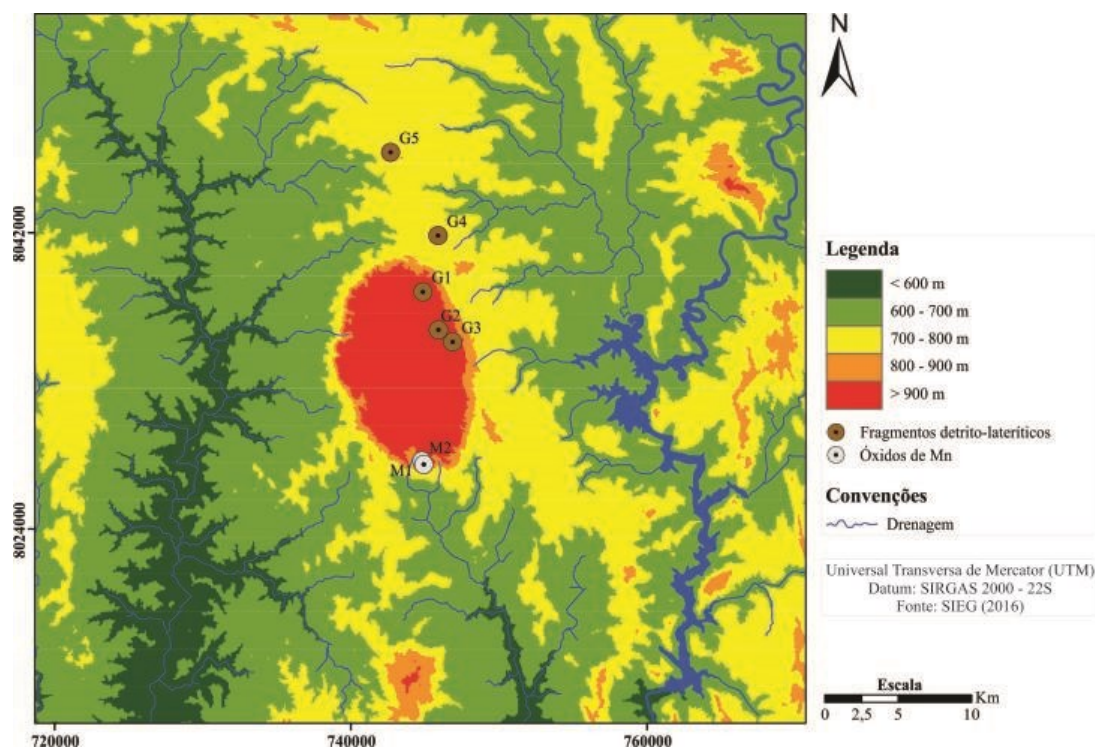
Com o objetivo de reconhecer a área de estudo e coletar amostras com a potencial presença de minerais supergênicos, foram realizadas duas campanhas de campo na região de Caldas Novas – Rio Quente/GO entre setembro de 2017 e fevereiro de 2018. Os procedimentos realizados nas campanhas de campo estão resumidos na Figura 13.

Figura 13 – Fluxograma dos procedimentos realizados na etapa de amostragem.



As amostras de óxidos de Mn e os fragmentos de lateritas foram coletados em diferentes cotas altimétricas (Figura 14 e Tabela 2). As áreas de amostragem foram escolhidas com base nos mapeamentos da área de estudo realizados por Simões (2005), Moreira et al. (2008) e Almeida (2011), com o apoio bibliográfico das caracterizações geológicas e geomorfológicas dos trabalhos de Haesbaert e Costa (2000), D’el-Rey Silva et al. (2004), Latrubesse (2006), D’el-Rey Silva et al. (2008), Moreira et al. (2008), Campos et al. (2009), Navarro et al. (2013) e Navarro et al. (2017).

Figura 14 – Classes hipsométricas e localização dos pontos de amostragem



Fonte: SIEG, 2016

Tabela 2 – Identificação, dados planimétricos, altimétricos e descrição das amostras

Amostra	Localização	Elevação (m a.s.l.)	Descrição
	Lat (mN) - Long (mE)		
M1.1	8024588 - 744798	934,0	Óxidos de Mn
M1.2	8024588 - 744798	933,8	Óxidos de Mn
M1.3	8024588 - 744798	933,6	Óxidos de Mn
M1.4	8024588 - 744798	933,4	Óxidos de Mn
M1.5	8024588 - 744798	933,2	Óxidos de Mn
M1.6	8024588 - 744798	933,0	Óxidos de Mn
M2.1	8024341 - 744913	935,0	Óxidos de Mn
M2.2	8024341 - 744913	934,8	Óxidos de Mn
M2.3	8024341 - 744913	934,6	Óxidos de Mn
M2.4	8024341 - 744913	934,4	Óxidos de Mn
M2.5	8024341 - 744913	934,2	Óxidos de Mn
M2.6	8024341 - 744913	934,0	Óxidos de Mn
M2.7	8024341 - 744913	933,8	Óxidos de Mn
M2.8	8024341 - 744913	933,6	Óxidos de Mn
G1	8035999 - 744851	1007,0	Fragmentos de lateritas
G2	8033433 - 745910	1025,0	Fragmentos de lateritas
G3	8032621 - 746872	1000,0	Fragmentos de lateritas
G4	8039800 - 745870	760,0	Fragmentos de lateritas
G5	8045406 - 742666	795,0	Fragmentos de lateritas

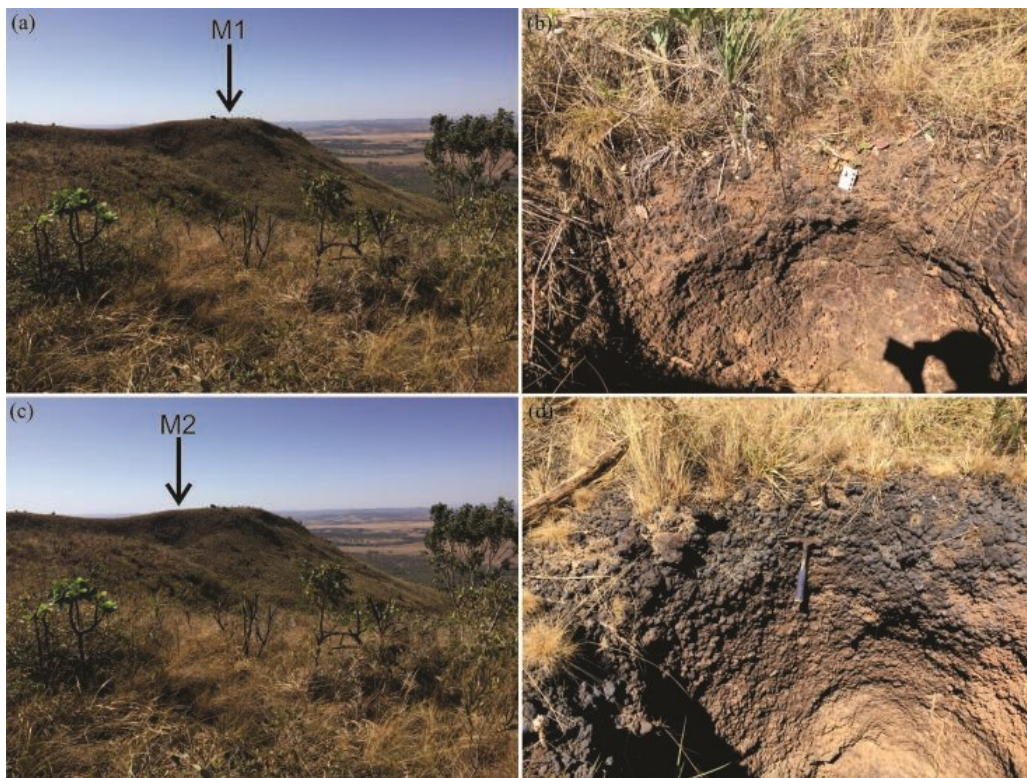
A região de Caldas Novas – Rio Quente/GO apresenta altitudes superiores a 1000 no topo da Serra de Caldas e inferiores a 600 m nos fundos de vale. Do total de pontos de coleta (Tabela 2), 90% foram coletadas no topo da Serra de Caldas, na SGRIIA, a qual se caracteriza por um relevo plano em cotas superiores a 900 m. Situados dentro das dependências do Parque Estadual da Serra de Caldas Novas, reserva ambiental criada por meio da Lei nº 7.282, de 25 de setembro de 1970, os pontos de amostragem são caracterizados pela presença de Latossolo Vermelho e

trechos cobertos por lateritas, além da cobertura vegetal natural típica do bioma Cerrado. A amostragem realizada dentro de uma área protegida viabilizou a obtenção de fragmentos de laterita in situ, sem possíveis perturbações causadas por processos inerentes à urbanização ou ao manejo de terras agricultáveis.

Os pontos de amostragem localizados nas ZER correspondem a 10% do total de pontos. Embora estejam em áreas deprimidas do relevo, especificamente em cotas inferiores a 800 m, tais pontos também estão situados em áreas com trechos de lateritas presentes. O referido compartimento do relevo apresenta-se suavemente ondulado, marcado pela presença de Argissolo Vermelho-Amarelo e formações vegetais de campo limpo e campo sujo.

As amostras de óxidos de Mn foram encontradas em perfis com elevações próximas, entre 935 e 933 m, no flanco sul da Serra de Caldas. Sob a forma de trincheiras (Figura 15a e 15b), a amostragem nos pontos M1 e M2 (Figura 15c e 15d) foi realizada, do topo para a base dos perfis, em intervalos de 20 cm.

Figura 15 – Localização dos pontos M1 (a) e M2 (b), com seus respectivos perfis (c) e (d)



Fonte: Acervo pessoal

As características dos perfis de óxidos de Mn (Figura 16) viabiliza a oportunidade de se verificar a reprodutibilidade dos resultados, obtidos pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, entre grãos de uma mesma amostra e entre cotas altimétricas semelhantes.

Figura 16 – Perfis contendo óxidos de Mn, sendo (a) o perfil M1 e (b) o perfil M2



Fonte: Acervo pessoal

No ponto M1 (Figuras 16a), a coleta foi efetuada em seis intervalos. Os óxidos de Mn amostrados apresentaram cor cinza escura e brilho fosco, assim como hábito botrioidal, fraturamento irregular e risco castanho-escuro.

No ponto M2 (Figuras 16b), a amostragem ocorreu em oito intervalos. Semelhantes às amostras do ponto M1, as amostras do ponto M2 apresentaram cor cinza escura e brilho fosco, além de hábito botrioidal, fraturamento irregular e risco castanho-escuro.

Localizados no topo da Serra de Caldas, feição correspondente a SGRIIA, os fragmentos de lateritas foram coletados nos pontos G1 (Figura 17a), G2 (Figura 17b) e G3, apresentaram uma estrutura dividida entre matriz e crosta. A matriz castanho-avermelhada caracteriza-se por uma mistura de quartzo e argilominerais cimentada por óxidos de Fe, além da presença de grãos de concreção possivelmente formados por hematitas ou goethitas. A crosta configura um material maciço presumivelmente formado por goethitas, com brilho sedoso e coloração variando entre castanho e castanho-amarelada.

As amostras G4 (Figura 17c) e G5 (Figura 17d), localizadas na ZER, não apresentaram crosta maciça ou grãos de concreção na matriz. As referidas amostras se distinguem das anteriores ausência de uma crosta maciça e pela presença de uma matriz terrosa formada por argilominerais e quartzo.

Figura 17 – Fragmentos coletados nos pontos G1(a), G2 (b), G4 (c) e G5 (d)



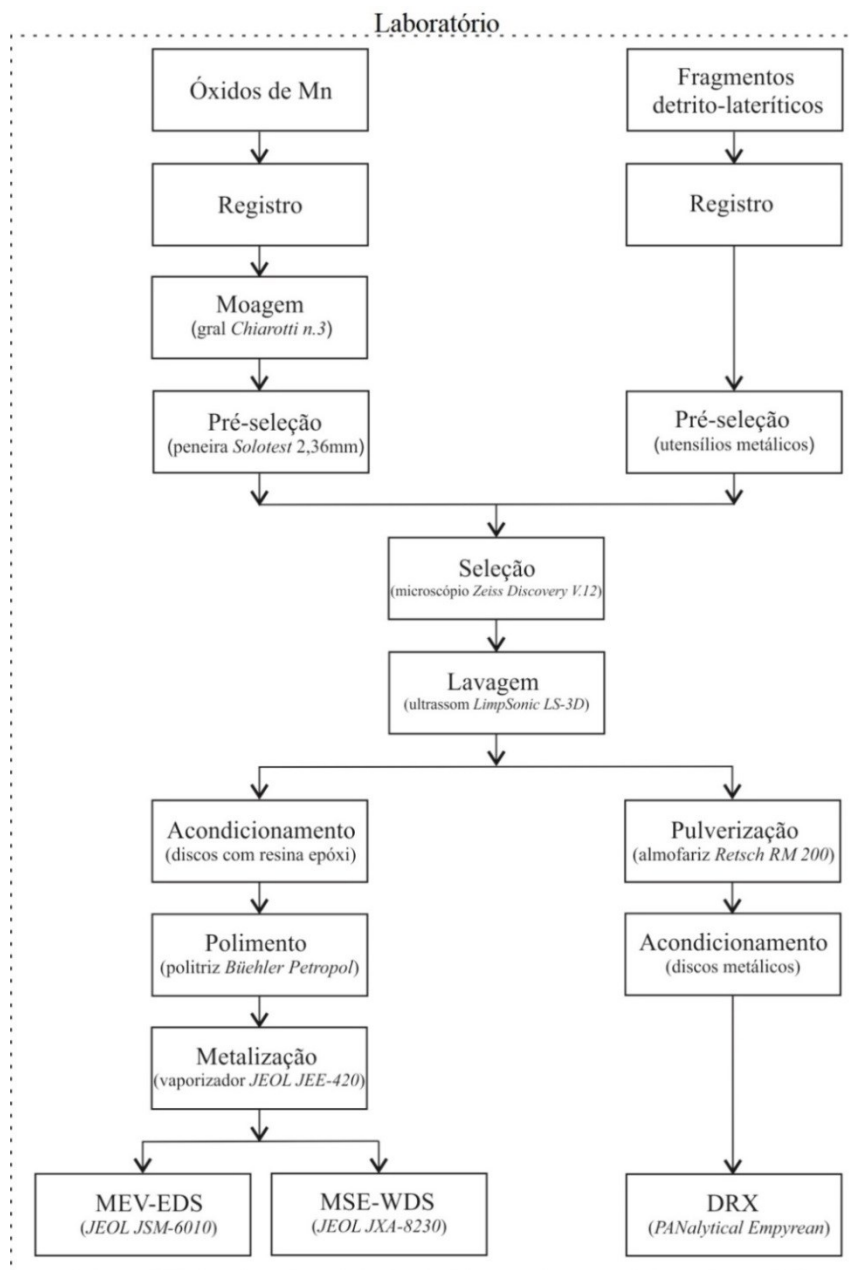
Fonte: Acervo pessoal

A provável presença dos óxidos e oxi-hidróxidos de Fe datáveis permite o estabelecimento das idades mínimas de formação da SGRIIA. Além disso, torna-se possível identificar se a precipitação dos referidos minerais ocorreu de forma contínua ou em resposta as mudanças climáticas globais. Nesse contexto, a aplicação dos métodos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He demanda a caracterização mineralógica das amostras coletadas em campo. Para tanto, as amostras foram submetidas aos procedimentos relativos à etapa de laboratório.

5.3 Laboratório

Os procedimentos realizados na etapa de laboratório para a caracterização mineralógica das amostras (Figura 18) seguem os métodos aplicados nos estudos realizados por Vasconcelos et al. (2002), Vasconcelos e Conroy (2003) Carmo e Vasconcelos (2006) Vasconcelos et al. (2013) e Vasconcelos e Carmo (2018).

Figura 18 – Procedimentos aplicados na caracterização mineralógica das amostras



5.3.1 Lavagem e registro das amostras

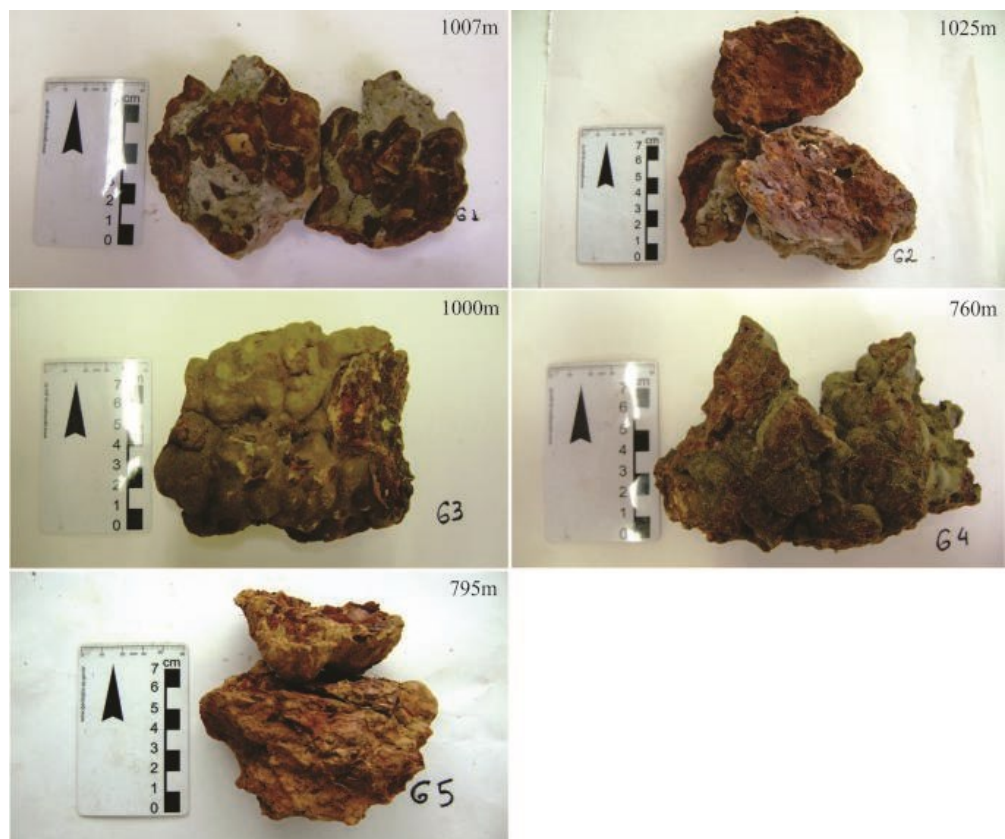
As amostras foram lavadas, identificadas e registradas (Figuras 19 e 20) nos arquivos do Laboratório de Geoquímica Ambiental – LAGEA.

Figura 19 – Amostras de óxidos de Mn coletadas no perfil M1 na Serra de Caldas



Fonte: acervo pessoal

Figura 20 – Fragmentos de lateritas amostrados na área de estudo



Fonte: Acervo pessoal

5.3.2 Moagem e pré-seleção

As amostras contendo óxidos de Mn (Figura 21a) foram levadas à moagem em um gral *Chiarotti n.3* (Figura 21b), pré-selecionadas através de uma peneira granulométrica *Solotest* com abertura de 2,36 mm (Figura 21c) e acondicionadas em tubos *Falcon* 50 ml (Figura 21d).

Figura 21 – (a) registro, (b) moagem, (c) seleção granulométrica e (d) acondicionamento



Fonte: Acervo pessoal

De maneira semelhante às amostras supracitadas, os fragmentos de lateritas foram submetidos à moagem com o auxílio de um pistilo e um almofariz de porcelana. Contudo, em razão da proporção entre o material bruto e o mineral de interesse, a pré-seleção dos óxidos de Fe ocorreu com o auxílio de espátulas e pinças metálicas (Figura 22).

Figura 22 – Pré-seleção dos óxidos e óxidos de Fe com pinças e espátulas metálicas

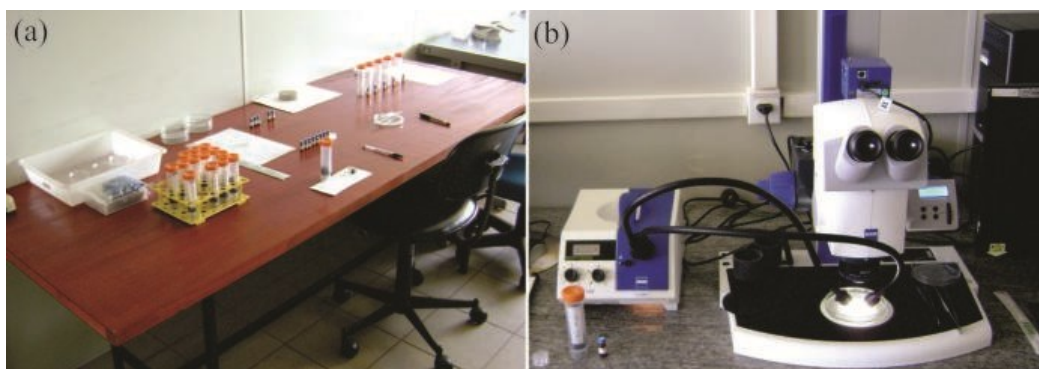


Fonte: Acervo pessoal

5.3.3 Seleção dos minerais supergênicos

Para viabilizar a seleção dos minerais de interesse, foi organizada uma estação de trabalho (Figura 23a). As amostras pré-selecionadas foram submetidas à análise por microscopia óptica convencional, com o estereomicroscópio *Zeiss Discovery V.12* (Figura 23b).

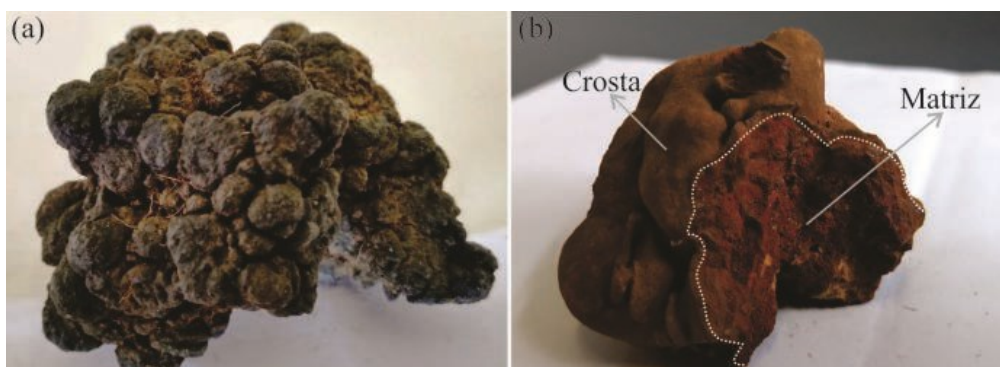
Figura 23 – (a) Estação de trabalho e (b) o estereomicroscópio *Zeiss Discovery V.12*



Fonte: Acervo pessoal

Os óxidos de Mn apresentam aspecto opaco, brilho submetálico e coloração cinza-escura (Figura 24a). Os fragmentos de lateritas mostraram uma estrutura dividida em crosta e matriz. A crosta mostra um material maciço, de brilho sedoso e coloração castanho-amarelada. A matriz apresenta estrutura friável, aspecto opaco e coloração castanho-avermelhada (Figura 24b).

Figura 24 – Amostra de (a) óxido de Mn e (b) fragmento de laterita

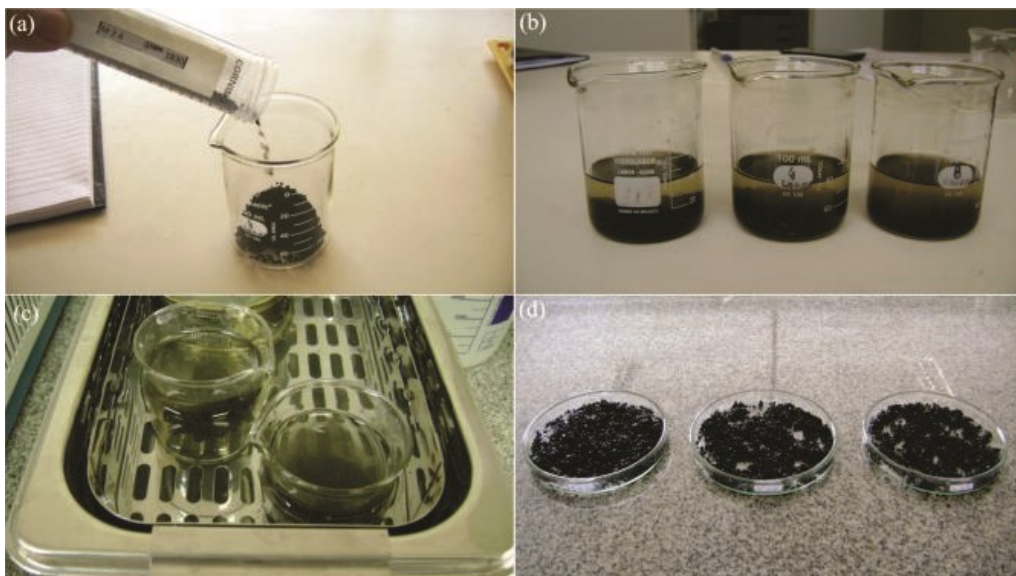


Fonte: Acervo pessoal

5.3.4 Lavagem em sistema ultrassônico

Após a seleção, as amostras foram acondicionadas em béqueres (Figura 25a) com água ou álcool etílico absoluto (Figura 25b) e lavadas à cuba ultrassônica *LimpSonic LS-3D* (Figura 25c) por 15 minutos, com posterior secagem em Placas de Petri (Figura 25d) ao ar livre.

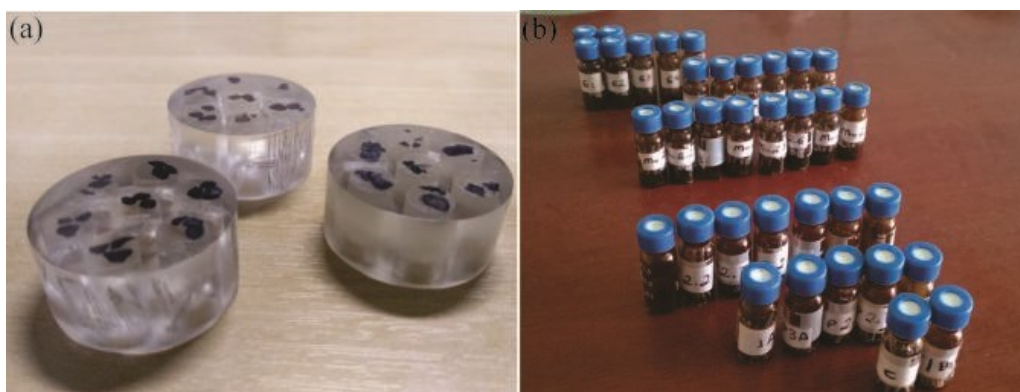
Figura 25 – (a) acondicionamento, (b) preparação, (c) lavagem e (d) secagem.



Fonte: Acervo pessoal

Após a secagem, os grãos foram fracionados e acondicionados em discos de acrílico (Figura 26a) e em tubos *VIAL Âmbar* 2 ml (Figura 26b), visando à caracterização mineralógica dos mesmos através de microanálises. Em cada compartimento dos discos de acrílico, foram acondicionados quatro grãos provenientes de uma mesma amostra, visando assegurar maior volume de dados e a reprodutibilidade dos resultados.

Figura 26 – (a) Discos de acrílico e (b) tubos *VIAL Âmbar* 2 ml



Fonte: Acervo pessoal

5.3.5 Preparação das amostras para as microanálises

Como condição necessária para as análises através do microscópio eletrônico de varredura, ou MEV, e da microsonda eletrônica, ou MSE, os discos foram impregnados com resina epóxi e submetidos aos procedimentos de polimento e vaporização. Para a análise realizada no difratômetro de raios X, ou DRX, as amostras foram submetidas à pulverização.

5.3.5.1 Polimento e vaporização

Em primeiro momento, os discos de acrílico (Figura 27a) foram levados a uma politriz de bancada, na qual foram desbastados em um rebolo coberto por uma mistura de carbeto de silício (SiC), malha 220 *Mesh*, e água (Figura 27b). Esse procedimento levou ao desgaste de parte do acrílico e, conseqüentemente, ao afloramento dos minerais acondicionados nos discos.

Em segundo momento, o polimento manual foi realizado em uma placa de vidro contendo uma mistura de carbeto de silício, malha 1200 *Mesh*, e água (Figura 27c). Assim, o trabalho manual conferiu um polimento refinado aos discos.

Por fim, os discos foram submetidos à politriz automática da marca *Büehler Petropol* (Figura 27d), na qual foram friccionados sobre uma superfície abrasiva, contendo pasta diamantada *Tyrolit* de 1/2 micron, a 80 rpm durante 45 minutos.

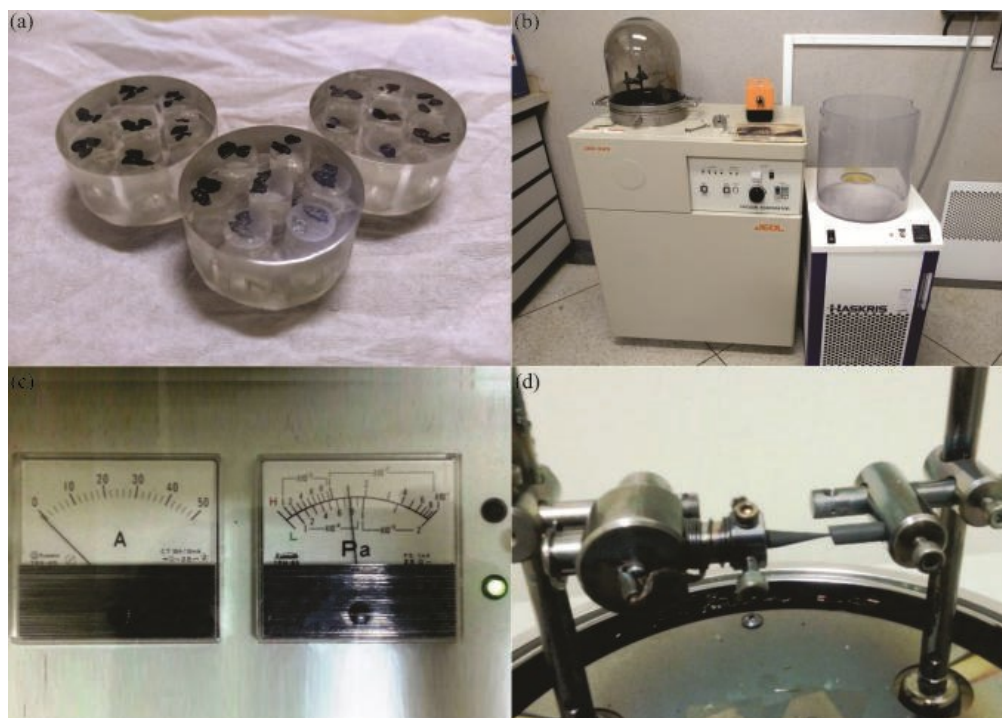
Figura 27 – (a) Discos, (b) politriz de bancada, (c) placa de vidro e (d) politriz automática



Fonte: Acervo pessoal

Após o polimento, os discos de acrílico (Figura 28a) foram encaminhados ao Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM para o procedimento de vaporização por recobrimento de carbono, realizado no vaporizador a vácuo *JEOL JEE-420* (Figura 28b). No vaporizador, cada disco foi fixado no compartimento de amostras existente no espaço interno de uma câmara de vidro. Por meio de uma bomba difusora, a pressão de vácuo foi estabelecida na ordem de 10^{-3} Pa, viabilizando a total limpeza do ambiente interno. A intensidade da corrente elétrica (Figura 28c) foi ajustada em 50 A, elevando a temperatura do filamento de carbono (Figura 28d) a 2000°C.

Figura 28 – (a) Discos de acrílico, (b) vaporizador *JEOL JEE-420*, (c) filamento de carbono preso aos eletrodos e (d) medidores de amperagem e pressão



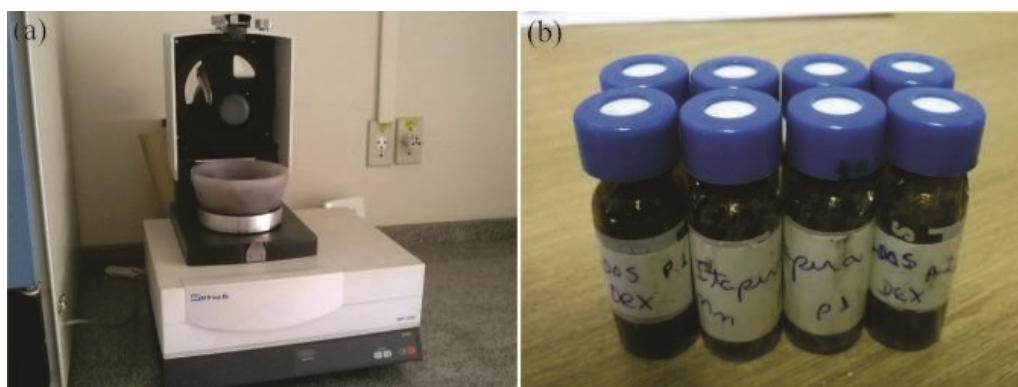
Fonte: Acervo pessoal

Com o aquecimento do filamento, o carbono se espalhou e recobriu os discos, formando camada de 20 nm de espessura. No âmbito das microanálises, a cobertura de carbono tornou os discos condutores de elétrons. Esse processo conduz a ionização da superfície exposta dos minerais, permitindo a leitura dos sinais emitidos e gerando imagens de alta resolução.

5.3.5.2 Pulverização

Visando à análise estrutural dos minerais, parte dos grãos selecionados foi pulverizada em um moinho de almofariz *Retsch RM 200* (Figura 29a) e acondicionada em tubos *VIAL Âmbar* 2 ml (Figura 29b).

Figura 29 – (a) Moinho de almofariz *Retsch RM 200* e (b) tubos *VIAL Âmbar* 2 ml (b)



Fonte: Acervo pessoal

Como procedimento necessário a microanálise por difratometria, a pulverização das amostras ocorreu em uma cuba de ágata, operando a 100 rpm durante 15 minutos. Assim, as amostras selecionadas foram reduzidas a partículas de tamanho inferior a 10 μm . Ao término da pulverização, as amostras foram encaminhadas ao DPM para a microanálise supracitada.

5.4 Técnicas analíticas aplicadas a caracterização mineralógica

A aplicação de técnicas analíticas teve como objetivo a caracterização mineralógica, através do MEV, da MSE e do DRX, das amostras selecionadas. Nos itens seguintes, serão detalhados os princípios de funcionamento dos aparelhos utilizados nas microanálises e as condições analíticas aplicadas em cada técnica. Nos resultados, as siglas utilizadas para a identificação de cada mineral nas microanálises foram estabelecidas de acordo com nomenclatura internacional, pautadas especificamente nos trabalhos de Kretz (1983) e Whitney et al. (2010).

5.4.1 Espectroscopia por dispersão de energia (EDS)

A partir do MEV, foi realizada uma análise elementar qualitativa para confirmar a composição da amostra e a possível existência de outros minerais que pudessem deturpar os dados geocronológicos. Para tanto, foi utilizado o MEV *JEOL JSM-6010 LA* (Figura 30) equipado sensores de elétrons secundários e retro-espalhados.

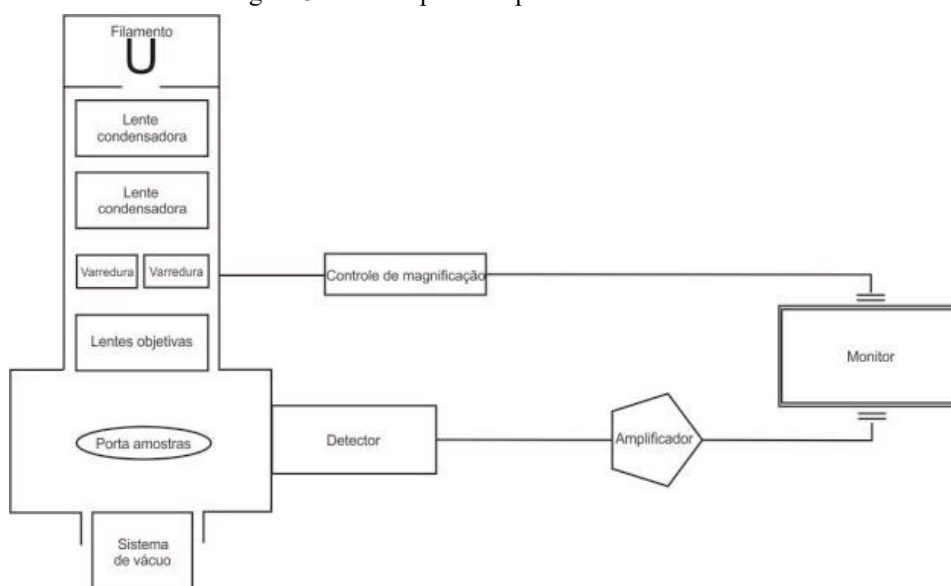
Figura 30 – MEV *JEOL JSM-6010*, instalado no DPM



Fonte: Acervo pessoal

O MEV (Figura 31) é composto por um filamento de tungstênio (W) que, por emissão termiônica, produz um feixe de elétrons. As lentes condensadoras concentram o feixe de elétrons e a lente objetiva atenua o fenômeno de aberração esférica. O sistema de varredura determina o ponto de incidência dos elétrons sobre a amostra. O feixe atinge a amostra, ionizando as camadas profundas dos átomos e permitindo a emissão de sinais de raios X (DEDAVID et al., 2007). Os sinais emitidos incidem em detectores compostos por cristal de silício (Si), passam por amplificadores e são processados por um computador (KERSTENBACK, 1994).

Figura 31 – Principais componentes do MEV



Fonte: Modificado de Kestenback (1994).

Para análise qualitativa, foi aplicada a técnica de espectroscopia por dispersão de energia *Energy Dispersive Spectroscopy* ou *EDS*, cujo princípio físico pode ser elucidado através da lei de Planck, como mostra a Equação 9 (DEDAVID et al., 2007).

$$E = h \cdot \nu \quad (\text{Equação 9})$$

Onde E é a energia de um fóton (J), ν é a frequência eletromagnética (s) e h é a constante de Planck ($6,6262 \cdot 10^{-34}$ J.s).

5.4.1.1 Condições analíticas

As pastilhas, polidas e metalizadas, foram fixadas no compartimento de amostras e aterradas com uma fita de carbono. Em seguida, as pastilhas foram inseridas na câmara de

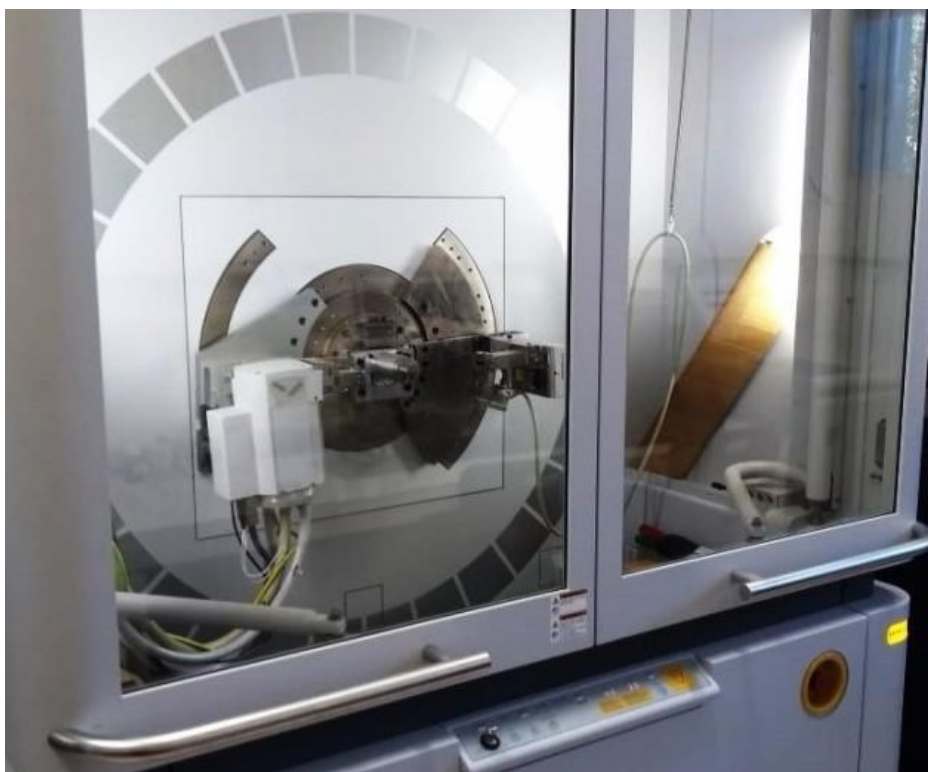
amostras e o sistema de vácuo foi acionado para reduzir a pressão interna da câmara (10^{-4} Pa). A distancia de trabalho foi ajustada em 10 mm, assim como a posição dos eixos x e y .

A tensão de aceleração e a corrente de feixe de elétrons foram fixadas em 15 kV e 20 nA, respectivamente, sendo este ajuste o suficiente para ionizar camadas profundas dos átomos e permitir a emissão dos raios X. O diâmetro do feixe de elétrons foi estabelecido em 53nm, visando o ajuste da resolução espacial. As análises foram realizadas ponto a ponto, de forma supervisionada. A partir da energia emitida e do número de fótons captados pelo detector, foi possível traçar um histograma com os principais elementos presentes na amostra.

5.4.2 Difratometria de raios X

Com o objetivo de confirmar a composição mineralógica das amostras, a análise estrutural dos minerais selecionados foi realizada por meio do DRX *PANalytical Empyrean* (Figura 32), instalado no Laboratório de Geoquímica – LABOGEO.

Figura 32 – DRX *PANalytical Empyrean*, instalado no LABOGEO

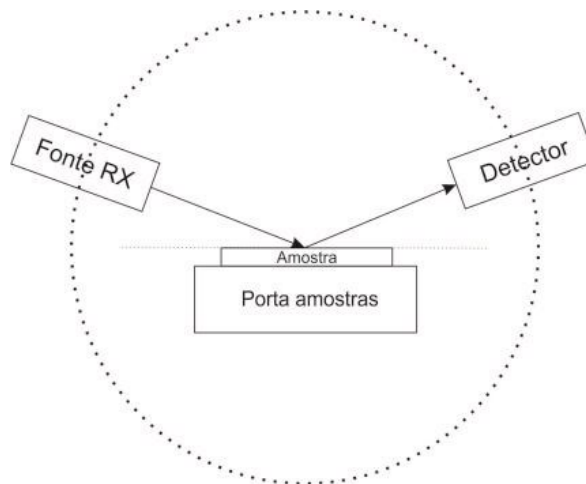


Fonte: Acervo pessoal

O DRX é composto por uma fonte emissora de raios X e uma fonte detectora do feixe difratado. A fonte emissora e a fonte detectora estão dispostas nas extremidades de um

goniômetro (Figura 33), posicionadas de acordo com a geometria parafocal de Bragg-Brentano (JENKINS e SNYDER, 1996).

Figura 33 – Disposição das fontes emissora e detectora de raios X em um goniômetro



Fonte: Adaptado de Pascoali, 2007

A aplicação dessa técnica permitiu a identificação das fases cristalinas das amostras, a partir das quais foi possível estabelecer a composição mineralógica das amostras (BLEICHER e SASAKI, 2000). Nos cristais, os átomos estão dispostos em planos separados por distâncias da mesma ordem dos comprimentos de onda dos raios X (JENKINS e SNYDER, 1996; ALBERS et al., 2002). A interação entre os raios X incidentes e os elétrons presentes na estrutura de um cristal dá origem ao fenômeno da difração. Como princípio de funcionamento da difratometria de raios X, a Lei de Bragg (Equação 10) contempla a relação da distância entre dois planos cristalinos e o ângulo de difração entre os mesmos (JENKINS e SNYDER, 1996; CULLITY, 2001).

$$n\lambda = 2d \cdot \sin \theta \quad (\text{Equação 10})$$

Onde n é número inteiro, λ é o comprimento de onda dos raios X incidentes, d é o espaçamento interplanar do cristal e θ é o ângulo de incidência.

5.4.2.1 Condições analíticas

Pulverizadas em grãos de tamanho inferior a 10 μm , as amostras foram separadas em porções de 50g e acondicionadas em placas metálicas. A posição inicial do eixo de varredura foi estabelecida em 2,997 °2-Theta. O tempo de escaneamento para cada *Step* foi de 3,81 s. A

temperatura de mensuração foi ajustada em 25 °C e as amostras foram atingidas por um feixe monocromático de raios X, com a tensão de aceleração 40 kV e a corrente do feixe de elétrons de 30 mA. As radiações emitidas foram K-Alpha1, K-Alpha2 e K-Beta, com comprimentos de onda de 1,541, 1,544 e 1,392 Å, respectivamente. O raio do goniômetro foi ajustado em 240,0 mm e a distância focal da fenda de divergência em 91,0 mm.

As informações registradas pelo detector foram expressas em um difratograma, onde os picos representam as intensidades obtidas em ângulos de difração para um conjunto de planos cristalinos. Os difratogramas, característicos para cada composto cristalino, viabilizaram a discriminação dos cristais e, conseqüentemente, a caracterização mineralógica das amostras.

5.4.3 Espectrometria por comprimento de onda dispersivo (WDS)

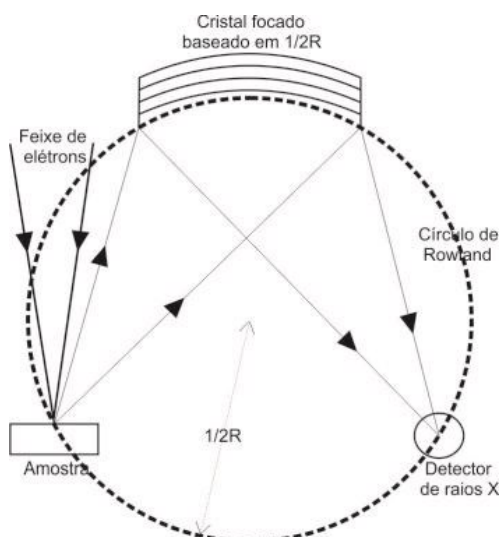
A caracterização quantitativa, em %, dos elementos presentes nas amostras foi obtida por meio da MSE JEOL JXA-8230 Superprobe (Figura 34).

Figura 34 – MSE JEOL JXA-8230 Superprobe



Fonte: Acervo pessoal

A caracterização foi realizada por *Wavelength Dispersive Spectrometer* ou *WDS*, técnica baseada nas propriedades das ondas de raios X emitidas pelas amostras (GLAUERT e CHANDLER, 1977; VAN GRIEKEN e MARKOWICZ, 2001). Emitidos a partir da excitação da amostra por um feixe de elétrons, os raios X são selecionados e difratados por um cristal analítico para um detector (GOLDSTEIN, 2017) (Figura 35).

Figura 35 – Princípios de espectrometria por *WDS*

Fonte: Adaptado de Chandler, 1977

5.4.3.1 Condições analíticas

Da mesma maneira realizada no MEV, os discos de acrílico foram submetidos à vaporização por recobrimento de íons de carbono, aterradas com fita de carbono e inseridas na câmara de amostras. O sistema de vácuo foi acionado e reduziu a pressão interna da câmara até 10^{-4} Pa. Em momento posterior, a distância de trabalho foi ajustada em 10 mm.

Como parâmetro para a leitura das amostras, os sensores foram calibrados a partir de padrões minerais e de compostos sintéticos. As amostras padronizadas foram selecionadas, bem como os cristais analíticos para a quantificação de cada elemento de interesse (Tabela 3).

Tabela 3 – Padrão, raio-X emitido e cristal analítico para cada elemento de interesse

Elemento	Padrão	Raio-X	Cristal analítico
Ca	Wolastonita	$K\alpha$	TAP
Si	Ortoclasio	$K\alpha$	TAP
Na	Albita	$K\alpha$	TAP
Mg	Diopsídio	$K\alpha$	TAP
Al	Almandita	$K\alpha$	TAP
K	Ortoclásio	$K\alpha$	PET
Ti	Ilmenita	$K\alpha$	PET
Cr	Cromita	$K\alpha$	PET
Fe	Ilmenita	$K\alpha$	LIF
Mn	Rodonita	$K\alpha$	LIF
Ni	Óxido de níquel sintético	$K\alpha$	LIF
F	Apatita	$K\alpha$	LDE1
Cl	Sodalita	$K\alpha$	PET
Ba	Barita	$L\alpha$	PET

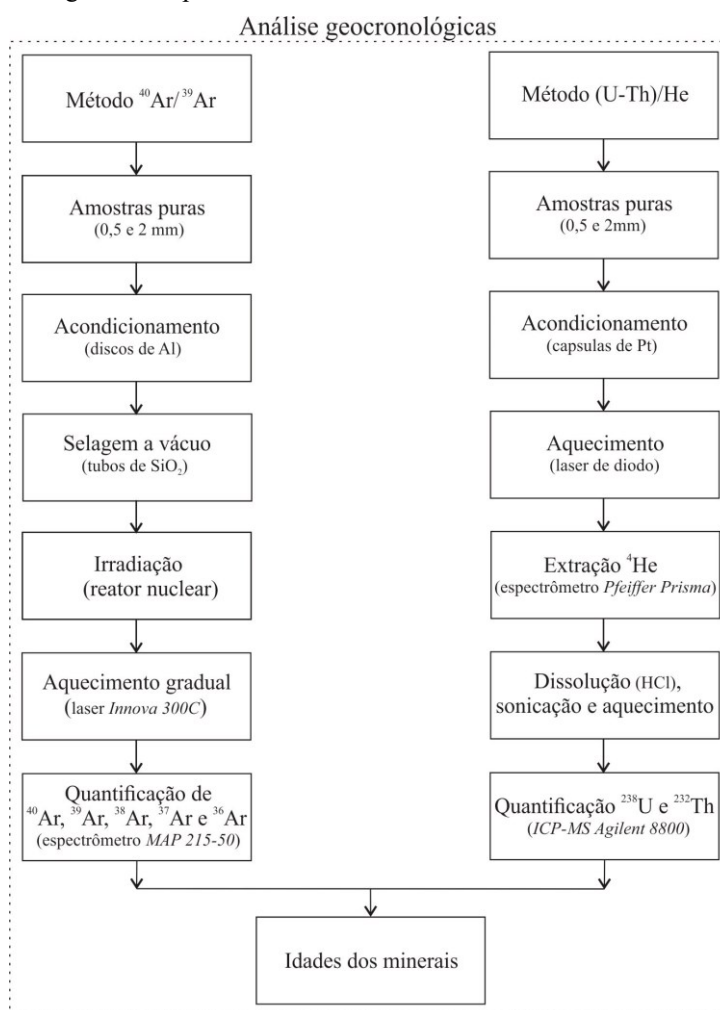
Dentre os cristais analíticos disponíveis, foram utilizados: fosfato de tálio ou *thallium acid phthalate* - *TAP*, pentaeritritol ou *pentaerythritol* - *PET*, fluoreto de lítio ou *lithium fluoride* - *LIF* e elemento de dispersão em camadas ou *layered dispersion element* - *LDE1*.

A tensão de aceleração, a corrente e o diâmetro de feixe de elétrons foram fixados em 15kV, 20nA e 0,5µm, respectivamente. Em relação ao tipo de análise, optou-se pela amostragem por secções, totalizando dez pontos por secção. O tempo de contagem foi estabelecido em 10 segundos no pico e entre 5 segundos nas posições de *background*.

5.5 Análises geocronológicas

Após a caracterização mineralógica, as amostras foram submetidas aos procedimentos necessários à datação das amostras através dos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He. A obtenção de dados geocronológicos consistentes demanda a execução de uma sequência de procedimentos (Figura 36).

Figura 36 – Fluxograma dos procedimentos realizados nos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He



5.5.1 Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

A implementação do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ requer a conservação das quantidades de Ar (^{40}Ar) e K (^{40}K) do momento de formação do mineral. Assim, se faz necessária a correção de qualquer incorporação do primeiro na estrutura cristalina do mineral. Em relação ao segundo, a composição isotópica deve ser conhecida e alterada somente pelo decaimento radioativo do Ar, o qual demanda uma constante conhecida e progressiva (MCDOUGALL e HARRISON, 1998; VASCONCELOS, 1999a). A idade de formação do mineral pode ser obtida por meio da Equação 11.

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right) \cdot \ln \left[\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right) \cdot J + 1 \right] \quad (\text{Equação 11})$$

Onde t é o tempo, λ é constante de decaimento do ^{40}K ($5,543 \times 10^{-10}$ anos⁻¹ - STEIGER e JAGER, 1977); $^{40}\text{Ar}^*$ é o número de moles de ^{40}Ar calculado do total de ^{40}Ar quantificado por espectrometria de massa e corrigido pelo Ar atmosférico e interferências nucleogênicas; ^{39}Ar é a quantidade total de ^{39}Ar gerado pela reação $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$, também quantificado por espectrometria de massa e corrigido pelas interferências nucleogênicas e J é o parâmetro de irradiação adimensional quantificado através de monitoramento da eficiência do fluxo de nêutrons em amostras de idades conhecidas.

5.5.1.1 Condições analíticas

A datação dos óxidos de Mn pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foi realizada no *Argon Geochronology Laboratory* no *Earth Sciences Laboratory*, situado em *The University of Queensland*, Brisbane, Austrália. A aplicação do método seguiu os procedimentos realizados por Vasconcelos (1999 a, 1999b) e Vasconcelos et al. (2002), utilizados posteriormente por Li e Vasconcelos (2002), Vasconcelos e Conroy (2003), Carmo e Vasconcelos (2006) Li et al. (2007), Feng e Vasconcelos (2007), Vasconcelos et al. (2013) Riffel et al. (2015) e Vasconcelos e Carmo (2018).

Os minerais selecionados, com tamanho entre 0,5 e 2 mm, foram acondicionados em discos de Al e calibrados junto ao padrão *Fish Canyon sanidine* ($28,201 \pm 0,046$ Ma - KUIPER et al., 2008), utilizado para monitorar a fluência de nêutrons. Após a calibração, as amostras foram seladas a vácuo em tubos de sílica, irradiadas por 14 horas e deixadas em descanso por um

período de 90 dias. A irradiação se fez necessária para a transformação, através de nêutrons rápidos, de uma fração de ^{39}K em ^{39}Ar .

Após o período de descanso, os minerais selecionados foram submetidos à técnica de aquecimento incremental, aplicada através do laser *Innova 300C*. Com 2 mm de espessura, o feixe de raios laser viabilizou o aquecimento uniforme das amostras e a consequente soltura dos gases de Ar (^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar e ^{36}Ar). Estes gases foram purificados em uma câmara criogênica, ajustada em -130°C , e quantificados no espectrômetro de massa *MAP 215-50*.

A aplicação da técnica de aquecimento incremental gerou espectros com informações adicionais sobre a mineralogia das amostras datadas. Com base nos espectros, os patamares de idades foram estabelecidos a partir da média ponderada pela variância inversa de três ou mais fases sequenciais de aquecimento com liberação de ^{39}Ar superior a 40%. As idades integradas foram calculadas através do rearranjo isotópico das fases.

5.5.2 Método (U-Th)/He

A datação pelo método (U-Th)/He deve considerar a concentração de He (^4He) derivada apenas do decaimento radioativo do U (^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th) em um sistema fechado. Assim, a idade de cada mineral pode ser obtida através da Equação 12:

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t-1}) + 7(^{238}\text{U}/137,88)(e^{\lambda_{235}t-1}) + 6^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t-1}) \quad (\text{Equação 12})$$

Onde ^4He , ^{238}U e ^{232}Th são as concentrações destes núclídeos em um mineral; t é o tempo de acumulação ou idade do “He” e λ é a constante de decaimento ($\lambda_{238} = 1,551 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9,849 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ e $\lambda_{232} = 4,948 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$).

5.5.2.1 Condições analíticas

A implementação do método (U-Th)/He foi realizada no *Environmental Analysis Center do Califórnia Institute of Technology*, Pasadena, EUA. Para tanto, foram aplicados os procedimentos descritos em trabalhos recentes envolvendo datação de goethitas e hematitas (VASCONCELOS et al., 2013; MONTEIRO et al., 2014 e MONTEIRO et al., 2018).

Para a extração do He (^4He), as amostras foram colocadas em pequenas cápsulas de Pt (1 mm x 1 mm) e aquecidas com laser de diodo a 900°C durante 6 minutos. Uma medida

determinada de ^3He foi adicionada ao gás puro, com a posterior a quantificação do mesmo em um espectrômetro de massa ou *Mass Spectrometer* quadrupolo *Pfeiffer Prisma*.

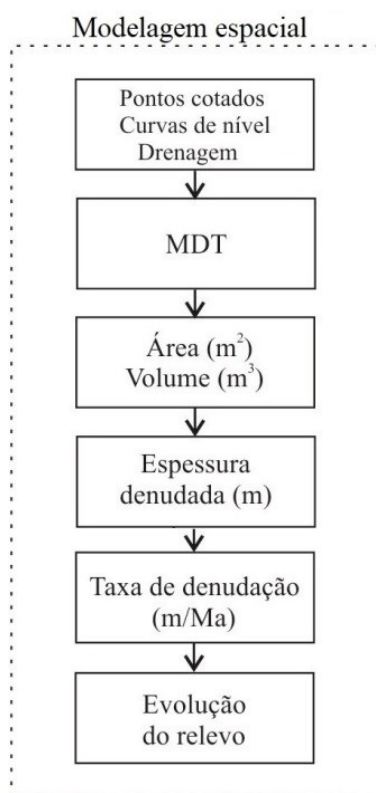
Após o procedimento de extração, as capsulas foram acondicionadas em béqueres de Teflon e dissolvidas em 0,1 ml de HCl puro. Durante a dissolução das amostras, foi adicionada uma solução de 0,025 ml contendo HCl 5%, na qual Th (^{230}Th) e U (^{235}U) foram utilizados como traçadores (*spikes*). No momento seguinte, os béqueres foram fechadas e aquecidas a 90°C por 12 horas. Após o resfriamento, foram submetidos aos processos de sonicação e aquecimento, visando a integral evaporação das soluções. Para a dissolução do resíduo de fundo (sal dourado), foram adicionados 0,05 ml de HNO_3 em cada capsula. Após o aquecimento dos béqueres durante 5 minutos, as soluções foram diluídas em 1 ml de H_2O Milli-Q e decantadas em um recipiente de 1,5 ml.

Por fim, as concentrações de U (^{238}U) e Th (^{232}Th) foram quantificadas por meio de um espectrômetro de massa com indutividade plasmática acoplada *Agilent 8800*.

5.6 Modelagem espacial

Os procedimentos da etapa de modelagem espacial, realizados por meio do programa *ArcGIS* 10.3, foram sintetizados na Figura 37.

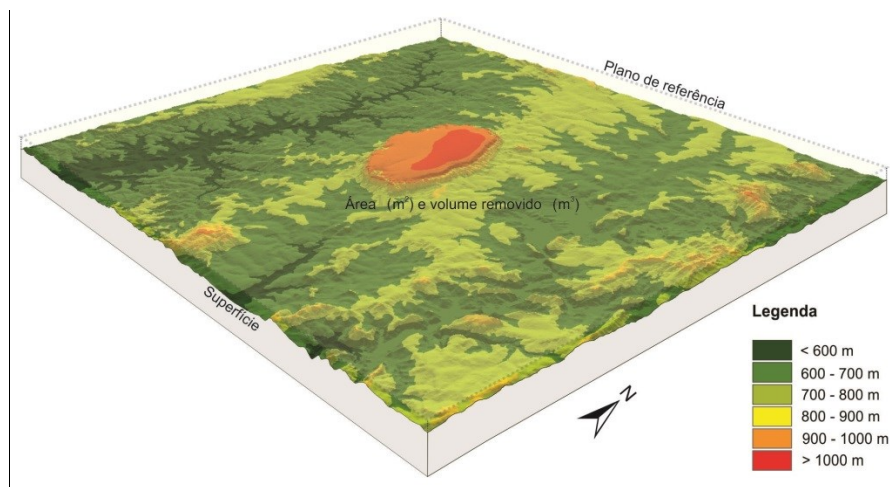
Figura 37 – Procedimentos aplicados à etapa de modelagem espacial



Para a região de Caldas Novas – Rio Quente/GO, o Modelo Digital de Elevação foi gerado a partir dos dados referentes à drenagem, curvas de nível e pontos cotados. Tais dados foram interpolados por meio do módulo de análise espacial do *ArcGIS* 10.3.

A partir do módulo de análise tridimensional, foram criadas linhas tridimensionais para interpolar as alturas de cada MDE gerado, viabilizando a criação de perfis topográficos. Pelo mesmo módulo, foi possível calcular a área (m^2) e o volume de material removido (m^3) entre a superfície e os pontos de maior altitude para cada região analisada (ESRI, 2017) (Figura 38).

Figura 38 – Cálculo de volume de superfície removida (m^3) através do *ArcGIS* 10.3



Fonte: ESRI (2017)

As altitudes máximas e mínimas para a área de estudo são de 546 e 1025 m, respectivamente. Dessa forma, as classes hipsométricas de área de estudo foram definidas em intervalos de 100 m. As maiores cotas altimétricas da região de Caldas Novas – Rio Quente/GO correspondem à SGRIIA (LATRUBESSE, 2006). Assim, o plano de referência foi estabelecido em 1000 m, valor correspondente à altitude média do topo da Serra de Caldas.

Com base nos dados de área e volume de material removido, foi possível calcular a espessura denudada do relevo (Equações 13 e 14).

$$V = A \cdot h \quad (\text{Equação 13})$$

$$h = \frac{V}{A} \quad (\text{Equação 14})$$

Onde h (m) é a espessura denudada, V é o volume de material removido (m^3) e A é a área da região (m^2).

A variação da espessura denudada, em conjunto com os dados geocronológicos, tornou possível a estimativa da taxa de denudação do relevo (Equação 15).

$$T_d = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (\text{Equação 15})$$

Onde T_d é a taxa de denudação (m/Ma), Δh é a variação da espessura denudada e Δt é a idade dos minerais, obtidas pelos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He.

A partir das taxas de denudação, foi possível modelar e caracterizar a evolução do relevo da área de estudo. Os procedimentos de modelagem e edição foram realizados por meio das extensões *ArcMap* e *ArcScene* do *ArcGIS* 10.3.

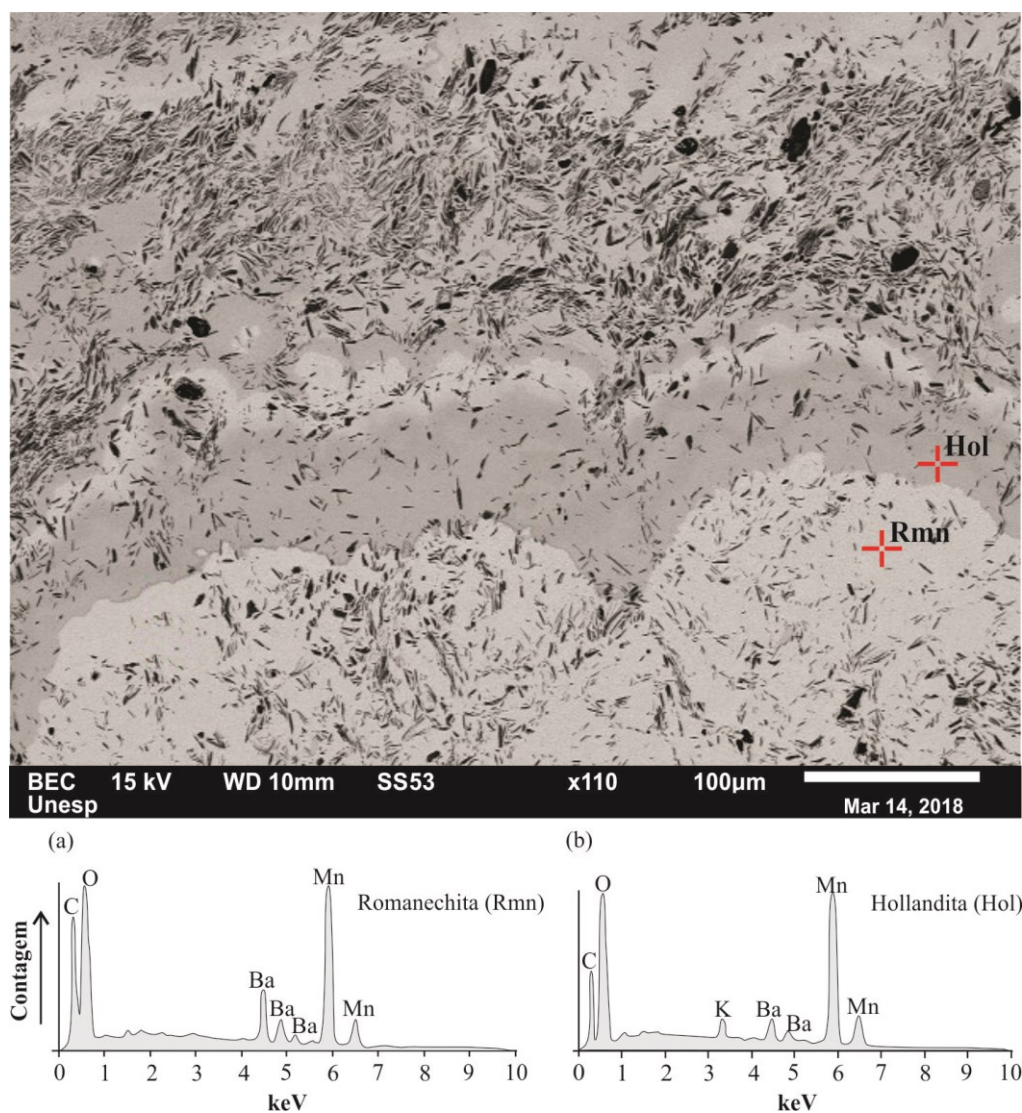
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Caracterização por MEV-EDS

6.1.1 Caracterização dos óxidos de Mn

A caracterização mineralógica dos pontos M1 e M2, realizada através de MEV-EDS, teve como resultado o total de 215 arquivos, sendo 58 imagens e 157 espectros. Considerando o número de análises, foram selecionadas as imagens e os espectros representativos (Figuras 39, 40 e 41) para os principais minerais supergênicos presentes nas amostras.

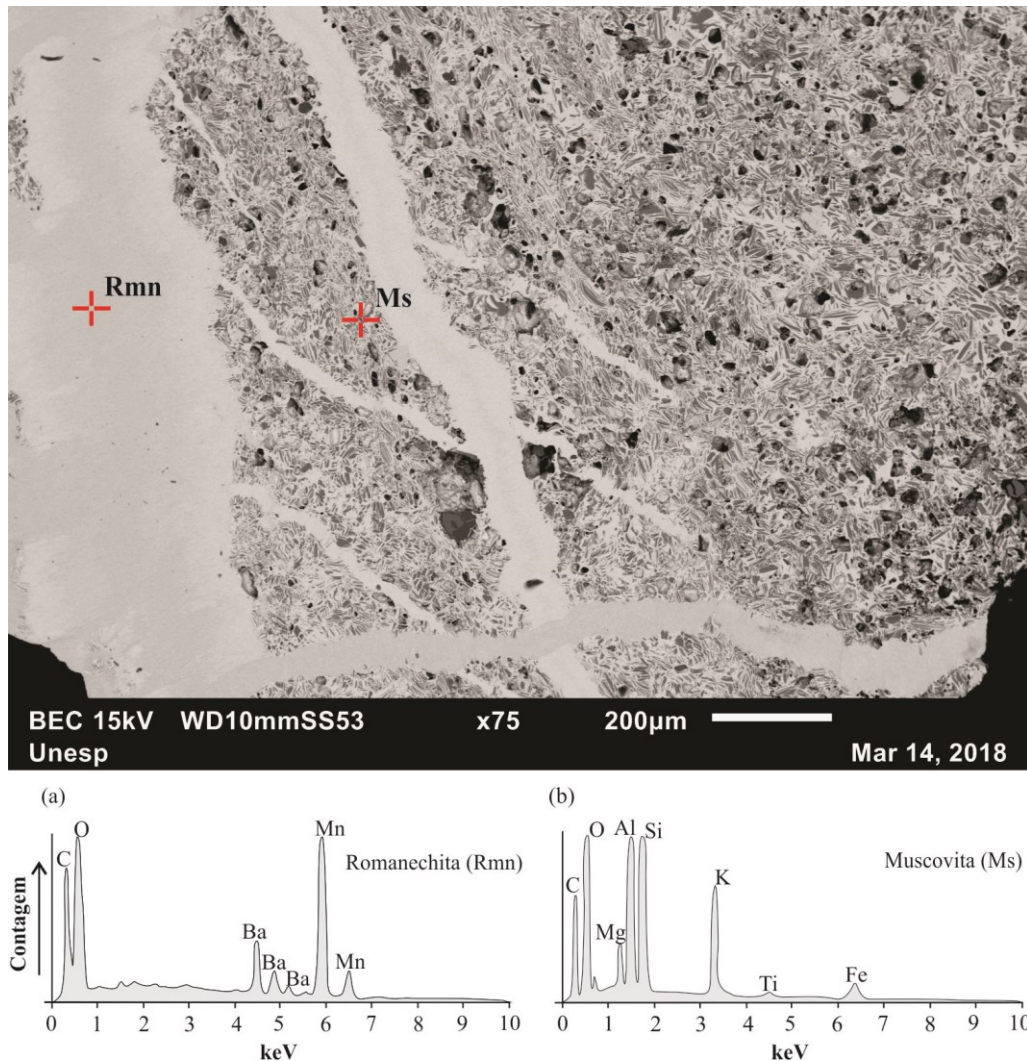
Figura 39 - Imagem e espectros da (a) romanechita e (b) hollandita na amostra M1.1



A imagem da amostra M1.1 mostra uma superfície com zonas paralelas, diferenciadas pela alternância entre tonalidades claras e escuras. As romanechitas foram identificadas nas áreas com tonalidades claras, correspondentes ao espectro (a). Nessas áreas, destaca-se a presença de

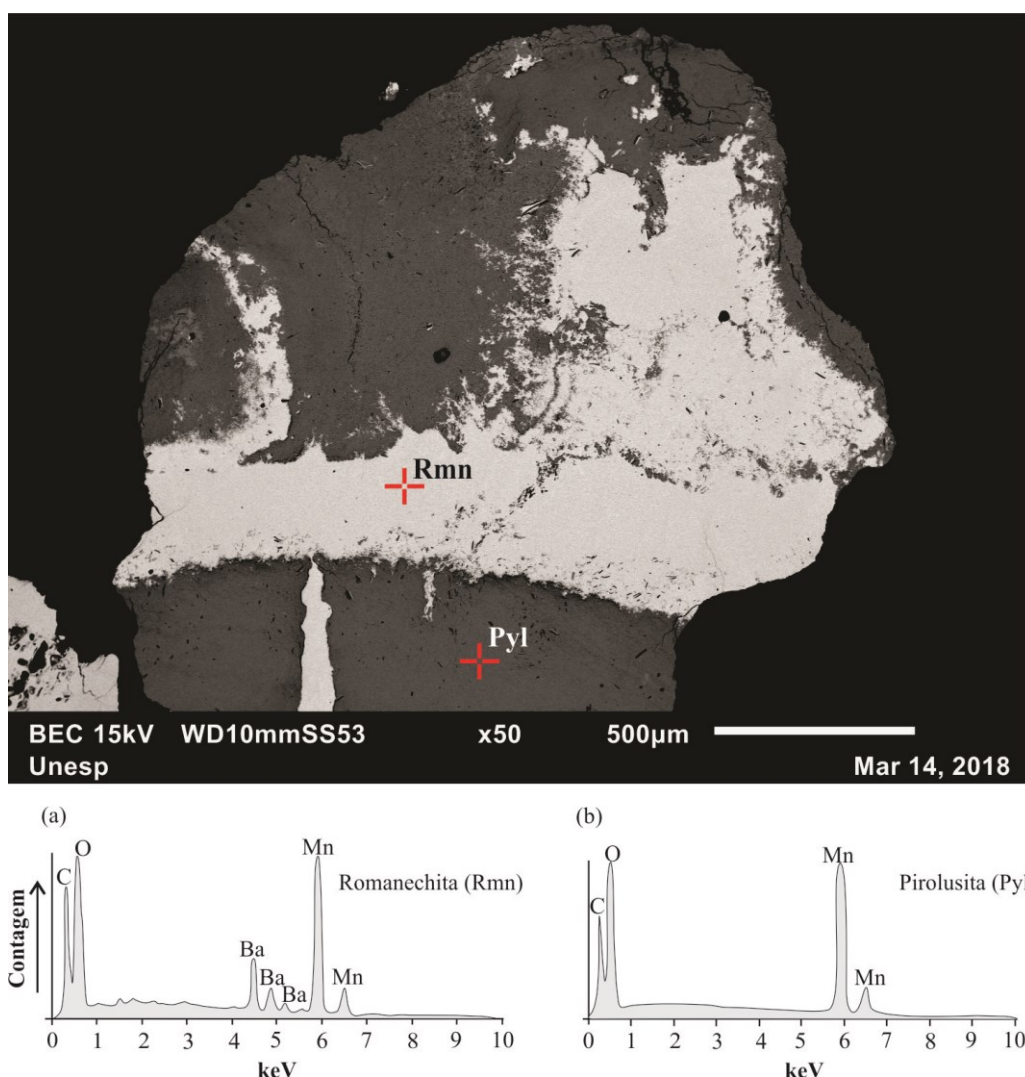
Ba e a ausência de K. Os trechos com tonalidades escuras, representados pelo espectro (b), correspondem as hollanditas. Em relação às romanechitas, as hollanditas apresentam menor e maior contagem de Ba e K, respectivamente.

Figura 40 - Imagem e espectros da (a) romanechita e da (b) muscovita na amostra M2.1



A imagem da amostra M2.1 caracteriza-se pela presença de lamelas escuras distribuídas em uma matriz cinza de tonalidade clara. As romanechitas estão situadas nas áreas de tonalidade clara e são identificadas pela presença de Ba em sua composição, característica visível no espectro (a). As muscovitas correspondem às lamelas escuras e apresentam contagens maiores de O, Si, Al e K, e menores de Mg, Ti e Fe, como mostra o espectro (b).

Figura 41 – Imagem e espectros da (a) romanechita e da (b) pirolusita na amostra M2.3



A imagem da amostra M2.3 mostra uma matriz cinza escura interrompida por colunas de tonalidades claras. As áreas com tonalidades claras estão associadas ao espectro (a), característico da romanechita. Os trechos escuros correspondem ao espectro (b), caracterizando as pirolusitas como um óxido de Mn puro.

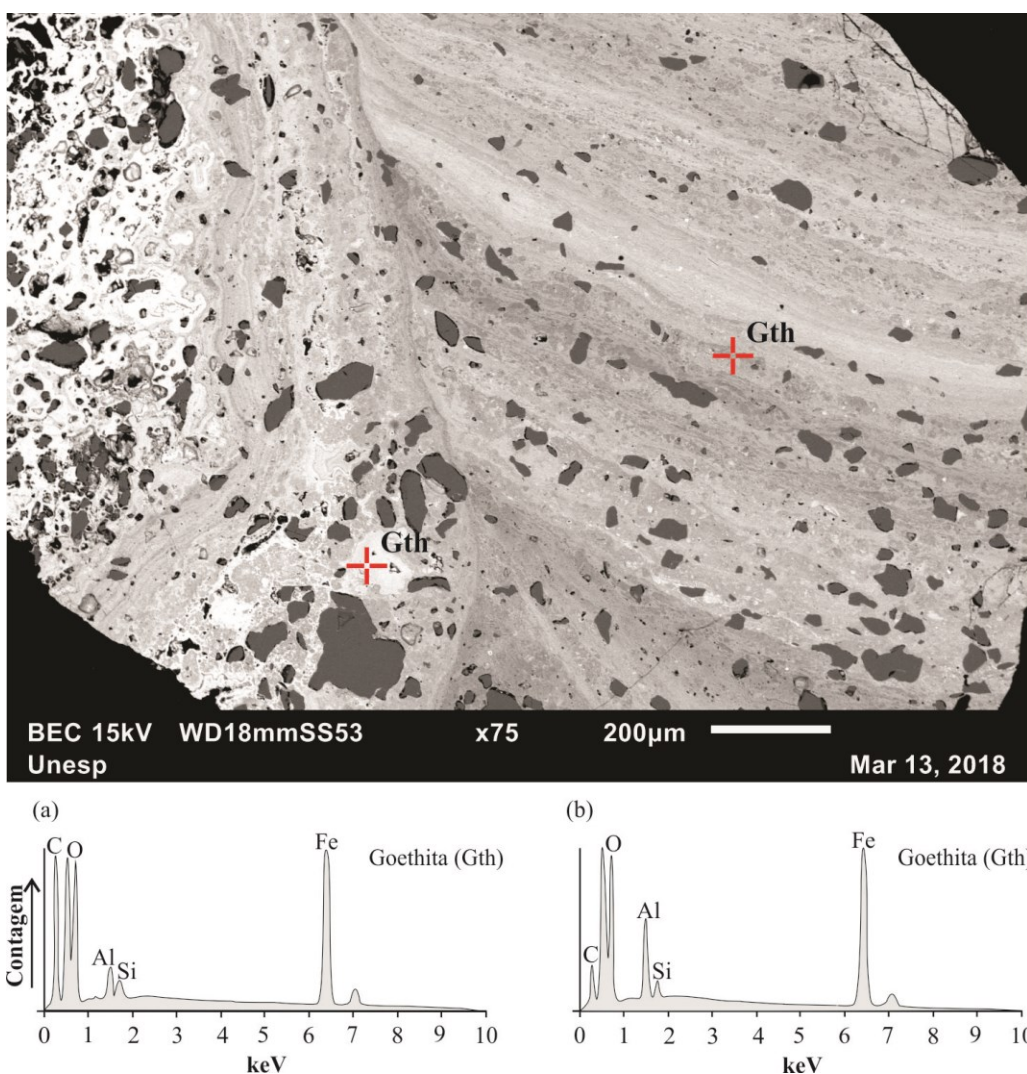
Por ultimo, cabe destacar a presença de C em todos os espectros. Embora não pertença a nenhum dos minerais citados, o referido elemento está sobreposto a superfície das amostras em razão da vaporização, procedimento necessário à realização das microanálises por MEV-EDS e MSE-WDS.

6.2.1 Caracterização dos óxidos de Fe

A caracterização das amostras coletadas nos pontos G1, G2, G3, G4 e G5 teve como resultado o total de 58 arquivos, com 14 imagens e 44 espectros. Assim, foram selecionadas as imagens e os espectros representativos para os minerais identificados.

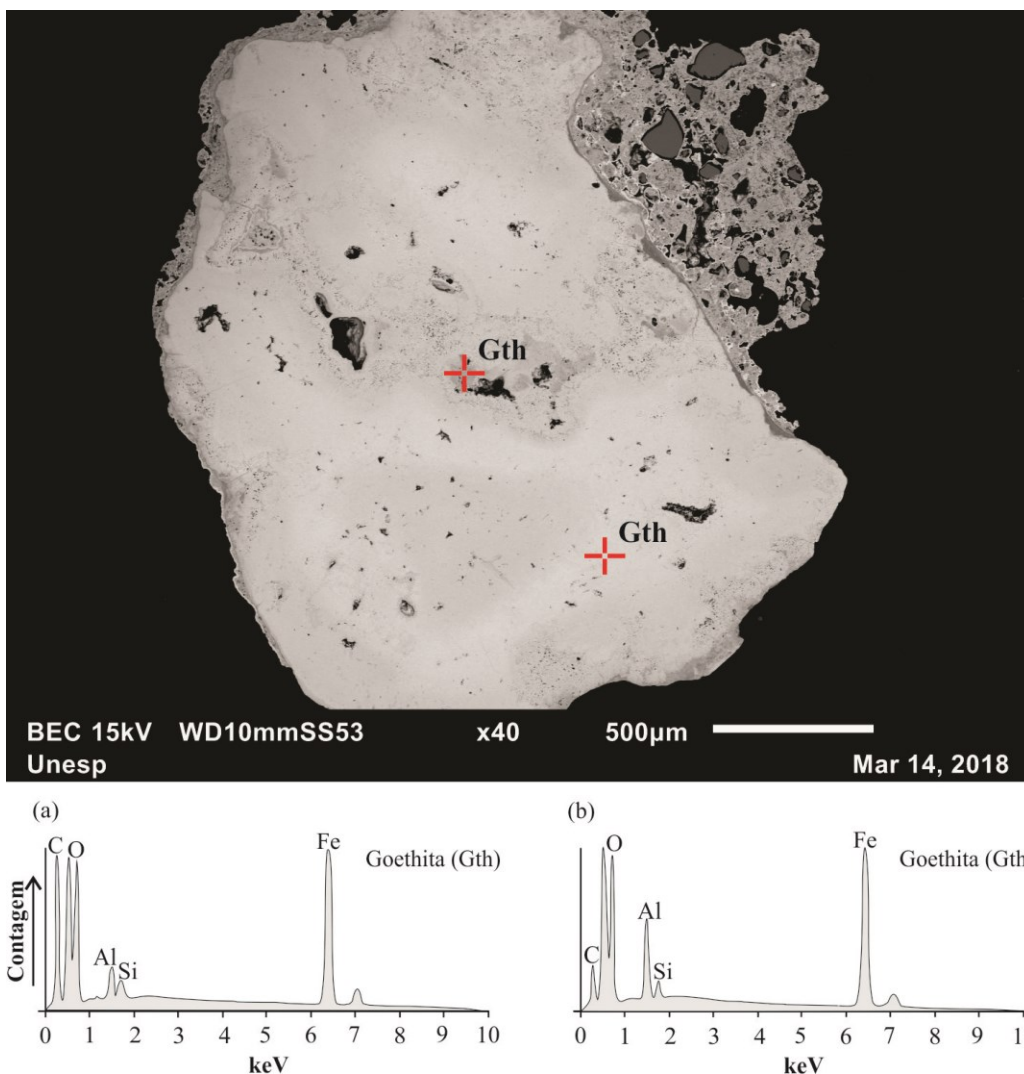
A imagem da amostra G1 (Figura 42) apresenta uma superfície caracterizada por camadas sub-horizontalizadas com diferentes tonalidades de cinza, além de espaços vazios visíveis em forma de manchas escuras. As áreas com tonalidades claras correspondem ao espectro (a), o qual se caracteriza como uma goethita maior contagem de Fe em relação ao Al. As camadas com tonalidades escuras apresentam menor contagem do primeiro elemento em relação ao segundo, representadas pelo espectro (b).

Figura 42 – Imagem e espectros das goethitas, com (a) menor e (b) maior presença de Al



A imagem da amostra G2 (Figura 43) mostra uma superfície com menor variação de tonalidades de cinza e menor quantidade de espaços vazios. Os trechos com tonalidades mais claras equivalem às goethitas com maior contagem de Fe em relação ao Al, representadas pelo espectro (a). As áreas com tonalidades mais escuras apresentam menor ocorrência de Fe em relação ao Al para o mesmo mineral, como mostra o espectro (b).

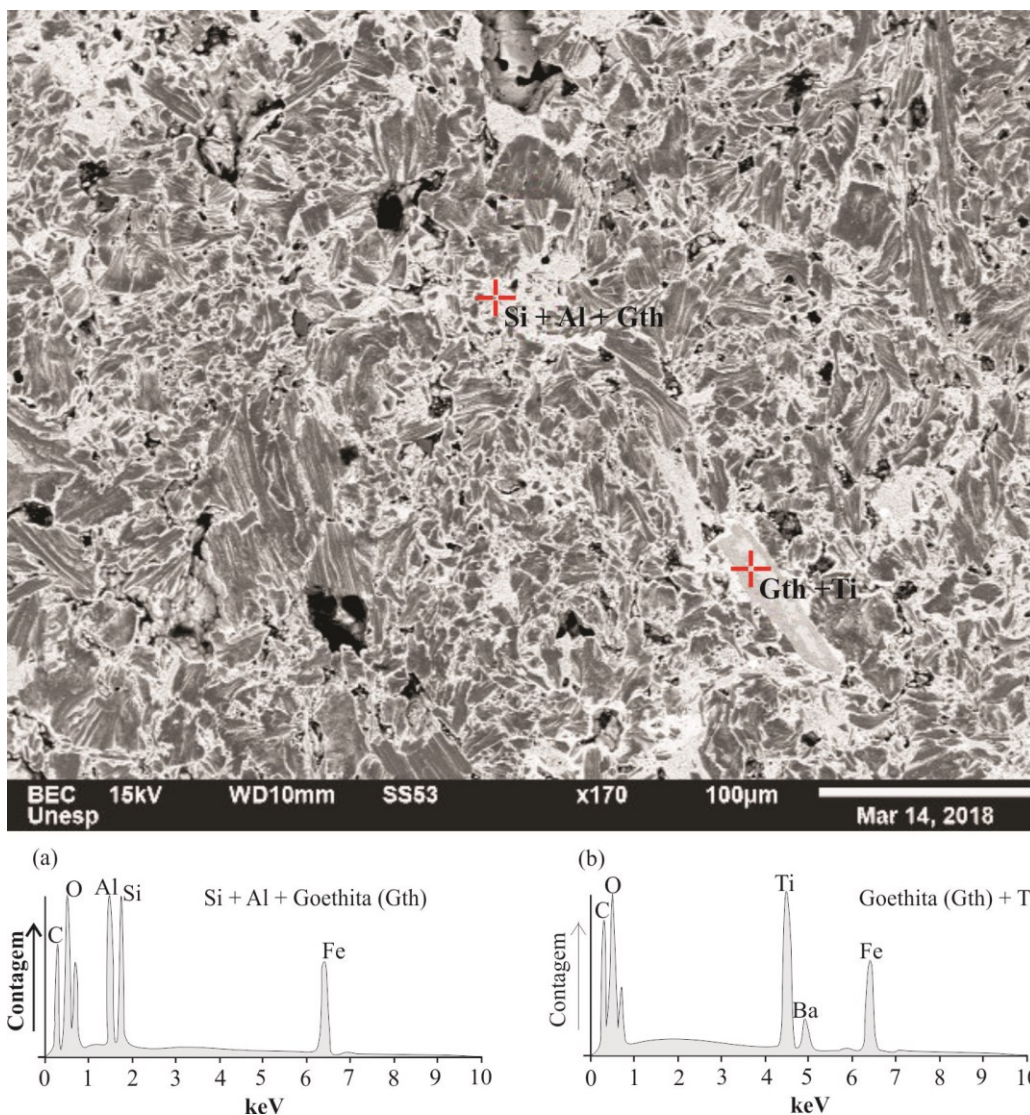
Figura 43 – Imagem e espectros de goethitas, com (a) menor e (b) maior presença de Al



Caracterizada como uma mistura de minerais primários, argilominerais e óxidos, as lateritas presentes no sudeste de Goiás apresenta avançado estágio de intemperismo (SCHWERTMANN e KÄMPF, 1985). Assim, torna-se comum a existência de goethitas com a presença de Si e Al em suas composições.

Das amostras G1, G2, G3, G4 e G5, apenas as amostras coletadas no ponto G5 (Figura 44) não foram datadas. Embora as microanálises tenham possibilitado a identificação de goethitas das amostras G5, não foi possível extrair fragmentos puros e com tamanho entre 0,5 e 2 mm. Além de Fe e O, os grãos selecionados da referida amostra apresentam contagens elevadas de Al, Si (Figura 44a) e Ti (Figura 44b) em relação às demais amostras.

Figura 44 – Imagem e espectros das amostras G5, com (a) Al e Si e (b) Ti e Ba.



Com base na imagem e nos espectros, as amostras do ponto G5 se caracterizam como um aglomerado de aluminossilicatos e minerais primários cimentados por goethitas. Mesmo com a existência do mineral supergênico de interesse, as contagens elevadas de Al, Si e Ti podem reduzir a retentividade de ^4He nas amostras, conforme afirmam Schulze e Schwertmann (1984). Tal circunstância, aliada a impossibilidade de extração de fragmentos de goethita puros, inviabilizou a aplicação do método (U-Th)/He para as referidas amostras.

A presença de C nos espectros das goethitas pode ser explicada, a exemplo dos óxidos de Mn, pela vaporização por recobrimento de íons de C, procedimento necessário à realização das microanálises.

6.2 Caracterização por MSE-WDS

6.2.1 Caracterização dos óxidos de Mn

A Tabela 4 mostra a composição, em peso (%), das amostras de óxidos de Mn coletadas nos pontos M1 e M2. Na referida tabela, a sigla LD significa Limite de Detecção.

Tabela 4 – Composição e identificação dos minerais dos perfis M1 e M2

Ponto	Mineral	O	Si	Na	K	Ca	Mg	P	Mn	Ba	Fe	Al	Ti	Co	Total (%)
M1.1	Romanechita	33,93	0,20	0,46	0,26	0,30	0,09	<LD	50,40	11,58	0,73	0,28	0,04	0,10	98,35
M1.2	Romanechita	33,42	0,07	0,03	0,22	0,56	0,01	<LD	51,55	12,09	0,18	0,23	0,03	0,02	98,41
M1.3	Romanechita	32,67	1,05	0,19	0,20	0,10	0,03	<LD	50,52	13,24	0,50	0,39	0,05	0,05	98,99
M1.4	Romanechita	32,53	0,57	0,06	0,17	0,02	0,06	<LD	49,17	14,74	0,30	0,54	0,07	0,06	98,30
M1.5	Romanechita	33,46	0,64	0,08	0,13	0,11	0,02	<LD	49,86	13,24	0,32	0,38	0,03	0,07	98,36
M1.6	Romanechita	33,66	0,35	0,12	0,14	0,13	0,03	<LD	50,56	12,55	0,35	0,27	0,03	0,08	98,25
M1.7	Romanechita	34,03	0,07	0,23	0,31	0,65	0,08	<LD	50,70	11,48	0,71	0,20	0,01	0,11	98,59
M1.1	Hollandita	35,37	0,05	0,34	1,53	0,07	0,01	<LD	55,10	5,74	0,12	0,16	<LD	0,02	98,49
M1.2	Hollandita	35,47	0,04	0,33	1,56	0,03	0,01	<LD	55,56	5,37	0,10	0,14	0,01	0,02	98,65
M1.3	Pirolusita	35,21	0,71	0,01	<LD	0,12	0,02	<LD	61,82	0,19	0,37	0,24	<LD	0,04	98,72
M1.1	Muscovita	46,44	22,94	0,06	8,73	<LD	2,12	<LD	0,87	0,24	3,30	13,52	0,33	0,02	98,56
M2.1	Romanechita	33,50	0,07	0,03	0,08	0,03	0,02	<LD	49,90	14,52	0,10	0,11	0,03	0,04	98,43
M2.2	Romanechita	35,10	0,09	0,03	0,27	0,04	0,07	<LD	50,43	12,03	0,20	0,21	0,03	0,13	98,62
M2.3	Romanechita	33,60	0,10	0,03	0,06	0,05	0,01	<LD	49,55	14,88	0,12	0,13	0,03	0,07	98,61
M2.4	Romanechita	34,50	0,07	0,04	0,12	0,03	0,01	<LD	50,17	13,95	0,12	0,15	0,02	0,05	99,24
M2.5	Romanechita	33,67	0,07	0,04	0,12	0,03	0,01	<LD	50,18	14,40	0,06	0,16	0,03	0,04	98,80
M2.6	Romanechita	33,42	0,07	0,03	0,22	0,02	0,01	<LD	51,55	13,09	0,18	0,23	0,03	0,02	98,88
M2.7	Romanechita	33,50	0,07	0,03	0,08	0,04	0,02	<LD	49,90	14,52	0,10	0,11	0,03	0,04	98,44
M2.8	Hollandita	34,91	0,05	0,20	1,69	<LD	0,01	<LD	54,99	6,85	0,13	0,19	<LD	0,01	99,04
M2.1	Hollandita	35,16	0,04	0,30	1,63	<LD	0,02	<LD	55,64	5,60	0,13	0,13	<LD	0,03	98,67
M2.2	Hollandita	35,13	0,47	0,34	1,77	<LD	0,05	<LD	54,14	6,27	0,20	0,39	0,02	0,04	98,82
M2.1	Pirolusita	36,19	0,47	0,01	<LD	0,01	0,01	<LD	60,21	0,69	0,95	0,29	<LD	0,02	98,85
M2.4	Pirolusita	36,12	0,71	0,01	<LD	0,01	0,02	<LD	60,76	0,19	0,37	0,24	<LD	0,04	98,47
M2.2	Muscovita	46,97	23,98	0,09	9,20	<LD	1,33	<LD	0,30	0,31	2,62	13,62	0,22	0,02	98,66
M2.1	Muscovita	46,97	23,98	0,09	9,20	<LD	1,33	<LD	0,30	0,31	2,62	13,62	0,22	0,02	98,66

Presente em parte dos perfis M1 e M2, as romanechitas apresentam valores entre 32,28 e 34,50% para O e entre 48,93 e 51,55% para Mn, além de quantidades de Ba entre 11,43 e 15,11%. Os valores obtidos para K, elemento que viabiliza a datação dos óxidos de Mn pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, oscilam entre 0,04 e 0,31%. Além dos elementos principais, foram identificados percentuais menores de Si, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Ti e Co, bem como valores não detectados de P e Cr.

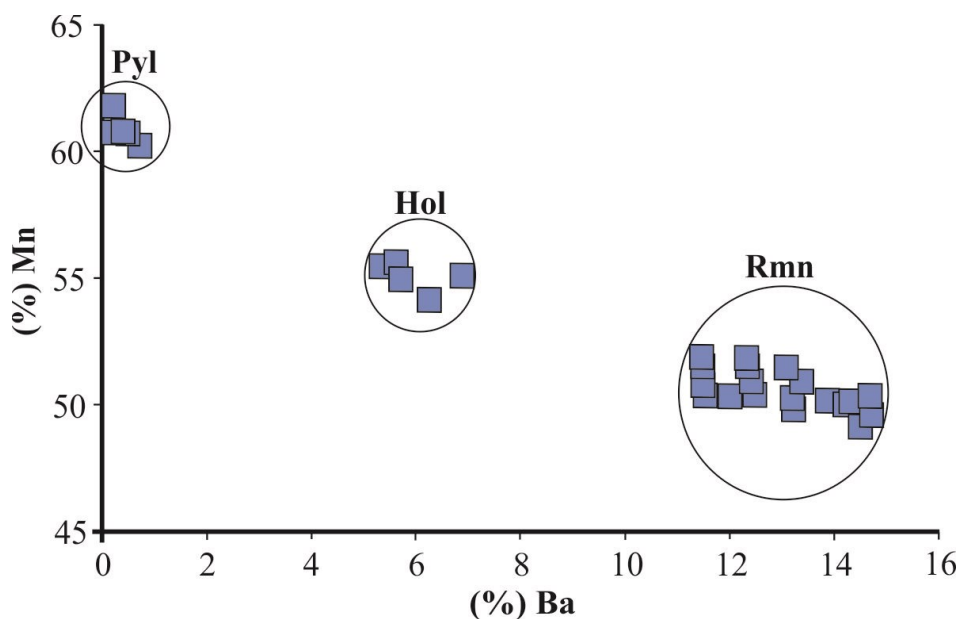
Presente apenas em parte das amostras coletadas no perfil M2, as hollanditas mostram valores de Mn entre 54,14 e 55,64%. Os valores variam entre 5,37 e 6,27% para Ba, entre 34,91

e 35,47% para O e entre 1,53 e 1,77% para K. Além disso, foram observadas percentuais menores de Si, Na, Ca, Mg, Fe, Al e Co, bem como valores não detectados de P e Cr. Em alguns fragmentos amostrados, os valores obtidos para Ca e Ti também ficam abaixo dos limites de detecção.

Identificada em amostras do perfil M2, as pirolusitas apresentam valores entre 35,21 e 36,19% para O e entre 60,21 e 61,82% para Mn. Além dos elementos principais, existem percentuais menores de Si, Na, Ca, Mg, Ba, Fe, Al e Co, além de valores não detectados de K, P e Ti. Presente em amostras do perfil M1, as muscovitas identificadas nas amostras da área de estudo apresentam quantidades de O entre 46,44 e 46,97%, de Si entre 22,94 e 23,98%, de Al entre 13,52 e 13,62% e de K entre 8,73 e 9,20%. Além dos elementos principais, as análises apontam menor presença de Na, Mg, Fe e Ti, e percentuais não detectados de Ca, P e Cr.

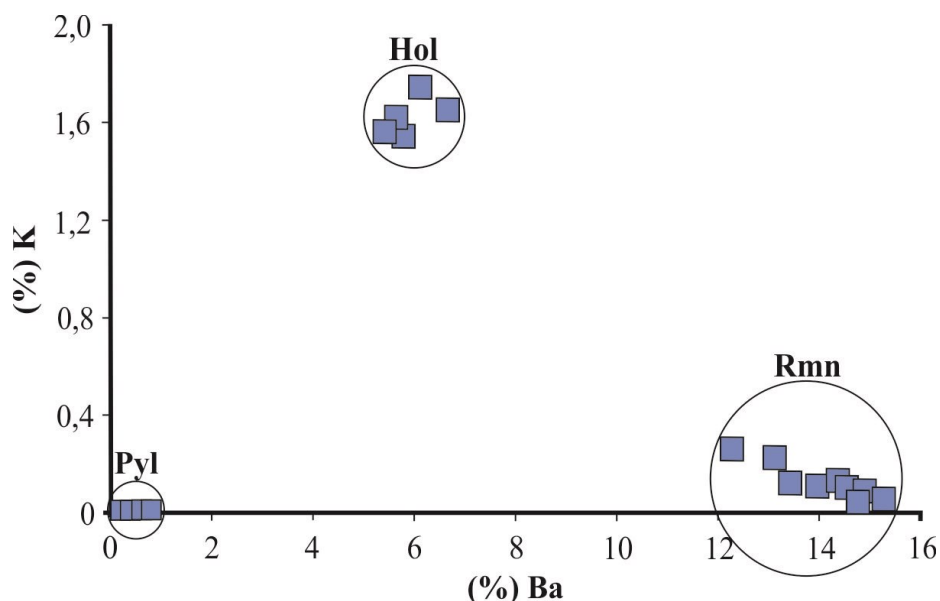
Considerando as características dos minerais acima descritos e a presença de K como fundamental para a aplicação do método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, se faz necessária a análise da relação entre os percentuais de Mn e Ba e entre K e Ba para os mesmos (Figuras 45 e 46).

Figura 45 – Percentuais de Mn e Ba presentes na composição dos óxidos de Mn



O Mn representa aproximadamente 50, 55 e 60% da composição das romanechitas, hollanditas e pirolusitas, respectivamente. O percentual de Ba revela-se inversamente proporcional ao de Mn, decrescendo das romanechitas para as hollanditas e destas para as pirolusitas.

Figura 46 – Percentuais de K e Ba presentes na composição dos óxidos de Mn



O percentual de Ba apresenta-se maior para as romanechitas em relação às hollanditas, com os percentuais de K seguindo a tendência contrária. Consideradas como óxidos de Mn puros, as pirolusitas mostram baixos percentuais de Ba e valores não detectados de K, condição que as colocam próximas aos eixos gráfico. Essa tendência também foi observada para os óxidos de Mn nos estudos de Vasconcelos e Conroy (2003), Vasconcelos (1999a, 1999b).

Para as hollanditas, o valor médio, em peso, foi de 1,64% para K, 55,09% para Mn e 5,97% para Ba. Para as romanechitas, a média foi de 0,17% para K, 50,32% para Mn e 13,31% para Ba. Para as pirolusitas, a média obtida foi de 60,93% para Mn e 0,36% para Ba, com os percentuais de K abaixo do limite de detecção dos métodos utilizados nas microanálises. Nesse contexto, os percentuais de Mn, bem como a presença de Ba, confirmam a caracterização estrutural das romanechitas realizada por Turner e Buseck (1979) e Post (1999). Os percentuais de Mn se apresentaram acima dos estabelecidos por Post e Burnham (1986) para as hollanditas. Contudo, a presença de Ba e K corroboram a caracterização estrutural realizada pelos referidos autores, confirmando a identificação das hollanditas amostradas na área de estudo. Por último, as pirolusitas apresentaram percentuais de Mn próximos aos estabelecidos por Post (1999). Com exceção de O e Mn, a quantidade dos demais elementos presentes nas amostras não ultrapassa 1%, o que caracteriza as pirolusitas como um óxido de Mn praticamente puro, com aproximadamente 60% de Mn em sua composição.

Dentre os minerais identificados, a muscovita foi o único não pertencente à classe dos óxidos de Mn. A muscovita ($K_2Al_4Si_6Al_2O_{20}(OH)_4$) apresenta estrutura tetraedro-octaedro-tetraedro. A substituição do cátion Si^{4+} pelo Al^{3+} nos tetraedros leva ao surgimento de uma carga negativa fixa e a compensação desta pelo cátion K^+ , mantendo os tetraedros unidos (Hawthorne e

Černý, 1982). A descrição dos referidos autores se assemelha as características das muscovitas identificadas nas amostras, indicando assertividade na caracterização mineralógica.

6.2.2 Caracterização dos óxidos de Fe

A Tabela 5 mostra a composição, em peso (%), dos óxidos de Fe extraídos dos fragmentos de lateritas coletados na área de estudo. Na tabela, a sigla LD significa Limite de Detecção.

Tabela 5 – Amostra de origem, composição e identificação dos minerais selecionados

Ponto	Mineral	O	Si	Na	K	Ca	Mg	P	Mn	Ba	Fe	Al	Ti	Cr	Co	Total (%)
G1	Goethita	42,35	1,59	0,04	0,16	<LD	0,03	0,21	0,01	<LD	41,86	11,37	0,14	0,04	0,08	97,88
G1	Goethita	40,41	0,43	<LD	0,02	0,02	0,02	0,25	0,02	<LD	46,84	10,27	0,04	0,04	0,07	98,43
G1	Goethita	41,31	0,33	<LD	0,01	0,01	0,01	0,26	0,02	<LD	45,84	10,65	0,04	0,04	0,07	98,60
G2	Goethita	31,49	1,39	0,06	0,02	0,01	0,01	0,07	0,03	0,03	60,37	3,44	0,01	0,04	0,09	97,06
G2	Goethita	32,03	2,00	<LD	0,14	0,02	0,01	0,09	0,02	<LD	59,83	3,99	<LD	0,05	0,08	98,26
G2	Goethita	30,63	0,85	0,04	<LD	<LD	<LD	0,09	0,06	<LD	61,60	3,60	0,05	0,19	0,08	97,19
G2	Goethita	32,37	1,21	0,05	0,01	0,01	0,01	0,07	0,03	0,04	61,37	3,24	0,01	0,04	0,09	98,55
G2	Goethita	31,03	1,78	<LD	0,24	0,02	0,01	0,09	0,02	<LD	60,83	3,59	<LD	0,05	0,08	97,74
G2	Goethita	31,63	1,85	0,04	<LD	<LD	<LD	0,10	0,06	<LD	60,60	3,60	0,05	0,29	0,10	98,32
G3	Goethita	40,92	1,28	<LD	0,03	0,01	0,02	0,14	<LD	0,03	43,98	10,55	0,20	0,04	0,05	97,25
G3	Goethita	41,11	1,58	<LD	0,03	<LD	0,01	0,15	<LD	<LD	43,81	10,80	0,54	0,06	0,08	98,17
G3	Goethita	41,16	1,29	0,12	0,02	0,01	<LD	0,17	<LD	<LD	43,95	10,38	0,17	0,04	0,05	97,36
G3	Goethita	41,44	1,78	<LD	0,05	<LD	0,01	0,35	<LD	<LD	43,91	10,13	0,54	0,06	0,14	98,41
G3	Goethita	41,80	1,59	0,14	<LD	0,02	0,01	0,19	<LD	<LD	43,65	10,38	0,20	0,06	0,09	98,16
G4	Goethita	37,20	0,57	<LD	<LD	<LD	<LD	0,02	0,88	<LD	56,95	0,70	<LD	0,64	0,09	97,06
G4	Goethita	36,87	0,77	<LD	<LD	0,01	0,08	0,05	0,89	<LD	57,76	0,88	<LD	0,47	0,25	98,02
G4	Goethita	39,45	0,77	0,08	<LD	0,01	0,10	0,02	1,15	0,06	55,96	1,12	<LD	0,45	0,09	99,26
G4	Goethita	37,63	0,65	0,07	<LD	0,02	0,08	0,02	0,95	0,06	56,08	0,93	0,01	0,54	0,11	97,16
G5	Goethita	35,17	1,78	<LD	<LD	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	55,20	4,99	0,01	0,02	0,08	97,36
G5	Goethita	38,10	1,52	<LD	0,20	<LD	0,03	0,02	0,01	0,00	51,69	5,48	0,05	0,04	0,06	97,18

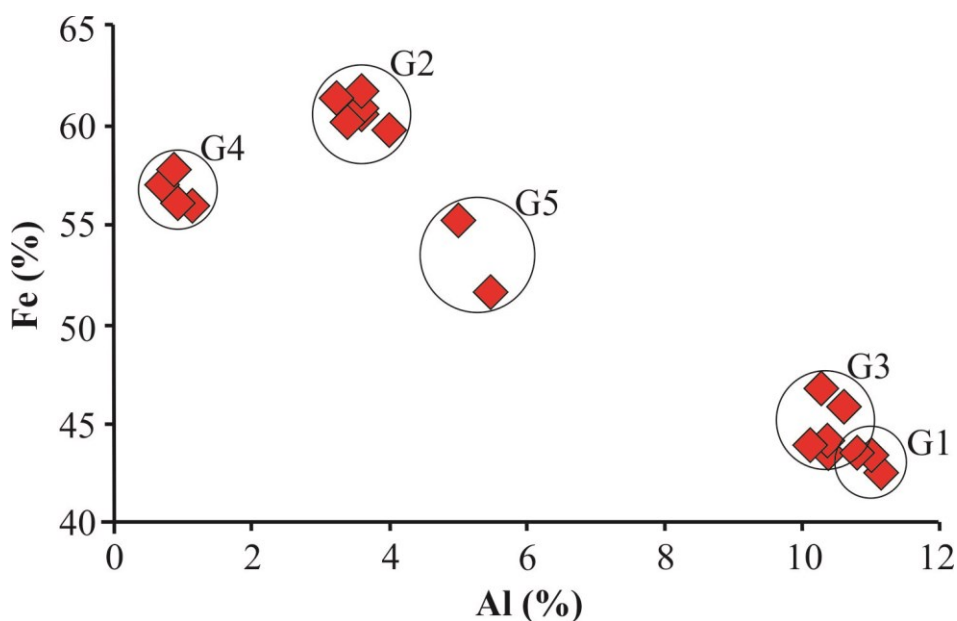
Em aspectos gerais, os fragmentos apresentam valores entre 28,83 e 42,35% para O e entre 43,81 e 67,35% para Fe. Assim, as amostras podem ser classificadas como goethitas. A goethita (FeOOH) apresenta uma estrutura caracterizada por cadeias duplas de octaedros ($\text{FeO}_3(\text{OH})_3$) com as arestas compartilhadas por pontes de hidrogênio (SCHULZE e SCHWERTMANN, 1984; CORNELL e SCHWERTMANN, 2003).

Além de Fe e O, nota-se a presença de Al e Si em todas as amostras. O Si apresenta quantidades que variam entre 0,43 e 1,78%, com os maiores percentuais para as amostras G3 e

G5. O Al mostra valores entre 0,70% e 11,37%. Nas amostras G1 e G3, o Al representa entre 10,27 e 11,37% da composição das goethitas. A ocorrência diminui nas amostras G2 e G5, com valores entre 3,44 e 5,48%. Os menores percentuais do referido elemento ocorre nas amostras G4, variando entre 0,70 e 1,12%. Como tendência, observa-se que os percentuais de Fe e Al são inversamente proporcionais.

Para a maioria das amostras, o Fe representa mais de 50% da composição do mineral. As maiores ocorrências de Al, superiores a 10%, coincidem com os menores valores de Fe, inferiores a 50% (Figura 47).

Figura 47 – Relação entre os percentuais de Al e Fe para as goethitas identificadas.



Em aspectos gerais, o percentual de Fe diminui na medida em que o percentual de Al aumenta. Essa tendência indica a substituição isomórfica do cátion Fe^{3+} pelo Al^{3+} nas unidades estruturais da goethita (SCHULZE e SCHWERTMANN, 1984; SCHWERTMANN e TAYLOR, 1989). Nas goethitas formadas em clima tropical, a substituição pode ocorrer em até 33% do Fe e funciona como um indicador do ambiente pedogenético de uma região (SCHWERTMANN e CARLSON, 1994; CORNELL e SCHWERTMANN, 2003).

A referida substituição isomórfica foi verificada também nas goethitas amostradas no Quadrilátero Ferrífero/MG, na Serra dos Carajás/MA (MONTEIRO et al., 2014; MONTEIRO et al., 2018) e no Segundo Planalto do Paraná (RIFFEL et al., 2015; RIFFEL et al., 2016). Por fim, salienta-se que os resultados das microanálises se coadunam com os dados obtidos por Schwertmann e Kämpf (1985) para as goethitas encontradas na região central do Brasil, corroborando a caracterização dos minerais amostrados na área de estudo.

6.3 Caracterização por DFX

6.3.1 Caracterização dos óxidos de Mn

Por meio da difração de raios X, ou DFX, foi possível identificar os óxidos de Mn existentes nas amostras. A exemplo das análises por MEV-EDS e MSE-WDS, foram selecionados apenas os difratogramas representativos (Figuras 48 e 49) para os minerais identificados nos pontos M1 e M2.

Figura 48 – Difratograma dos óxidos de Mn existentes na amostra M1.1

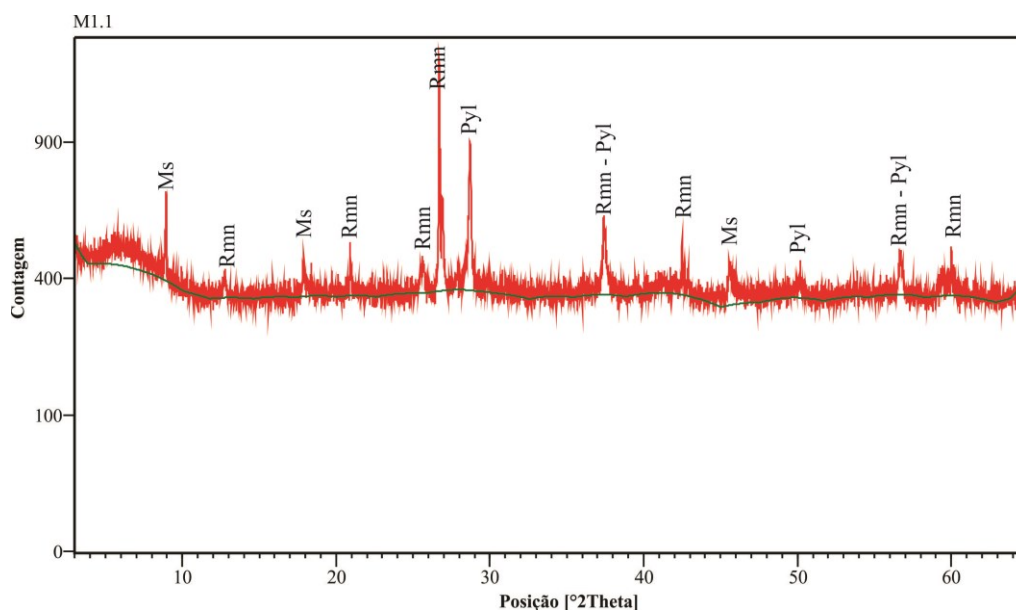
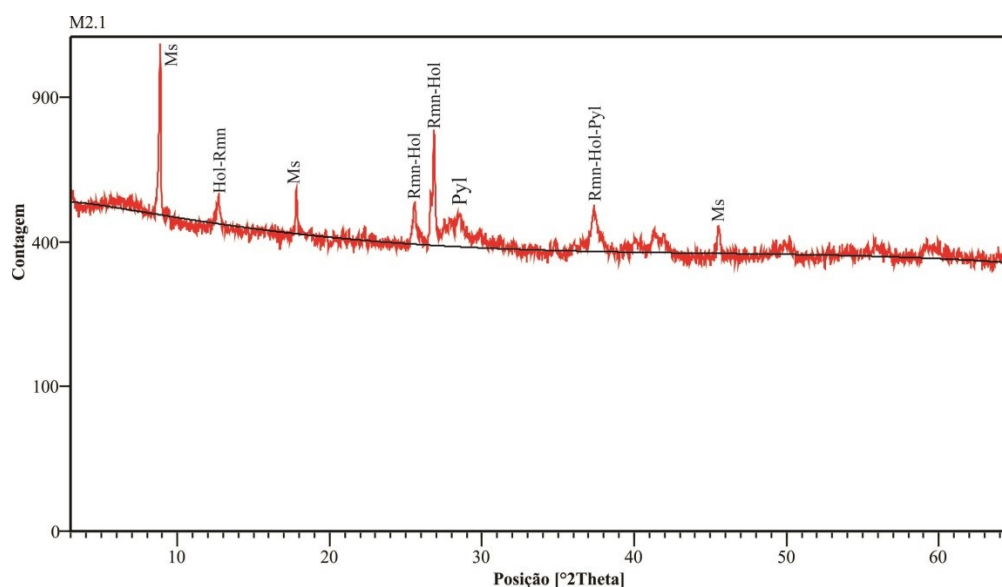


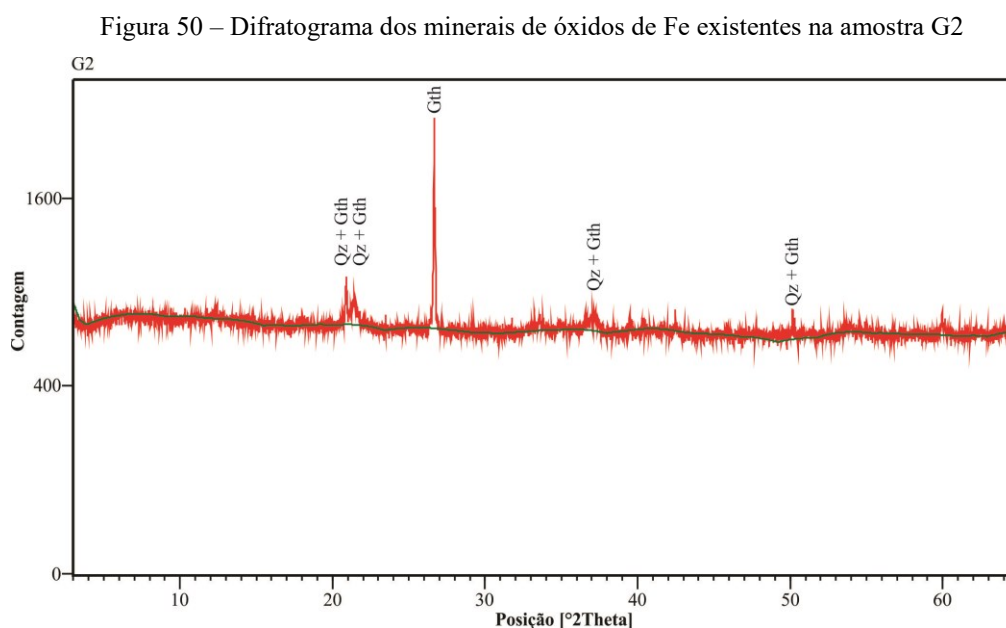
Figura 49 – Difratograma dos óxidos de Mn existentes na amostra M2.1



Os resultados de DFX seguem os dados obtidos por MEV-EDS e MSE-WDS, indicando a presença de hollandita, romanechita, pirolusita e muscovita nas amostras coletadas na área de estudo. A presença da muscovita pode estar associada à existência de rochas metamórficas dos Grupos Araxá e Paranoá, as quais são mais antigas em relação aos minerais supergênicos de interesse. Assim, a muscovita pode ser herdada dessas rochas e, na condição de mineral rico em K, deturpar os resultados da datação dos óxidos de Mn pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Essa possibilidade é discutida nos estudos desenvolvidos por Vasconcelos et al. (1992) e Dammer et al. (1996), Dammer et al. (1999) Vasconcelos (1999a, 1999b) e Riffel et al. (2015).

6.3.2 Caracterização dos óxidos de Fe

Considerando a presença de goethitas em todos os pontos de amostragem, foi selecionado apenas o difratograma correspondente às amostras coletadas no ponto G2 (Figura 50).



Corroborando os dados obtidos por MEV-EDS e MSE-WDS, o difratograma indica a presença de goethita. A ocorrência do quartzo junto às goethitas pode reduzir a cristalinidade das mesmas. Nesse contexto, cabe salientar que as amostras com menor cristalinidade podem mudar de fase em temperaturas mais baixas. Considerando a aplicação do método (U-Th)/He, as goethitas com essas características estão propensas à perda de retentividade do ^4He , como mostram as análises realizadas por Schulze e Schwertmann (1984) e Heim et al. (2006) para o mesmo mineral.

6.4 Geocronologia das hollanditas

Em relação à caracterização mineralógica das amostras coletadas na área de estudo, a maioria minerais foram identificados como romanechita, óxidos de Mn ricos em Ba. Contudo, os fragmentos analisados mostraram uma mistura de óxidos de Mn, intercalando romanechitas com hollanditas e pirolusitas. Dos óxidos de Mn citados, a romanechita e a pirolusita possuem estruturas praticamente desprovidas de K. O percentual de K, comparativamente baixo ou ausente, denota concentrações diminutas de ^{40}Ar radiogênico e ^{39}Ar nucleogênico, como mostram os estudos realizados por Vasconcelos et al. (1994) e Vasconcelos (1999a, 1999b). Assim, as características mineralógicas das romanechitas e pirolusitas inviabilizam a obtenção de dados geocronológicos consistentes através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Dos minerais mencionados, apenas a hollandita, com quantidades de K entre 1,53 e 1,77%, pôde ser submetida ao método geocronológico proposto. O percentual de K das hollanditas, elevado em relação aos demais óxidos de Mn identificados, indica maior retentividade de Ar. Assim, os referidos minerais são os que melhor se adequam ao método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, conforme atestam as pesquisas de Vasconcelos (1999a, 1999b). Assim, as amostras que melhor representam os dados geocronológicos obtidos para os óxidos de Mn foram as hollanditas dos pontos Mn 1.1 e Mn 2.1. Assim, a idades aparentes e integradas das referidas amostras estão expostas abaixo (Figuras 51 e 52).

Figura 51 – Idade aparente e integrada das hollanditas da amostra Mn 1.1

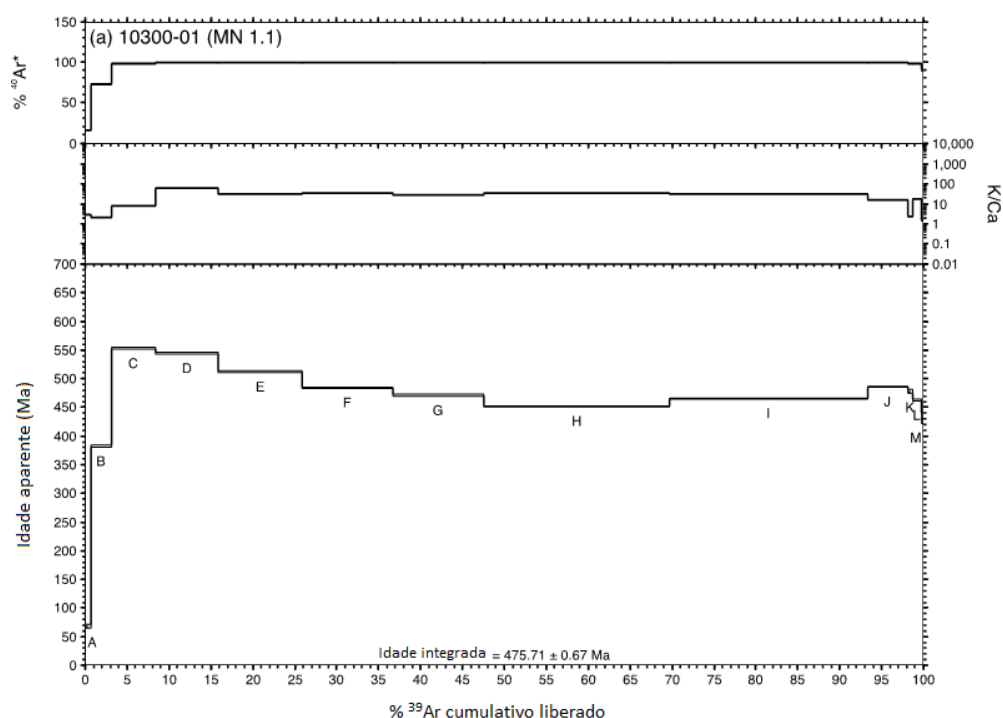
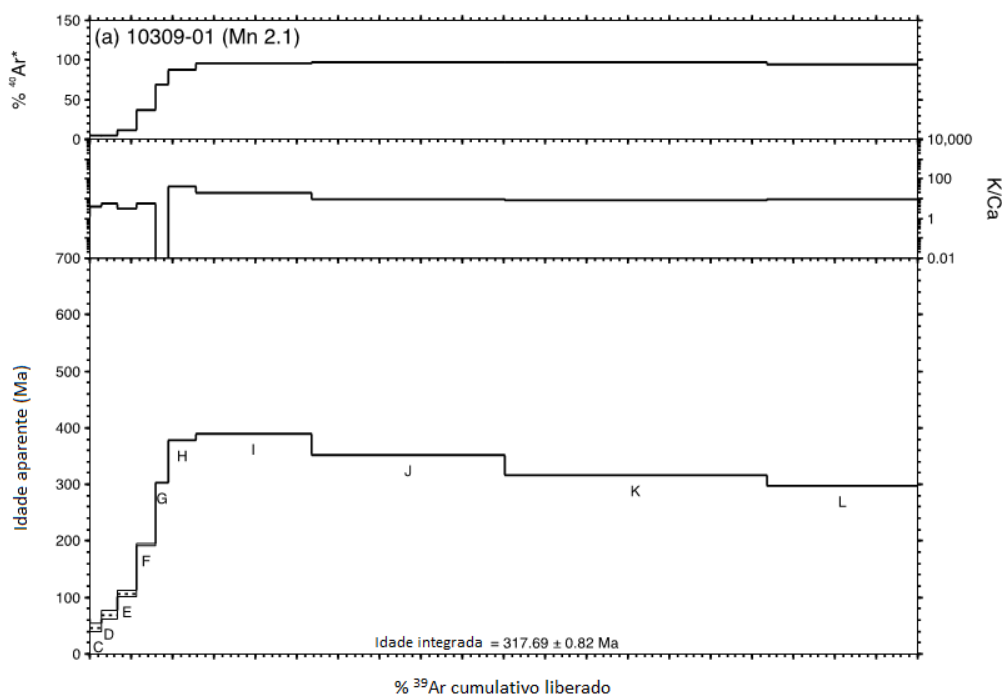


Figura 52 – Idade aparente e integrada das hollanditas da amostra Mn 2.1



As idades incrementais apresentam uma sequência de *steps* com quantidades de ^{39}Ar liberadas superiores a 50%. Nesse sentido, o nível de confiança dos resultados chega a 95%, incluindo os erros na correção da irradiação adimensional. Contudo, Fleck (1977) salienta que tal nível de confiança não contempla a imprecisão relativa às constantes de decaimento de K.

Em geral, as amostras de hollanditas apresentam platôs não uniformes. De acordo com Fleck (1977), a disposição desses platôs indica que os referidos minerais possuem frações radiogênicas e nucleogênicas de gás alojadas em um espaço cristalográfico amplo, indicando a possível presença de contaminantes.

A idade integrada resulta da combinação da sequência de *steps* supracitada durante o aquecimento incremental, como mostra Fleck (1977). No caso das hollanditas das amostras M1.1 e M2.1, as idades integradas foram de $475,71 \pm 0,67$ e $317,69 \pm 0,82$ Ma, respectivamente. Dessa forma, a precipitação das hollanditas data entre o início do Devoniano e o final do Carbonífero.

As idades integradas podem ser explicadas pela caracterização mineralógica dos óxidos de Mn, a qual indicou a existência de muscovitas em todas as amostras que contém hollanditas. A presença de minerais mais antigos herdados das rochas subjacentes pode influenciar nos dados geocronológicos dos minerais supergênicos, como mostram os estudos de Vasconcelos et al. (2013), Monteiro et al. (2014) e Monteiro et al. (2018). No contexto regional, a ocorrência de silicatos ricos em K, como a muscovita, está associada às rochas dos grupos Araxá e Paranoá, as quais são mais antigas do que os minerais supergênicos de interesse. Assim, a presença de K herdado das referidas rochas constitui um fator que possivelmente deturpou os dados

geocronológicos das hollanditas. Nesse sentido, os trabalhos de Vasconcelos et al. (1992) e Dammer et al. (1996), Dammer et al. (1999) Vasconcelos (1999a, 1999b) e Riffel et al. (2015) corroboram tal possibilidade.

6.5 Geocronologia das goethitas

Em primeiro momento, cabe citar que os resultados do método (U-Th)/He podem apresentar distorções diante da existência de minerais que, além do mineral de interesse, gerem He (FARLEY, 2002). No caso das goethitas amostradas na área de estudo, a substituição isomórfica do Fe pelo Al, como mostrou a caracterização mineralógica, não limitou a eficiência do método e a obtenção de dados geocronológicos consistentes (Tabela 6).

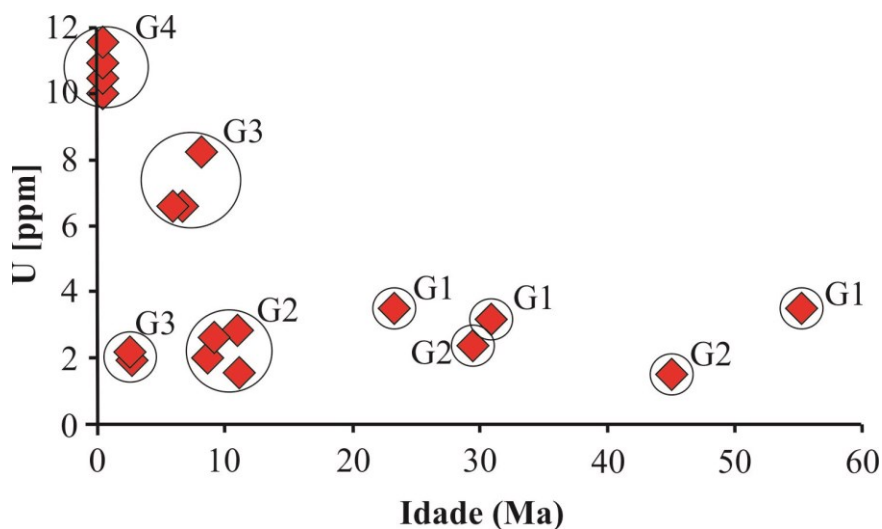
Tabela 6 – Dados geocronológicos obtidos através método (U-Th)/He

Amostra	U [ppm]	std	Th [ppm]	std	He [mol/g]	std	eU [ppm]	std	He [mol/g]	Idade (Ma)	±
G1	3,51	0,06	20,31	0,33	0,00000000096	0,00000000023	8,30	0,10	0,96	23,32	2,33
G1	2,39	0,02	14,96	0,18	0,00000000086	0,00000000065	5,92	0,05	0,86	29,48	2,95
G1	3,50	0,05	17,71	0,24	0,00000000210	0,00000000044	7,67	0,08	2,10	55,34	5,53
G2	2,63	0,05	22,38	0,36	0,00000000036	0,00000000021	7,89	0,10	0,36	9,27	0,93
G2	2,84	0,03	21,27	0,23	0,00000000043	0,00000000038	7,85	0,06	0,43	11	1,1
G2	2,01	0,04	22,29	0,29	0,00000000031	0,00000000033	7,26	0,08	0,31	8,75	0,88
G2	3,17	0,06	24,15	0,32	0,00000000136	0,00000000089	8,85	0,09	1,36	30,95	3,09
G2	1,50	0,02	21,81	0,24	0,00000000148	0,00000000079	6,63	0,06	1,48	45,12	4,51
G2	1,39	0,02	31,66	0,48	0,00000000049	0,00000000031	8,84	0,12	0,49	11,27	1,13
G3	6,60	0,10	60,73	0,81	0,00000000065	0,00000000037	20,98	0,21	0,65	6,24	0,62
G3	6,64	0,12	55,77	0,96	0,00000000065	0,00000000021	19,84	0,25	0,65	6,68	0,67
G3	2,08	0,03	71,18	1,13	0,00000000024	0,00000000015	18,83	0,27	0,24	2,61	0,26
G3	1,90	0,03	60,41	0,78	0,00000000021	0,00000000017	16,11	0,18	0,21	2,68	0,27
G3	8,47	0,15	52,45	0,91	0,00000000084	0,00000000021	20,91	0,26	0,84	8,12	0,81
G4	10,02	0,17	12,07	0,20	0,00000000002	0,00000000003	12,86	0,18	0,02	0,24	0,02
G4	10,89	0,18	10,39	0,17	0,00000000001	0,00000000002	13,34	0,19	0,01	0,14	0,01
G4	10,50	0,15	7,49	0,11	0,00000000001	0,00000000002	12,26	0,15	0,01	0,10	0,01
G4	11,59	0,17	7,93	0,11	0,00000000001	0,00000000002	13,46	0,17	0,01	0,12	0,01

Em geral, as idades variaram entre $0,13 \pm 0,01$ e $55,34 \pm 5,5$ Ma, com as concentrações oscilando entre 1,39 e 11,59 [ppm] para U, entre 7,49 e 71,18 [ppm] para Th e entre $0,9 \cdot 10^{-12}$ e $1,4 \cdot 10^{-9}$ [mol/g] para He.

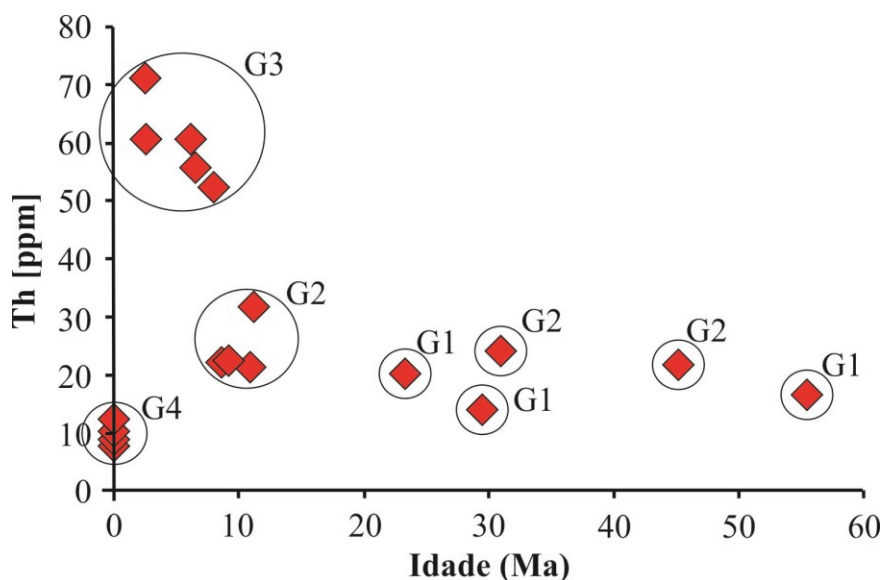
Para elucidar o contexto de formação dos minerais selecionados, foram estabelecidas as relações entre as concentrações de núclídeos e as idades das amostras. Em primeiro momento, foi obtida a relação entre a concentração de U [ppm] e a idade (Ma) de cada amostra (Figura 53).

Figura 53 – Correlação entre a concentração de U [ppm] e a idade (Ma) das amostras



Para as goethitas dos pontos G1 e G2, bem como para parte das goethitas do ponto G3, as concentrações de U oscilam entre 1,5 e 4 [ppm], com comportamento independente da idade. Com idades inferiores às demais amostras, parte das goethitas do ponto G3 apresentam concentrações de U superiores a 6 [ppm], além de maior concentração de Th (Figura 54).

Figura 54 – Correlação entre a concentração de Th [ppm] e a idade (Ma) de cada amostra



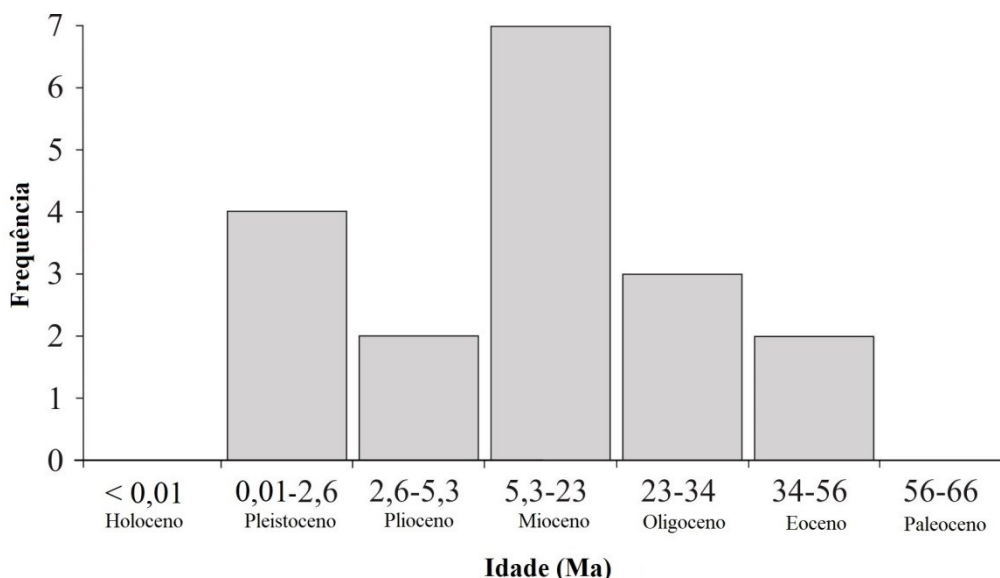
As concentrações de Th variam entre 10 e 30 [ppm] para as goethitas dos pontos G1 e G2, de forma independente da idade. As maiores concentrações de Th das amostras G3 podem ser explicadas por episódios de dissolução e reprecipitação das goethitas. A lixiviação dos componentes de maior solubilidade e o acúmulo de Th no sistema tem como consequência a

formação de goethitas enriquecidas em Th. Tal característica é inerente a minerais formados por cimentação (MONTEIRO et al., 2014; RIFFEL et al., 2016), como é o caso das amostras G3. Considerando a caracterização mineralógica e os dados geocronológicos, torna-se coerente a existência goethitas com diferentes idades em um mesmo ponto de amostragem. Essa tendência é corroborada pelos estudos realizados por Heim et al. (2006), Monteiro et al. (2014), Riffel et al. (2015), Riffel et al. (2016) e Monteiro et al. (2018).

A composição das goethitas é influenciada pela composição mineralógica dos grupos Paranoá e Araxá, ambos subjacentes às lateritas existentes na área de estudo. Assim, o retrabalhamento de quartzitos e metapelitos (HAESBAERT e COSTA, 2000) oriundos dos referidos grupos pode estar relacionado aos percentuais de Si, Al, Ti e outros elementos presentes na composição das goethitas extraídas das lateritas amostradas na área de estudo.

As idades das amostras foram divididas em classes e sintetizadas em um histograma. A frequência das idades foi estabelecida de acordo com as Épocas do Cenozoico (Figura 55).

Figura 55 – Frequência das idades dos minerais de acordo com cada Época do Cenozoico



As goethitas extraídas das amostras G2 e G1 apresentam as idades mais antigas, com $45 \pm 4,5$ e $55 \pm 5,5$ Ma, respectivamente. O mesmo critério foi adotado para as demais amostras coletadas no ponto G1, cujos minerais apresentam as idades $29 \pm 2,9$ e $23 \pm 2,3$ Ma. Parte das amostras G2 foram extraídas da matriz terrosa dos fragmentos de lateritas e mostram as idades de $11 \pm 1,1$, $11 \pm 1,1$, $9 \pm 0,9$ e $8,7 \pm 0,8$ Ma. Nas amostras G3, as goethitas foram extraídas da matriz terrosa do fragmento de laterita, com idades de $8,1 \pm 0,8$, $6,7 \pm 0,7$, $6,2 \pm 0,6$ e $2,6 \pm 0,2$ Ma.

As goethitas das amostras G4 apresentaram idades entre $0,24 \pm 0,02$ e $0,10 \pm 0,01$ Ma. O método utilizado para a datação das amostras pressupõe o equilíbrio entre os elementos radiogênicos provenientes de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , o qual começa a ocorrer após 0,35 Ma e se

mantém ao longo do tempo. Os valores inferiores a 0,35 Ma sugerem desequilíbrio entre os referidos elementos e imprecisão sobre a idade dos minerais (LIPPOLT et al., 1995; FARLEY, 2002). Assim, as idades das amostras G4 foram consideradas inferiores a 1 Ma, seguindo o mesmo critério adotado no estudo de Monteiro et al. (2014).

Em linhas gerais, os resultados mostraram idades mais velhas para as goethitas extraídas da crosta e mais novas para as retiradas da matriz das lateritas amostradas. Quando extraídos da mesma parte da estrutura da laterita, os minerais apresentaram idades próximas. A equivalência das idades indica a reprodutibilidade dos resultados, conforme mostram os estudos de Monteiro et al. (2014) e Monteiro et al. (2018).

Os dados geocronológicos indicam que a precipitação das goethitas presentes nas lateritas do topo da Serra de Caldas teve início na transição entre o Paleoceno e o Eoceno, em $55 \pm 5,5$ Ma. Os dados geocronológicos indicam a continuidade da precipitação de goethitas no decorrer do Eoceno, especificamente em $45 \pm 4,5$ Ma. A formação de goethitas ocorreu também em $29 \pm 2,9$ e $23 \pm 2,3$ Ma, entre o final do Oligoceno e o início do Mioceno. A frequência de idades inferiores a 10 Ma denota episódios de reprecipitação ou metassomatismo do Fe das goethitas mais antigas, como ocorreu no estudo desenvolvido por Monteiro et al. (2014). Essas reações deram origem a gerações mais novas de goethitas, as quais precipitaram em intervalos irregulares no decorrer do Plioceno e do Pleistoceno.

Em relação às condições climáticas associadas à precipitação de minerais supergênicos, os resultados corroboram os dados geocronológicos obtidos para outras regiões tropicais, no Brasil e no mundo. A idade mais antiga obtida para a área de estudo coincide com dados existentes para a África (HENÓCQUE et al., 1998) e para a Austrália (DAMMER et al., 1996; DAMMER et al., 1999). No Brasil, os estudos de Vasconcelos et al. (1994), Vasconcelos et al. (1999b), Spier et al. (2006), Monteiro et al. (2014) e Monteiro et al. (2018) confirmam episódios de intemperismo químico intenso entre a metade e o final do Eoceno.

Os episódios de intemperismo químico acentuado no decorrer do Oligoceno e do Mioceno coincidem com os dados obtidos por Dammer et al. (1996) e Dammer et al. (1999) na Austrália e por Henóque et al. (1998) na África. No Brasil, os referidos episódios são registrados também para a região norte (VASCONCELOS et al. 1994a; VASCONCELOS et al., 1999b e MONTEIRO et al., 2018). Especificamente entre a metade e o final do Mioceno, episódios de intemperismo químico intenso também são registrados para a região sudeste (CARMO e VASCONCELOS, 2006) e sul (RIFFEL et al., 2015). A exemplo da área de estudo, os episódios de intemperismo químico acentuado durante o Pleistoceno também foram registrados na região norte (VASCONCELOS et al., 1994a e VASCONCELOS et al., 1999b) e na região sul do Brasil (RIFFEL et al., 2015 e RIFFEL et al., 2016).

Os episódios de intemperismo químico pronunciado, indicados pelos dados geocronológicos do presente estudo e dos estudos supracitados, coincidem com os aumentos da temperatura global registrados no final do Paleoceno e no decorrer do Eoceno, associados ao Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno (THOMAS e SHACKLETON, 1996; ZACHOS et al., 2001) e ao Ótimo Climático do Eoceno (NORRIS et al., 1999; ROHL et al., 2003; ZACHOS et al., 2008). Além disso, foram registradas épocas mais quentes também no final do Oligoceno e na metade do Mioceno, como mostram os trabalhos de Pagani et al. (1999) e Zachos et al. (2001). Além dos referidos trabalhos, a alternância entre épocas mais quentes e mais frias nos últimos 65 Ma também foi abordada nos estudos realizados por Shellito et al. (2003), Lourens et al. (2005) e Pagani et al. (2006), por meio da análise isotópica da concentração de ^{18}O e ^{13}C realizadas em foraminíferos bentônicos, e por Norris e Röhl (1999) e Röhl et al. (2000), através da concentração relativa de ^{13}C em sedimentos marinhos do Atlântico Norte.

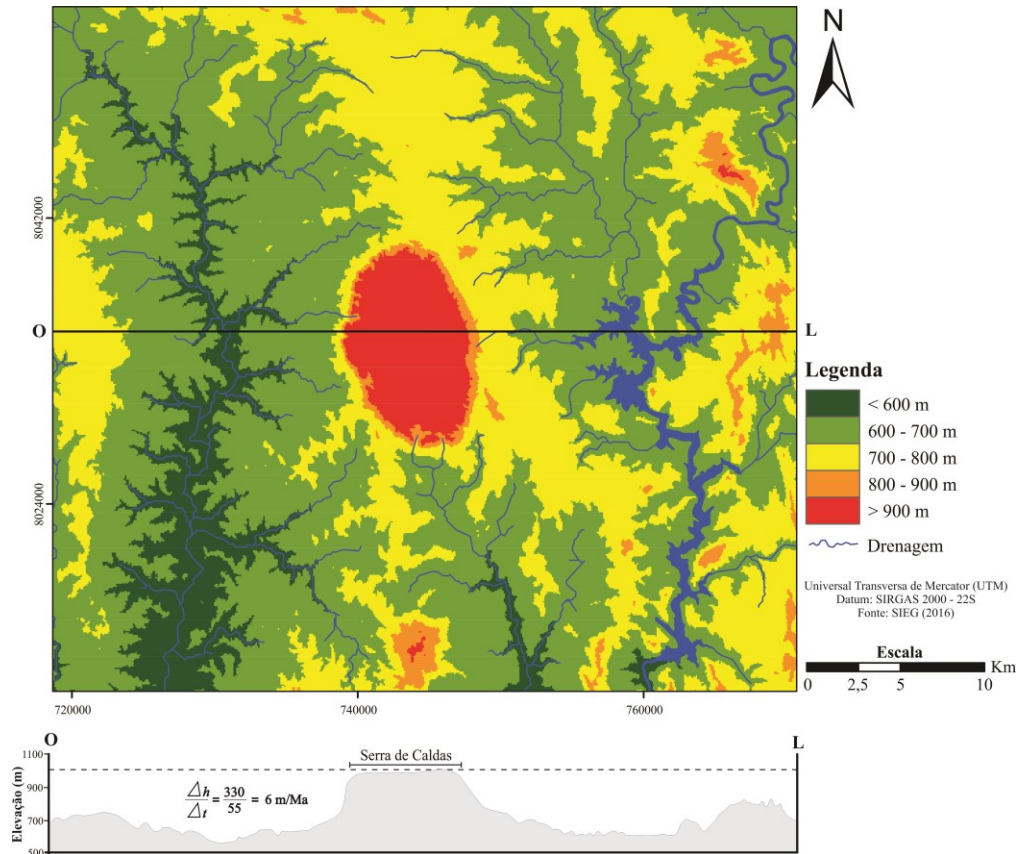
Diante do exposto, entende-se que a evolução dos perfis de intemperismo, e consequentemente a precipitação de minerais supergênicos, ocorre em resposta as mudanças climáticas globais, conforme proposto por Vasconcelos et al. (1994) e confirmado em outros estudos realizados no Brasil (VASCONCELOS et al., 1999b; CARMO e VASCONCELOS, 2006; SPIER et al. 2006; MONTEIRO et al. 2014; RIFFEL et al., 2015; RIFFEL et al., 2016; MONTEIRO et al. 2018), bem como em outras partes do mundo (DAMMER et al. 1996; HENÓCQUE et al. 1998; DAMMER et al. 1999).

A partir das idades de minerais supergênicos coletados em cotas altimétricas conhecidas, foi possível obter as taxas de denudação de longo prazo para a área de estudo. Nesse contexto, também foi possível estabelecer a evolução do relevo da região de Caldas Novas – Rio Quente/GO durante o Cenozoico, como mostra o próximo tópico.

6.6 A evolução do relevo da área de estudo durante o Cenozoico

No quadrante sudeste do estado de Goiás, a Serra de Caldas pode ser interpretada um relevo residual da SGRIIA, nomenclatura regional correspondente a Superfície Sul-Americana. A partir dos dados geocronológicos obtidos para as goethitas coletadas no topo da Serra de Caldas, foi possível estabelecer a taxa de denudação de longo prazo para a região de Caldas Novas – Rio Quente/GO (Figura 56).

Figura 56 – Taxa de denudação de longo prazo para a área de estudo



Considerando o recorte espacial da área de estudo e a cota de 1000 metros para o topo da Serra de Caldas, obteve-se 8300 km³ de material removido em uma área de 25000 km². Com os valores de volume e área, a espessura denudada do relevo foi estimada em 330 metros. Com a idade máxima estabelecida em 55±5,5 Ma, a taxa de denudação calculada foi de 6 m/Ma.

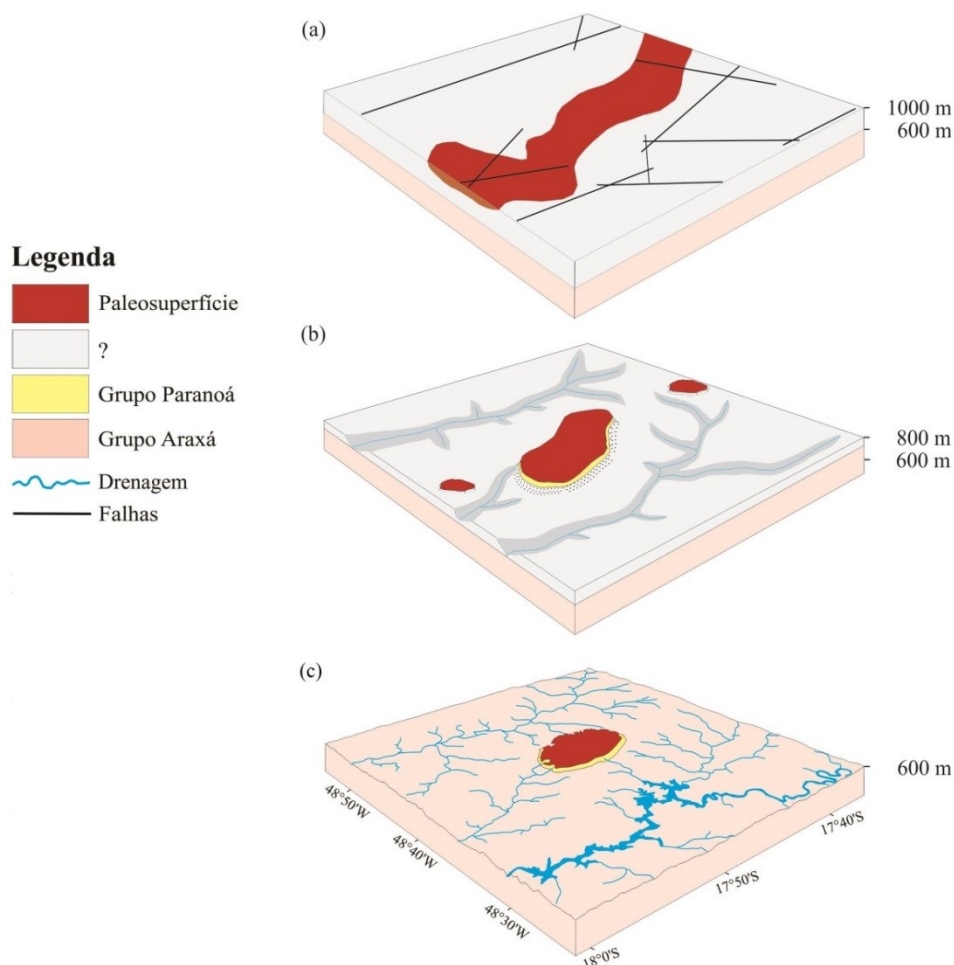
Por meio da aplicação dos métodos ⁴⁰Ar/³⁹Ar e (U-Th)/He para a obtenção de taxas de denudação de longo prazo, Riffel et al. (2015) obtiveram a taxa de 8,7 m/Ma para o Segundo Planalto do Paraná, sul do Brasil. Vasconcelos e Carmo (2018) calcularam a taxa de 9,3 m/Ma para o Planalto Atlântico, região sudeste. Com base em dados geocronológicos obtidos por meio de ¹⁰Be cosmogênico, Cherem et al. (2012) obtiveram taxas entre 8,8 e 15,7 m/Ma para a mesma região. Embora sejam menores, as taxas de denudação de longo prazo obtidas para a área de estudo são próximas aos resultados dos trabalhos citados. Contudo as taxas de denudação tenham variado em resposta as mudanças climáticas ocorridas durante o Cenozoico, o conjunto de resultados mostra baixa amplitude dessas taxas entre as regiões centro-oeste, sudeste e sul do Brasil. Tais resultados indicam que as condições climáticas e estruturais que guiam os processos denudacionais se mantiveram relativamente estáveis nessas regiões desde a Reativação Sul-Atlântiana e, consequentemente, no decorrer do Cenozoico.

Com o período estabilidade tectônica após a reativação Sul-Atlântiana e o clima quente e seco preponderante durante parte do Mesozoico, o aplainamento da Superfície Sul-Americana, pela combinação entre intemperismo físico e a retirada do material fragmentado pelas precipitações torrenciais episódicas, tipifica um processo de pediplanação, como afirmado por King (1956).

Com as idades mais antigas estabelecidas para a Superfície Sul-Americana na área de estudo, foram consideradas apenas as condições climáticas preponderantes durante o Cenozoico, sobretudo a partir da metade do Eoceno. No referido recorte temporal prevalece a estabilidade tectônica e o clima quente e úmido, circunstâncias que indicam a evolução do relevo pelo processo de etchplanação, como mostra o modelo evolutivo proposto por Büdel (1957, 1963, 1982).

Considerando um recorte temporal para além do Cenozoico, os relevos residuais da Superfície Sul-Americana no sudeste de Goiás podem ser considerados como poligenéticos. A partir dessa premissa, torna-se válida a tentativa de se estabelecer um cenário da evolução do relevo da área de estudo (Figura 57).

Figura 57 – Possível evolução do relevo da região de Caldas Novas-Rio Quente/GO



A evolução da área de estudo tem início com o aplainamento do relevo nas atuais cotas de 1000 m (Figura 57a). O referido aplainamento possivelmente ocorreu por processos denudacionais atuantes em condições climáticas quentes e secas anteriores ao Cenozoico, como indica King (1956) para a Superfície Sul-Americana.

O início da formação das lateritas na área de estudo pode ter ocorrido pela concentração dos óxidos de Fe através do modelo de acumulação relativa, como mostra o trabalho de Aleva (1994). No referido modelo, a precipitação das goethitas na área de estudo pode ser explicada pelo mecanismo de oscilação freática (Figura 57b), o qual se caracteriza pela variação sazonal da zona de saturação do perfil de intemperismo, com a consequente precipitação de óxidos na porção intermediária entre a zona saturada e a insaturada do perfil de intemperismo, como mostram os trabalhos de McFarlane (1976), Schellmann (1983) e Aleva (1994). Nesse sentido, Summerfield (2014) mostra que relevos relativamente planos são essenciais para a formação das lateritas, guiando as condições de drenagem e de desenvolvimento do perfil de intemperismo.

Após a formação das lateritas durante o período de intemperismo químico pronunciado do final do Paleoceno e durante o Eoceno, prevaleceram condições climáticas quentes e úmidas mais brandas em relação ao Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno e ao Ótimo Climático do Eoceno (THOMAS e SHACKLETON, 1996; NORRIS et al., 1999; ZACHOS et al., 2001; ROHL et al., 2003; ZACHOS et al., 2008).

A partir do final do Eoceno, os canais fluviais intensificaram a incisão do relevo preferencialmente em zonas de falha (Figura 56c). O estabelecimento dos canais fluviais menores ocorreu de forma centrífuga a Serra de Caldas, formando uma drenagem de padrão radial nas áreas circunjacentes a mesma.

Com a incisão da drenagem e o avanço dos processos denudacionais, ocorreu a progressiva dissecação do relevo e a consequente individualização de um platô elíptico elevado e escarpado em relação às áreas adjacentes. Nesse sentido, salienta que as lateritas são química e mecanicamente resistentes, podendo cobrir trechos da superfície e protegê-los dos processos erosivos por longos períodos de tempo, mesmo diante de uma mudança climática. Tal proteção pode levar a denudação das áreas adjacentes e consequente formação de uma topografia invertida, como mostra o trabalho de Summerfield (2014). Assim, a Serra de Caldas se tornou um relevo residual circundado por depressões intermontanas compostas por vertentes convexas e vales encaixados (Figura 56c), como mostra a descrição realizada por Tröger e Campos (2000), Haesbaert e Costa (2000) e Latrubesse (2006) para a região.

Por último, as formas atuais do relevo da área de estudo são possivelmente produtos dos processos de pediplanação e etchplanação, associados às mudanças climáticas ocorridas no decorrer do tempo geológico, como mostram Thomas (1994) e Summerfield (2014). Para os

autores, a alternância entre esses processos constituem um ciclo evolutivo que faz parte da dinâmica das margens cratônicas passivas das áreas tropicais continentais, contexto no qual se insere a região Caldas Novas – Rio Quente/GO.

7 CONCLUSÕES

As microanálises dos óxidos de Fe, extraídos das lateritas pertencentes à Superfície Sul-Americana na área de estudo, permitiu a identificação de goethitas com características mineralógicas adequadas para a aplicação do método geocronológico (U-Th)/He.

Em relação aos óxidos de Mn amostrados no topo da Serra de Caldas, os percentuais de K presentes nas estruturas das romanechitas e pirolusitas inviabilizaram a aplicação do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Além disso, a ocorrência de hollanditas com moscovitas herdadas de rochas mais antigas geraram idades incertas. Este conjunto de fatores indica que os óxidos de Mn existentes no topo da Serra de Caldas não apresentam características mineralógicas propícias à obtenção, por meio do método geocronológico supracitado, de idades consistentes.

Obtidas através do método (U-Th)/He, as idades das goethitas se coadunam com os resultados de estudos análogos desenvolvidos em regiões tropicais da América, África e Oceania. Os referidos estudos mostram períodos de intemperismo químico pronunciado nas transições entre o Paleoceno e o Eoceno e entre o Oligoceno e o Mioceno, bem como no decorrer do Plioceno e do Pleistoceno. Considerando a localização da área estudada e as condições climáticas como condutoras dos processos de intemperismo, os dados geocronológicos indicam o aumento da temperatura média nas épocas citadas. Assim, a precipitação dos minerais identificados ocorreu de forma episódica, em resposta às mudanças climáticas globais.

As idades mais antigas obtidas para a área de estudo, $55 \pm 5,5$ Ma, indicam a existência da Superfície Sul-Americana desde, ao menos, a transição entre o Paleoceno e o Eoceno. Considerando as condições climáticas, a precipitação das goethitas mais antigas que compõem as lateritas do topo da Serra de Caldas coincide com o Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno. Nesse contexto, a taxa de denudação de longo prazo calculada para a área de estudo durante o Cenozoico foi de 6 m/Ma. A referida taxa é próxima às obtidas para o Planalto Atlântico e para o Segundo Planalto do Paraná, situados na região sudeste e sul do Brasil, respectivamente. No aspecto estrutural, tais resultados indicam que as condições tectônicas dessas regiões apresentaram relativa estabilidade desde a Reativação Sul-Atlântica. Conquanto os dados denotem a precipitação episódica de minerais supergênicos, o clima das regiões supracitadas se manteve predominantemente quente e úmido no decorrer do Cenozoico.

Pressupostas as condições climáticas e tectônicas posteriores ao Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno e ao Ótimo Climático do Eoceno, entende-se que a evolução do relevo da região de Caldas Novas – Rio Quente/GO ocorreu predominantemente por processos de etchplanação. Embora as litologias subjacentes as lateritas sejam distintas, o alinhamento dos topos aplainados da Superfície Sul-Americana, sobretudo no sudeste de Goiás, denota a existência de um período quente e seco anterior ao Cenozoico, no qual prevaleceram processos de pediplanação. Assim, as feições residuais correspondentes a Superfície Sul-Americana podem ser classificadas como poligenéticas, associadas à alternância entre processos de pediplanação e etchplanação.

Considerando a insuficiência do critério altimétrico, a presença de lateritas ricas em minerais supergênicos datáveis torna-se fundamental para o estudo da evolução das superfícies geomórficas existentes no Brasil. Em relação à área de estudo, a aplicação de métodos geocronológicos aos referidos minerais complementou o critério altimétrico estabelecido por King (1956). Embora não exista uma teoria que explique completamente a gênese das formas do relevo, os resultados corroboram os modelos evolutivos propostos por King (1955, 1962) e Büdel (1957, 1963, 1982).

Por ultimo, salienta-se que os resultados deste trabalho podem, em conjunto com estudos consolidados para as demais regiões do Brasil e do mundo, contribuir para o entendimento dos fatores que guiam a evolução do relevo e a dinâmica geomorfológica continental em regiões tropicais do planeta.

8 REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A.N. As altas superfícies de aplainamento do Brasil Sudeste. **Boletim Geográfico**. Rio de Janeiro, n.126, ano XIII, p.295-300, 1955.
- AB'SABER, A.N. O relevo brasileiro e seus problemas. **Brasil: a terra e o homem**. São Paulo: Companhia Ed. Nacional, v.1, p.235-250, 1964.
- AB'SABER, A.N. Summit surfaces in Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, p.515-516, 2000.
- ABREU, A.A. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.4, n.2, 2003.
- ABREU, A.A. O papel do clima na evolução do relevo: a contribuição de Julius Büdel. **Revista do Departamento de Geografia**, v.19, p.111-118, 2006.
- ALBERS, A.P.F., MELCHIADES, F.G., MACHADO, R., BALDO, J.B., BOSCHI, A.O. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X (A simple method for the characterization of clay minerals by X-ray diffraction). **Cerâmica**, v.48, n.305, 34p, 2002.
- ALEVA, G.J.J. **Laterites: concepts, geology, morphology and chemistry**. International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), 1994.
- ALMEIDA, F.F.M. Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization. In: **XXIV Geological Congress Abstracts**, p.339-346, 1972.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, p.135-150, 1998.
- ALMEIDA, L.; RESENDE, L.; RODRIGUES, A.P.; CAMPOS, J.E.G. **Hidrogeologia do estado de Goiás**. Superintendência de Geologia e Mineração. Governo do estado de Goiás, v.1000, Goiânia. 232 p, 2006.
- ALMEIDA, F.F.M. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto de Geografia e Geologia**, São Paulo, n.41, p.169- 263, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, Brasil, 378 p, 1984.
- ALPERS, C.N.; BRIMHALL, G.H. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. **Geological Society of America Bulletin**, v.100, n.10, p.1640-1656, 1988.
- AMAT – Associação das Empresas Mineradoras de Águas Termais de Goiás. 2017. Disponível em: <https://www.amatgo.org.br/> Acesso em: 15 ago 2017.
- AMBROSI, J.P.; NAHON, D. Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. **Chemical Geology**, v.57, p.371-393, 1986.

ANAND, R.R.; BUTT, C.R.M. The terminology and classification of the deeply weathered regolith. *CSIRO Division of Exploration Geoscience Discussion Paper*, 1988.

ANDRADE, A.M.; ALMEIDA, L. Comportamento do nível potenciométrico do Aquífero Termal de Caldas Novas-GO e medidas de restrição e controle aplicadas pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). *Águas Subterrâneas*, v.26, p.99-112, 2012.

AREHART, G.B.; KESLER, S.E.; O'NEIL, J.R.; FOLAND, K.A. Evidence for the supergene origin of alunite in sediment-hosted micron gold deposits, Nevada. *Economic Geology*, v.87, n. 2, p.263-270, 1992.

ASHLEY, R.P.; SILBERMAN, M.L. Direct dating of mineralization at Goldfield, Nevada, by potassium-argon and fission-track methods. *Economic Geology*, v. 71, n. 5, p. 904-924, 1976.

AUBRY, M.; HARDENBOL, J. Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. In: **Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation**. SEPM (Society for Sedimentary Geology, 1995).

AUGUSTIN, C.R.; LOPES, M.R.S.; SILVA, S.M. Lateritas: um conceito ainda em construção. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.14, n.3, 2014.

BARBOSA, G.V. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geociências*, v.10, p.89-101, 1980.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. Geologia da região do Triângulo Mineiro. *Boletim da Divisão de Fomento de Produção Mineral*, DNPM, n.136, 140p, 1970a.

BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.G.; FRATIN, H.; MENEGUESO, G. Projeto Goiânia, Relatório preliminar. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 75 p, 1970b.

BEHRENDT, J.C.; COOPER, A. Evidence of rapid Cenozoic uplift of the shoulder escarpment of the Cenozoic West Antarctic rift system and a speculation on possible climate forcing. *Geology*, v.19, n.4, p.315-319, 1991.

BERTALANFFY, L. **Teoria geral dos sistemas**. Petrópolis: Vozes. 351p, 1977.

BIGARELLA, J.J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2ª ed. Florianópolis: UFSC, 2007.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.D. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *Geological Society of America, Special Paper*, v.84, p.433-451, 1965.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; DOS SANTOS, G.F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: Fundamentos geológico-geográficos, alteração química e física das rochas**. Ed. da Univ. Federal de Santa Catarina, 1994.

BIRD, M.I.; CHIVAS, A.R.; MCDOUGALL, I. An isotopic study of surficial alunite in Australia 2. Potassium-argon geochronology. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, v. 80, n. 2, p. 133-145, 1990.

BLEICHER, L.; SASAKI, J.M. **Introdução à difração de raios x em cristais**. Universidade Federal do Ceará, p.1-20, 2000.

BLOOM, A.L. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms**. New Jersey: Englewood Cliffs, 510 p, 1978.

BRAUN, J.; VAN DER BEEK, P.; BATT, G. **Quantitative thermochronology: numerical methods for the interpretation of thermochronological data**. Cambridge University Press, 2006.

BRAUN, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v.32, n.3, p.3-39, 1971.

BRITO NEVES, B.B. América do Sul quatro fusões e quatro fissões e o processo acrescionário Andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, p.379-392, 1999.

BÜDEL, J. Die “doppelten Einebnungsflächen” in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v.1, n.2, 223-225, 1957.

BÜDEL, J. Klimatische geomorphologie. **Geographische Rundschau**, v.15, p.269-285, 1963.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princeton: Princeton Univ. Press. 443p, 1982.

BURNS R.G.; BRUNS V.M. **Manganese oxides**. In: Burns, R. G. (eds.). *Marine Minerals*. Mineralogical Society of America, p.1-46, 1979.

CAMPOS, J.E.G.; ALMEIDA, L. Balanço térmico aplicado à recarga artificial dos aquíferos da região de Caldas Novas, estado de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v.42, n.1, p.196-207, 2012.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A.; FREITAS-SILVA, F.H.; MARTINS-FERREIRA, M.A. C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 461-476, 2013.

CAMPOS, E.C.; COSTA, J.F.G.; MARQUES, J.M.M. Projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas. **Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM**, v.1, 1980.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana: Uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v.27, p.269-282, 1997.

CAMPOS, J.E.G.; TRÖGER, U. **Hidrogeologia Aplicada na Região de Caldas Novas - Caracterização dos aquíferos e balanço hídrico preliminar**. Brasília, 2000.

CAMPOS, J.E.G; TRÖGER, U; HAESBAERT, F.F. Águas quentes de Caldas Novas-GO, notável ocorrência de águas termais sem associação com magnetismo. In: WINGE, M; SCHOBENHAUS, C; BERBERT-BORN, M; QUEIROZ, E.T; CAMPOS, D.A; SOUZA, C.R.G; FERNANDES, A.C.S. (Org). **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. CPRM - CEDOC, 1ª ed. Rio de Janeiro, v.2, p.177-190, 2009.

CARDOSO, M.R.D.; MARCUZZO, F.F.N.; BARROS, J.R. Classificação climática de Köppen-Geiger para o estado de Goiás e o Distrito Federal. **Acta Geográfica**, v.8, n.16, p.40-55, 2015.

CARMO, I.O.; VASCONCELOS, P.M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on late Miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 241, p.80-94, 2006.

CARVALHO, F.A.; RODRIGUES, V.H.P.; KILCA, R.V.; SIQUEIRA, A.S.; ARAÚJO, G.M.; SCHIAVINI, I. Composição florística, riqueza e diversidade de um cerrado sensu stricto no sudeste do estado de Goiás. **Bioscience Journal**, v.24, n.4, 2008.

CHANDLER, J.A. **Practical Methods in Electron Microscopy**. North-Holland Publishing Comp., New York, v.5, 485, 1977.

CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C., BRAUCHER, R., BOURLÉS, D.; SALGADO, A.A.R. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v.173, p.118-127, 2012.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 2^a ed. 188p, 1980.

CONCEIÇÃO, F.T. Geocronologia e avaliação das taxas de intemperismo no depósito supérgeno de Catalão I (GO). 117 p. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2011.

CORNELL, R.M.; SCHWERTMANN, U. **The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses**. John Wiley & Sons, 2003.

CROWLEY, T.J.; BURKE, K.G. **Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions**. Oxford Univ. Press, New York, v.39, 1998.

CULLITY, B.D. **Elements of X-ray Diffraction**. 2001.

DAMMER, D.; CHIVAS, A.R.; MCDUGALL, I. Isotopic dating of supergene manganese oxides from the Groote Eylandt Deposit, Northern Territory, Australia. **Economic Geology**, v. 91, p.386-401, 1996.

DAMMER, D.; MCDUGALL, I.; CHIVAS, A. R. Timing of weathering-induced alteration of manganese deposits in western Australia: Evidence from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. **Economic Geology**, v.94, p.87-108, 1999.

DANIELS, R.B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J.G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. In *Advances in Agronomy*. v.23, p.51-88, 1971.

DASH, E.J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 33, n. 12, p. 1521-1552, 1969.

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

DEBOER, P.L.; SMITH, D.G. **Orbital forcing and cyclic sequences**. John Wiley & Sons, 2009.

D'EL-REY SILVA, L.J.H.; KLEIN, P.B.W.; WALDE, D. The Caldas Novas Dome, Goiás: structural evolution and implications for tectonics in the Brasília Belt, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.17, n.2, p.153-169, 2004.

DEDAVID, B.A.; GOMES, C.I.; MACHADO, G. **Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores**. EdIPUCRS, 2007.

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, v.5, n.4, p.523-550, 1943.

DENG, X.D.; LI, J. W.; VASCONCELOS, P. M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of supergene Mn-oxides from the Zunyi Mn deposit, Guizhou Plateau, SW China: Implications for chemical weathering and paleoclimatic evolution since the late Miocene. **Chemical Geology**, v.445, p. 185-198, 2016.

DE VILLIERS, J.E. The manganese deposits of Griqualand West, South Africa; some mineralogic aspects. **Economic Geology**, v.78, n.6, p.1108-1118, 1983.

DICKENS, G.R.; CASTILLO, M.M.; WALKER, J.C.G. A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. **Geology**, v.25, n.3, p.259-262, 1997.

EGGLETON, R.A. **The regolith glossary**. Cooperative Centre for Landscape Evolution and Mineral Exploration, National Capital Printing: Canberra, 2001.

ESRI. 3D Analyst Tools. In: _____. ArcGIS 10.3. Desktop help.

Disponível em: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/surface-volume.htm> Acesso em: 09 nov 2017.

FALEIRO, W.; SAIKI, P.T.O. Morfologia Foliar em Cinco Fitofisionomias de Cerrado do Parque Estadual da Serra de Caldas Novas, GO. **Revista Brasileira de Biociências**, v.5, n.1, p.687-689, 2007.

FARIA, A.; DARDENNE, M.A. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso de Goiás-São João D'Aliança-GO. SBG, **Simpósio de Geologia do Centro-Oeste**, v.5, p.75-77, 1995.

FARLEY, K.A. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations and applications. In: Porcelli, D; Ballentine, C. J.; Wieler, R (eds): **Rev. in Mineralogy and Geochemistry: Noble gases in geochemistry and cosmochemistry**, v.47, p.818-844, 2002.

FENG, Y.; VASCONCELOS, P.M. Chronology of Pleistocene weathering processes, southeast Queensland, Australia. **Earth and Planetary Science Letters**, v.263, n.3-4, p.275-287, 2007.

FIERZ, M.M. A teoria do equilíbrio dinâmico em geomorfologia. **GEOUSP: Espaço E Tempo (Online)**, v.19, n.3, 605-629, 2015.

FREITAS, R.O. Relevos policíclicos na tectônica do escudo brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, v.7 p.3-19, 1951.

FLECK, R.J.; SUTTER, J.F.; ELLIOT, D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.41, n.1, p.15-32, 1977.

FUCK, R.A.; MARINE J.O.; DARDENNE M.A.; FIGUEIREDO A.N. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Arai e Paranoá na região de Niquelândia - Colinas, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n.1, 54-62, 1988.

FUCK, R.A.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; PEDROSA-SOARES, A.C. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. **O Cráton do São Francisco**, p.161-185, 1993.

FUCK, R.A. Faixa Brasília e compartimentação tectônica da Província de Tocantins. In: SBG, Núcleo GODF. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, v.4, p.184-187, 1994.

GLAUERT, A.M.; CHANDLER, J.A. X-ray microanalysis in the electron microscope. 1977.

GIOVANOLI, R. Vernadite is random-stacked birnessite. **Mineralium Deposita**, v.15, n.2, p.251-253, 1980.

GOLDSTEIN J.I.; NEWBURY D.E.; ECHIL, P.; JOY D.C.; ROMIG A. D.; LYMAN C. E.; FIORI, C.; LIFSHIN, E. **Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis**. New York: Plenum Press, 2003.

GOUDIE, A. **Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes**. 1973.

GROHMANN, C. **Aplicações dos modelos de elevação SRTM em geomorfologia**. 2017.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro. **Geologia USP. Série Científica**, v. 12, n.2, p.129-150, 2012.

GUSTAFSON, L.B.; HUNT, J.P. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. **Economic Geology**, v. 70, n. 5, p. 857-912, 1975.

GUERRA, A.J.T. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Bertrand Brasil, 1994.

HACK, J.T. **Interpretation of erosional topography in humid temperate regions**. Bobbs-Merrill, 1960.

HACK, J.T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. **Theories of landform development**, v.1, p.87-102, 1975.

HAESBAERT, F.F.; COSTA, J.F.G. Geologia e Hidrologia da Região de Caldas Novas: Adequação à Portaria 231 do DNPM. **Relatório Técnico GEOCENTER/GEOCALDAS**, Caldas Novas, 2000.

HALBACH, P.; FRIEDRICH, G.; VON STACKELBERG, U. **The manganese nodule belt of the Pacific Ocean: geological environment, nodule formation, and mining aspects**. F. Enke, 1988.

HAUTMANN, S.; LIPPOLT, H.J. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of central European K–Mn oxides - a chronological framework of supergene alteration processes during the Neogene. **Chemical Geology**, v. 170, n.1, p. 37-80, 2000.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, p.141-169, 2010.

HAWTHORNE, F.C.; ČERNÝ, P. The mica group. **MAC Short Course Handbook**, v.8, p.63-98, 1982.

HEIM, J.A.; VASCONCELOS, P.M; FARLEY, K.A; SHUSTER, D.L; BROASBENT, G. (U-Th)/He and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering, Hamersley Province, Australia: Implications for weathering history and landscape evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.70, p.18-24, 2006.

HÉNOCQUE, O.; RUFFET, G.; COLIN, F.; FÉRAUD, G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of West African lateritic cryptomelanes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.16, p.2739-2756, 1998.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Bases Cartográficas**. Brasília, 2015.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Divisão regional do Brasil em mesorregiões e microrregiões geográficas**. Rio de Janeiro, 137p, 1990.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Noções básicas de cartografia**. Rio de Janeiro, 128p, 1998.

IMBRIE, J.; IMBRIE, J.Z. Modeling the climatic response to orbital variations. **Science**, v.207, n.4434, p.943-953, 1980.

ITAYA, T.; DOI, M.; OHIRA, T. Very low potassium analysis by flame photometry using ultra low blank chemical lines. An application of K-Ar method to ophiolites. **Geochemical Journal**, v. 30, n. 1, p. 31-39, 1996.

JENKINS, R.; SNYDER, R.L. **Introduction to X-ray powder diffractometry**. Chemical analysis, 1996.

JONES, L.H.P.; MILNE, A.A. Birnessite, a new manganese oxide mineral from Aberdeenshire, Scotland. **Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society**, v.31, n.235, p. 283-288, 1956.

KATZ, M.E., PAK, D.K., DICKENS, G.R., MILLER, K.G. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. **Science**, v. 286, n.5444, p.1531-1533, 1999.

KENNETT, J.P.; STOTT, L.D. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. **Nature**, v.353, n.6341, p.225-229, 1991.

KESTENBACK, H.J.; BOTA FILHO W.J. **Microscopia eletrônica transmissão e varredura**. São Paulo: ABM, 1994.

KING, L.C. Pediplanation and isostasy: an example from South Africa. **Quarterly Journal of the Geological Society**, v.111, n.1-4, p.353-359, 1955.

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

KING, L.C. **The Morphology of the Earth**. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1962.

KLEIN, C. La notion de cycle en géomorphologie. **Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique**, v.26, n.2, p.95-107, 1985.

KÖEPPEN, W. **Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra**. 1948.

KÖEPPEN, W. Handbuch der Klimatologie. Edited by: Köppen, W. and Geiger, G. **Gebrüder Borntraeger**, v.1, p.1-44, 1936.

KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American mineralogist**, v.68, n.1-2, p.277-279, 1983.

KUIPER, K.F.; DEINO, A.; HILGEN, F.J.; KRIJGSMAN, W.; RENNE, P.R.; WIJBRANS, J.B. Synchronizing Rock Clocks of Earth History. **Science**, v.320, p.500-504, 2008.

LACERDA FILHO, J.V.; REZENDE, A.; SILVA, A. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - **Geologia e Recursos Minerais do estado de Goiás e Distrito Federal**. 1:500.000. 2ª edição. Goiânia: conv. CPRM – Superintendência Regional de Goiânia/METAGO S.A./UnB. 217 p, 1999.

LATRUBESSE, E.E.; CARVALHO, T.M. **Geomorfologia do estado de Goiás**. Superintendência de Geologia e Mineração do estado de Goiás, Goiânia, Brasil, 143p, 2006.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. Oficina de textos. 2016.

LI, J.W.; VASCONCELOS, P.M. Cenozoic continental weathering and its implications for paleoclimatic: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene K-Mn oxides in Mt. Tabor, central Queensland, Australia. **Earth and Planetary Science Letters**, v.200, p.223-239, 2002.

LI, J.W.; VASCONCELOS, P.M.; DUZGOREN-AYDIN, N.; YAN, D.; ZHANG W.; DENG, X.; ZHAO, X.; ZENG, Z.; HU, M. Neogene weathering and supergene manganese enrichment in subtropical South China: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ approach and paleoclimatic significance. **Earth and Planetary Science Letters**, v.256, p.389-402, 2007.

LIPPOLT, H.J.; WERNICKE, R.S.; BAHR, R. Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): concordant (U-Th)/He and K-Ar ages. **Earth and Planetary Science Letters**, v.132, p.43-51, 1995.

LIPPOLT, H.J.; BRANDER, T.; MANKOPF, N.R. An attempt to determine formation ages of goethites and limonites by (U-Th)/ ^4He dating. **Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte**, n.11, p.505-528, 1998.

LOURENS, L.J.; SLUIJS, A.; KROON, D.; ZACHOS, J.C.; THOMAS, E.; RÖHL, U.; RAFFI, I. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. **Nature**, v.435, n.7045, p. 1083-1087, 2005.

MATHIEU, D.; BERNAT, M.; NAHON, D. Short-lived U and Th isotope distribution in a tropical laterite derived from granite (Pitinga river basin, Amazonia, Brazil): application to assessment of weathering rate. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 136, n. 3-4, p. 703-714, 1995.

MATTEINI, M.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; DE ALVARENGA, C.J.S.; DARDENNE, M.A. U–Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: Constraints on depositional age at Mesoproterozoic–Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. **Precambrian Research**, v.206, p.168-181, 2012.

MCDUGALL, I.; HARRISON, T.M. **Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method**. London/New York, Oxford University Press, 212 p, 1998.

MCDUGALL, I.; HARRISON, T.M. **Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method**. Oxford University Press on Demand, 1999.

MCFARLANE, M.J. **Laterite and landscape**. Academic Press, 1976.

MERRIHUE, C.; TURNER, G. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. **Journal of Geophysical Research**, v.71, n.11, p.2852-2857, 1966.

MILESI, J.P.; MARCOUX, E.; SITORUS, T.; SIMANDJUNTAK, M.; LEROY, J.; BAILLY, L. Pongkor (West Java, Indonesia): a Pliocene supergene-enriched epithermal Au-Ag-(Mg) deposit. **Mineralium Deposita**, v.34, p.131-149, 1999.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. **Laterisation Processes**. São Paulo: IG-USP, p.53-63, 1983.

MONTEIRO, C.A.F. William Morris Davis e a teoria geográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.2, n.1, 2001.

MONTEIRO, H.S.; VASCONCELOS, P.M.; FARLEY, K.A.; LOPES, C.A.M. Age and evolution of diachronous erosion surfaces in the Amazon: Combining (U-Th)/He and cosmogenic ^3He records. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.229, p.162-183, 2018.

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

MOREIRA, M.L.; MORETON, L.C.; ARAÚJO, V.A.; LACERDA FILHO, J.V.; COSTA, H.F. **Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal**. CPRM/ SIC – FUNMINERAL, Goiânia, 143 p, 2008.

NAHON, D. Evolution of iron crusts in tropical landscapes. **Rates of chemical weathering of rocks and minerals**, p.169-191, 1986.

NAHON, D.; TARDY, Y. **The ferruginous laterites**. In: Handbook of exploration geochemistry, v.4, p.41-55, 1992.

NASCIMENTO, M.A.L.S. Geomorfologia do estado de Goiás. **Boletim Goiano de Geografia**, v.12, n.1, p.1-22, 1992.

NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F. T. O Grupo Araxá na região sul-sudoeste do Estado de Goiás. **Geologia USP. Série Científica**, v.13, n.2, p.5-28, 2013.

NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C.C.; CONCEIÇÃO, F.T.; VALERIANO, C.; LEME, T.G.; SIMÕES, L.S.A. Proveniência dos metassedimentos do Grupo

Araxá na região de Rio Quente - Caldas Novas. **Geociências (São Paulo)**, v.36, n.2, p.395-413, 2017.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 2ª ed, 422p, 1989.

NORRIS, R.D.; RÖHL, U. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. **Nature**, v.401, n.6755, p.775-778, 1999.

NUNES, F.; NORRIS, R.D. Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period. **Nature**, v.439, n.7072, p.60-63, 2006.

OLLIER, C. Tectonics and landforms. **Geomorphology texts**, v.1, n.551, 1981.

OSTWALD, J. Some observations on the chemical composition of todorokite. **Mineralogical Magazine**, v. 0, n.356, p.336-340, 1986.

PAGANI, M.; FREEMAN, K.H.; ARTHUR, M.A. Late Miocene atmospheric CO₂ concentrations and the expansion of C₄ grasses. **Science**, v.285, n.5429, p.876-879, 1999.

PAGANI, M.; PEDENTCHOUK, N.; HUBER, M.; SLUIJS, A.; SCHOUTEN, S.; BRINKHUIS, H.; DICKENS, G.R. Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene/Eocene thermal maximum. **Nature**, v.442, n.7103, p.671-675, 2006.

PASCOALI, S. **Obtenção e caracterização de filmes de TiO₂ depositados sobre cerâmica de revestimento via magnetron sputtering DC**. 2007.

PEARSON, P.N.; PALMER, M.R. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. **Nature**, v.406, p.695-699, 2000.

PEEL, M.C.; FINLAYSON, B.L.; MCMAHON, T.A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.11, p.1633-1644, 2007.

PENCK, W. **Die morphologische analyse ein kapitel der physikalischen geologie: Engelhorn**. 1924.

PENCK, W. **Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology**. 1953.

PIACENTINI, T.; VASCONCELOS, P.M.; FARLEY, K.A. ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on the age and thermal history of the Urucum Neoproterozoic banded iron-formation, Brazil. **Precambrian Research**, v. 228, p. 48-62, 2013.

POST, J.E. Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v.96, n.7, p. 3447-3454, 1999.

POST, J.E.; APPLEMAN, D.E. Crystal structure refinement of lithiophorite. **American Mineralogist**, v.79, n.3-4, p.370-374, 1994.

POST, J. E.; BURNHAM, C.W. Modeling tunnel-cation displacements in hollandites using structure-energy calculations. **American Mineralogist**, v.71, n.9-10, p.1178-1185, 1986.

POST, J.E.; VEBLEN, D.R. Crystal structure determinations of synthetic sodium, magnesium, and potassium birnessite using TEM and the Rietveld method. **American Mineralogist**, v.75, n. 5-6, p.477-489, 1990.

PROTHERO, D.R.; BERGGREN, W.A. **Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution**. Princeton University Press, 2014.

REATTO, A.; BRUAND, A.; DE SOUZA MARTINS, E.; MULLER, F.; DA SILVA, E.M.; DE CARVALHO, O.A.; RICHARD, G. Development and origin of the microgranular structure in latosols of the Brazilian Central Plateau: Significance of texture, mineralogy, and biological activity. **Catena**, v.76, n.2, p.122-134, 2009.

RENNE, P.R.; SWISHER, C.C.; DEINO, A.L.; KARNER, D.B.; OWENS, T.L.; DEPAOLO, D. J. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. **Chemical Geology**, v.145, n.1-2, p.117-152, 1998.

RIFFEL, S.B.; VASCONCELOS, P.M.; CARMO, I.O.; FARLEY, K.A. Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the Second Paraná Plateau and its ruiniform surface features, Paraná, Brazil. **Geomorphology**, v.233, p.52-63, 2015.

RIFFEL, S.B.; VASCONCELOS, P.M.; CARMO, I.O.; FARLEY, K.A. Goethite (U–Th)/He geochronology and precipitation mechanisms during weathering of basalts. **Chemical Geology**, v.446, p.18-32, 2016.

RÖHL, U.; NORRIS, RICHARD D.; OGG, J.G. Cyclostratigraphy of upper Paleocene and lower Eocene sediments at Blake Nose Site 1051 (western North Atlantic). **Geological Society of America Special Papers**, v.369, p.567-588, 2003.

RUHE, R.V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. **Soil Science**, v.82, n.6, p.441-456, 1956.

RUFFET, G.; INNOCENT, C.; MICHARD, A.; FÉRAUD, G.; BEAUVAIS, A; NAHON, D.; HAMELIN, B. A geochronological $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ study of K Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.60, p. 2219-2232, 1996.

RUXTON, B.P.; BERRY, L. Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. **Geological Society of America Bulletin**, v.68, n.10, p.1263-1292, 1957

SALGADO, A.A.R. **Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos**. Revista Geografias, p.64-78, 2007.

SANTOS, H.G.; JACOMINE, P.K.T.; DOS ANJOS, L.H.C.; DE OLIVEIRA, V.A.; LUMBRERAS, J.F.; COELHO, M.R.; CUNHA, T. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013.

SCAFETTA, N. Empirical evidence for a celestial origin of the climate oscillations and its implications. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.72, n.13, p.951-970, 2010.

- SCHELLMANN, W. A new definition of laterite. **Natural Resources and Development**, v.18, p. 7-21, 1983.
- SCHELLMANN, W. Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. **Catena**, v.21, n.2-3, p.131-143, 1994.
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**, p.5-54, 2003.
- SCHULZE, D.G.; SCHWERTMANN, U. The influence of aluminium on iron oxides: X. Properties of Al-substituted goethites. **Clay Minerals**, v.19, p.521-539, 1984.
- SCHWERTMANN, U. Solubility and dissolution of iron oxides. **Plant and Soil**, v.130, p.1-25, 1991.
- SCHWERTMANN, U.; CARLSON, L. Aluminum Influence on Iron Oxides: XVII. Unit-Cell Parameters and Aluminum Substitution of Natural Goethites. **Soil Science Society of America Journal**, v.58, p.256-261, 1994.
- SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of southern and central Brazil. **Soil Science**, v.139, p.344-350, 1985.
- SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron oxides. **Minerals in soil environments**, p.379-438, 1989.
- SEGEV, A.; HALICZ, L.; LANG, B.; STEINITZ, G. K-Ar dating of manganese minerals from the Eisenbach region, Black Forest, southwest Germany. **Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology**, v.71, p.101-114, 1991.
- SIEG – Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás. **Base Cartográfica**, 2016. Disponível em: <https://www.sieg.go.gov.br> Acesso em: 06 set 2016.
- SIEGERT, M.J.; BARRETT, P.; DECONTO, R.; DUNBAR, R.; COFAIGH, C.Ó.; PASSCHIER, S. NAISH, T. Recent advances in understanding Antarctic climate evolution. **Antarctic Science**, v.20, n.4, p.313-325, 2008.
- SILBERMAN, M.L.; ASHLEY, R.P. Age of ore deposition at Goldfield, Nevada, from potassium-argon dating of alunite. **Economic Geology**, v. 65, n.3, p.352-354, 1970.
- SILLITOE, R.H.; MCKEE, E.H. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. **Economic Geology**, v. 91, n. 1, p.164-179, 1996.
- SIMÕES, L.S.A. **Compartimentos Crustais do Domínio Interno da Faixa Brasília no sul do estado de Goiás**. 2005. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro.
- SHANIN, L.L.; KONONOVA, V.A.; IVANOV, I.B. The use of nepheline in K-Argonochronometry. **Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geologicheskaya**, v.5, p.19-30, 1967.
- SHELLITO, C.J.; SLOAN, L.C.; HUBER, Matthew. Climate model sensitivity to atmospheric CO₂ levels in the Early–Middle Paleogene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.193, n.1, p.113-123, 2003.

SHUSTER, D.L.; FARLEY, K.A.; SISTERSON, J.M.; BURNETT, D.S. Quantifying the diffusion kinetics and spatial distributions of radiogenic ^4He in minerals containing proton-induced ^3He . **Earth and Planetary Science Letters**, v.217, n.1, p.19-32, 2004.

SHUSTER, D.L.; VASCONCELOS, P.M.; HEIM, J.; FARLEY, K.A. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.69, p.659-673, 2005.

SLUIJS, A.; SCHOUTEN, S.; PAGANI, M.; WOLTERING, M.; BRINKHUIS, H.; DAMSTÉ, J. S. S.; MATTHIESSEN, J. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. **Nature**, v.441, n.7093, p.610-613, 2006.

SMALL, R.J. The study of planation surfaces. In: **The study of landforms - A textbook of Geomorphology**. Cambridge: University Press, p.248-72, 1986.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. Cenozoic Deposits in South Central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.47, p.343-351, 1975.

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

STEIGER, R.H.; JÄGER, E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochemistry. **Earth and Planetary Science Letters**, v.36, p.359-362, 1977.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. Oficina de Textos, 2017.

SUMMERFIELD, M.A. **Global geomorphology**. Routledge, 2014.

TARDY, Y. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. **Chemical Geology**, v.7, n.4, p.253-271, 1971.

TARDY, Y. **Pédrologie des latérites et des sols tropicaux**. 1993.

THOMAS, E.; SHACKLETON, N.J. The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. **Geological Society, London, Special Publications**, v.101, n.1, p.401-441, 1996.

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

TRÖGER, U. Structure conditional thermal springs in Central Brazil. **Groundwater in Fractured Rocks. Prague**, p.355-371, 2007.

TRÖGER, U.; CAMPOS, J.E.G. **Hidrogeologia aplicada na região de Caldas Novas – Goiás: caracterização dos aquíferos e balanço hídrico preliminar**. Universidade de Brasília. Brasília, 2000.

TROLARD, F.; TARDY, Y. The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethites and aluminous hematites in bauxites, ferricretes and laterites as a function of water activity, temperature and particle size. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.51, n.4, p.945-957, 1987.

TURNER, S.; BUSECK, P.R. Manganese oxide tunnel structures and their intergrowths. **Science**, v.203, n.4379, p.456-458, 1979.

TWIDALE, C.R.; BOURNE, J.A. The use of duricrusts and topographic relationships in geomorphological correlation: conclusions based in Australian experience. **Catena**, v.33, n.2, p.105-122, 1998.

VALADÃO, R.C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental: Denudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais**. 243p, Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, 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**, v.10, n.2, 2009.

VAN GRIEKEN, R.; MARKOWICZ, A. **Handbook of X-ray Spectrometry**. CRC Press, 2001.

VASCONCELOS, P.M. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering processes. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v.27, n.1, p.183-229, 1999a.

VASCONCELOS, P.M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in ore deposits. **Reviews in Economic Geology**, v.12, p. 73-113, 1999b.

VASCONCELOS, P.M.; BECKER, T.A.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H. Age and duration of weathering by K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of potassium-manganese oxides. **Science**, v.258, n. 5081, p.451-455, 1992.

VASCONCELOS, P.M.; BECKER, T.A.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H. Age and duration of weathering by K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of K-Mn oxides. **Science**, v.258, p.451-455, 1992.

VASCONCELOS, P.M.; BECKER, T.A.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H. Direct dating of weathering phenomena by K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of K-Mn oxides. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, p.1635-1665, 1994a.

VASCONCELOS, P.M.; BRIMHALL, G.H.; BECKER, T.A.; RENNE, P.R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene jarosite and alunite: implications to paleo weathering history of western US and west Africa. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, p.401-420, 1994b.

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

VASCONCELOS, P.M.; CONROY, M. Geochronology of weathering and landscape evolution, Dugald river valley, NW Queensland, Australia. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.67, p.2913-2930, 2003.

VASCONCELOS, P.M.; ONOE, A.T.; KAWASHITA, K.; SOARES, A.J.; TEIXEIRA, W. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.74, n.2, p.297-342, 2002.

VASCONCELOS, P. M.; FARLEY, K. A.; STONE, J.; PIACENTINI, T.; FIFIELD, L. K. Stranded landscapes in the humid tropics: Earth's oldest land surfaces. **Earth and Planetary Science Letters**, v.519, p.152-164, 2019.

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

VITTE, A.C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, 16, 105-118. 2005.

WERNICKE, R. S.; LIPPOLT, H. J. Botryoidal hematite from the Schwarzwald, Germany: heterogeneous uranium distributions and their bearing on the helium dating method. **Earth and Planetary Science Letters**, v.114, p.287-300, 1993.

WERNICKE, R.S.; LIPPOLT, H.J. ^4He age discordance and release behavior of a double shell botryoidal hematite from the Schwarzwald. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, p.421-429, 1994.

WESTERHOLD, T.; RÖHL, U.; LASKAR, J.; RAFFI, I.; BOWLES, J.; LOURENS, L.J.; ZACHOS, J.C. On the duration of magnetochrons C24r and C25n and the timing of early Eocene global warming events: Implications from the Ocean Drilling Program Leg 208 Walvis Ridge depth transect. **Paleoceanography**, v.22, n.2, 2007.

WHITNEY, D.L.; EVANS, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American mineralogist**, v.95, n.1, p.185-187, 2010.

ZACHOS, J.C.; DICKENS, G.R.; ZEEBE, R.E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. **Nature**, v.451, n.7176, p.279-283, 2008.

ZACHOS, J.C.; KUMP, L.R. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. **Global and Planetary Change**, v.47, n.1, p.51-66, 2005a.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. **Science**, v.292, n.5517, p.686-693, 2001.

ZACHOS, J.C.; RÖHL, U.; SCHELLENBERG, S.A.; SLUIJS, A.; HODELL, D.A.; KELLY, D.C.; MCCARREN, H. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. **Science**, v.308, n.5728, p.1611-1615, 2005b.