



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

PEDRO EDSON FACE MOURA

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RELEVO CÁRSTICO DO
MUNICÍPIO DE MARTINS-RIO GRANDE DO NORTE

FORTALEZA
2017

PEDRO EDSON FACE MOURA

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RELEVO CÁRSTICO DO MUNICÍPIO DE
MARTINS-RIO GRANDE DO NORTE

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, como requerimento parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Rubson Pinheiro
Maia

Coorientador: Prof. Dr. Jefferson Lima
dos Santos

FORTALEZA

2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- M889e Moura, Pedro Edson Face.
Evolução geomorfológica do relevo cárstico do município de Martins-Rio Grande do Norte / Pedro Edson Face Moura. – 2017.
163 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2017.
Orientação: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia.
Coorientação: Prof. Dr. Jefferson Lima dos Santos.
1. Geomorfologia . 2. Evolução. 3. Sistema cárstico. I. Título.

CDD 910

PEDRO EDSON FACE MOURA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, como requerimento parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Geografia Física

Aprovada em: 18/08/2017

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia (Orientador)

Universidade Federal do Ceará (UFC)

Jefferson Lima dos Santos (Coorientador)

Universidade Federal do Ceará (UFC)

Antônio Jeovah de Andrade Meireles

Universidade Federal do Ceará (UFC)

César Ulisses Vieira Veríssimo

Departamento de Geologia

Universidade Federal do Ceará (UFC)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pela conquista de alcançar com êxito a conclusão da pesquisa.

Aos meus pais, Maria da Sagrada Face Moura e José Edson Moura, a quem dedico esse trabalho, e a minha tia Antônia Elba Saraiva Nogueira, pelo apoio incondicional.

Ao meu orientador, Rubson Pinheiro Maia pela oportunidade da pesquisa. Ao meu coorientador Jefferson Lima dos Santos que sempre esteve disponível a ajudar, pela parceria nos trabalhos de campo e orientação no desenvolvimento da pesquisa.

A Thiago Rodrigues e Fernanda Furtado pela ajuda nos trabalhos de campos que permitiram o sucesso da pesquisa.

A todos os amigos integrantes e coordenadores do Laboratório de Cartografia (LABOCART), Programa Institucional de Bolsa de Iniciação à Docência (PIBID), Laboratório de Geoecologia das Paisagens e Planejamento Ambiental (LAGEPLAN), Laboratório de Geomorfologia Costeira e Continental (LAGECO) do Departamento de Geografia e do Laboratório de Geotécnica e Prospecção (LAGETEC) do Departamento de Geologia, que fizeram e fazem parte da minha formação acadêmica.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoa de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento da pesquisa.

A todos os colegas estudantes e professores do Departamento de Geografia que contribuíram direta ou indiretamente para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Ao povo receptivo de Martins-RN

A todos, meus sinceros agradecimentos.

RESUMO

O Nordeste brasileiro apresenta grande variedade geomorfológica com paisagens únicas em relação à gênese, formas e feições. Nesse contexto, a pesquisa desenvolve-se na vertente oriental do maciço de Martins, no estado do Rio Grande do Norte, pertencente às unidades litológicas: Suítes Intrusivas Poços da Cruz; Unidades do Grupo Seridó: Formação Jucurutu e Suíte Intrusiva Umarizal e Formação Serra do Martins. O objetivo principal é esboçar um quadro evolutivo da paisagem cárstica de Martins, com ênfase no relevo da caverna Casa de Pedra. Como procedimentos técnico-operacionais da pesquisa têm-se: inventário bibliográfico e cartográfico da área; trabalhos de campo com o levantamento espeleométrico do interior da caverna e aerofotogramétrico do inselbergue cárstico através de um veículo aéreo não tripulável (VANT); e atividades de gabinete. Realiza-se inicialmente uma discussão a respeito dos padrões sistêmicos do relevo cárstico, com os principais modelos de gênese e evolução e as classificações geomorfológicas a partir dos processos geradores das características morfométrica e estruturais. Como resultado tem-se o levantamento das feições exocársticas, endocársticas e espeleotemas, mapas e blocos-diagramas que demonstram a gênese, características morfo estruturais, controle estrutural, atual estruturação e o processo de evolução geomorfológica da paisagem cárstica de Martins e da caverna Casa de Pedra.

Palavras-chave: Geomorfologia. Evolução. Sistema cárstico

ABSTRACT

The Brazilian northeast presents a great geomorphological variety with unique landscapes related to genesis, shapes and features. In this regard, the research was developed in the eastern slope of the massive mountain of Martins, in the state of Rio Grande do Norte, that belongs to the lithological units: Suítes Intrusivas Poços da Cruz; Unidades do Grupo Seridó: Formação Jucurutu and Suíte Intrusiva Umarizal and Formação Serra do Martins. The main objective is to delineate an evolutionary chart of the Martins' karst landscape with emphasis on the relief of the Casa de Pedra cave. The research technical-operational procedures are bibliographical and cartographic inventory of the area; fieldwork with a cave lift and aero photogrammetric survey of the karst inselbar through an unmanned aerial vehicle (UAV); and cabinet activities. Firstly, that is a discussion about the systemic patterns of karst relief with the main models of genesis and evolution and the geomorphological classifications from the processes that generates the morphometric and structural characteristics. As a result, we have surveyed exokarstic form, endokarstic form and Speleothems, maps and diagrams that demonstrates the genesis, morphic structural characteristics, structural control, current structure and the process of geomorphological evolution of the Martins karst landscape and the Casa de Pedra cave.

Key word: Geomorphology. Evolution. Kerstic System

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização do relevo cárstico de Martins	18
Figura 2 - Chuvas Orográficas em Martins	20
Figura 3 - Vista geral da paisagem cárstica de Martins.....	21
Figura 4 - Bloco que representa diferenças altimétricas entre os blocos W e E do Maciço de Portalegre e Martins.....	24
Figura 5 - Vista de três importantes paisagens cársticas no Nordeste Setentrional Brasileiro.....	26
Figura 6 - Unidades físico-geográficas da paisagem cárstica de Martins	28
Figura 7 - Relevo da Província Borborema.....	31
Figura 8 - Ciclo hidrológico associado aos componentes de formação do relevo cárstico.....	39
Figura 9 - Esquema da dissolução de calcita em ácido carbônico	42
Figura 10 - Abrangente Sistema Cárstico.....	43
Figura 11 - Diagrama discriminante das rochas metamórficas e afins; C-minerais carbonáticos; Cs- Minerais Calcissilicáticos; S- Demais minerais	45
Figura 12 - Sistema hidrológico cárstico	47
Figura 13 - Diferentes tipologias cársticas	48
Figura 14 - Sistemas de recarga.....	50
Figura 15 - Relação desenvolvimento do carste/clima/denudação.....	51
Figura 16 - Principais feições exocársticas	52
Figura 17 - <i>Fengcong</i> na região de Guangxi-China	54
Figura 18 - Fraturas horizontais e verticais em um <i>Castelle inselberg</i> no deserto de Mojave-EUA.....	55
Figura 19 - Padrões internos a partir de cortes horizontais	63
Figura 20 - Padrões internos a partir de cortes transversais	64
Figura 21 - Exemplos de padrões a partir de cortes longitudinais	65
Figura 22 - Principais espeleotemas no endocarste.....	66
Figura 23 - Diagrama da evolução do Carste	71
Figura 24 - Desenvolvimento do relevo cárstico em relação a variações climáticas e mudanças no nível de base	73
Figura 25 - Modelo evolutivo para carste geossinclinais	74
Figura 26 - Modelo de evolução dos <i>Fengcongs</i> e <i>Feglins Karsts</i>	76

Figura 27 - Material utilizado para o levantamento espeleométricos.....	80
Figura 28 - Platô de Martins.....	83
Figura 29 - Vista lateral dos pequenos anfiteatros erosionais, destacando seu contorno em vermelho	84
Figura 30 - Evolução geomorfológica das vertentes da paisagem cárstica de Martins, culminando com a formação dos pequenos anfiteatros erosionais.....	85
Figura 31 - Vertente do Maciço de Martins	86
Figura 32 - Vertente da Serra dos Picos	87
Figura 33 - Depressão sertaneja circundante de Martins.....	88
Figura 34 - Planície fluvial de Martins.....	89
Figura 35 - Inselbergues cársticos da Depressão Sertaneja de Martins.....	90
Figura 36 - Inselbergue cárstico na área das vertentes da Serra dos Picos.....	90
Figura 37 - Estruturação geológica/geomorfológica da paisagem cárstica de Martins.....	91
Figura 38 - O abrangente sistema cárstico de Martins	92
Figura 39 - Modelos teóricos de inversão tectônica e Inversão de relevo.....	94
Figura 40 - Etapas da evolução da área de estudo.....	96
Figura 41 - Etapas 02 a 04 da evolução da área de estudo	97
Figura 42 - Etapas 05 e configuração atual do contexto do relevo cárstico de Martins.....	99
Figura 43 - Localização da Casa de Pedra de Martins	101
Figura 44 - Frequência absoluta dos lineamentos do inselbergue cárstico da Casa de Pedra	102
Figura 45 - Fraturamentos horizontais interceptadas por fraturamentos verticais	105
Figura 46 - Áreas com boudinagem	106
Figura 47 - Paredão	107
Figura 48 - Torre de pedra.....	108
Figura 49 - Cones cárstico.....	109
Figura 50 - Lapiás, caneluras e bacias de dissolução	110
Figura 51 - Dolina	111
Figura 52 - Sumidouro	112
Figura 53 - Esfoliação em esferoidal.....	113
Figura 54 - Entrada da Casa de Pedra de Martins	114
Figura 55 - Frequência absoluta dos lineamentos estruturais do interior da caverna.....	115
Figura 56 - Alinhamentos e aprofundamento de teto da caverna.....	116
Figura 57 - Zona fótica na casa de Pedra de Martins	118

Figura 58 - Localização das fotografias do endocarste	119
Figura 59 - Estalagmite na Casa de Pedra de Martins.....	120
Figura 60 - Escorrimento de calcita.....	121
Figura 61 - Colunas da casa de Pedra de Martins	122
Figura 62 - Coluna proveniente da coalescência com outros espeleotemas.....	123
Figura 63 - Chão de estrelas	124
Figura 64 - Estalactites do tipo canudo	125
Figura 65 - Estalagmite em formação.....	125
Figura 66 - Represa de travertinos.....	126
Figura 67 - Espeleotema com menos de 1 cm.....	126
Figura 68 - Pérolas de caverna	127
Figura 69 - Coraloides	128
Figura 70 - Coluna oca	129
Figura 71 - Evidência de fluxo de água dentro da caverna	130
Figura 72 - Cortina não carbonática	131
Figura 73 - Fraturas no teto da caverna	132
Figura 74 - Alterações sazonais ao longo dos meses	136
Figura 75 - Etapas de evolução geomorfológicas da casa de pedra de Martins-RN	138

LISTRA DE MAPAS

Mapa 1 - Drenagem do relevo cárstico de Martins	28
Mapa 2 - Contexto geomorfológico do relevo cárstico de Martins	82
Mapa 3 - Características morfo estruturais do inselbergue cárstico da Casa de Pedra de Martins.....	104
Mapa 4 - Controle estrutural da Casa de Pedra de Martins	117
Mapa 5 - Características internas da Casa de Pedra de Martins-RN	133

LISTA DE SIGLAS

CPRM	Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FF	Formação Frecheirinhas
FJ	Formação Jucurutu
FJA	Formação Jandaíra
FSM	Formação Serra do Martins
PCM	Paisagem Cárstica de Martins
ppm	Parte por milhão
SIPC	Suíte Intrusiva Poço da Cruz
SIU	Suíte Intrusiva Umarizal
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPA	Zona de Cisalhamento Portalegre
ZCFG	Zona de Cisalhamento Frutuoso-Gomes

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	17
2.1	Localização da área de estudo.....	17
2.2	Aspectos físicos/geográficos	19
3	PRINCÍPIOS E FUNDAMENTOS	30
3.1	Contextualização da geomorfologia regional.....	30
3.1.1	<i>História da província Borborema</i>	<i>32</i>
3.2	Contextualizando o carste.....	35
3.2.1	<i>O termo carste.....</i>	<i>35</i>
3.2.2	<i>A paisagem cárstica.....</i>	<i>36</i>
4	ESTUDO DO CARSTE SOB UMA PERSPECTIVA SISTÊMICA	38
4.1	Fatores de formação	38
4.2	Processos químicos inerentes às morfologias cársticas	39
4.3	O abrangente sistema cárstico.....	43
4.4	O sistema cárstico específico	46
4.4.1	<i>O exocarste.....</i>	<i>51</i>
4.4.2	<i>O epicarste</i>	<i>58</i>
4.4.3	<i>O endocarste</i>	<i>59</i>
4.4.3.1	<i>Padrões internos da caverna.....</i>	<i>62</i>
4.4.3.2	<i>Espeleotemas</i>	<i>66</i>
4.5	Evolução geomorfológica do sistema cárstico.....	71
5	PROCEDIMENTOS TÉCNICOS-OPERACIONAIS.....	78
6	EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RELEVO CÁRSTICO DE MARTINS	81
6.1	Compartimentação geomorfológica do contexto.....	81
6.1.1	<i>Etapas da evolução geral da paisagem cárstica de Martins</i>	<i>93</i>
6.2	Aspectos gerais da Casa de Pedra de Martins	100
6.2.1	<i>Levantamento do exocarste/epicarste</i>	<i>102</i>
6.2.2	<i>Levantamento do endocarste/espeleotemas</i>	<i>113</i>
6.3	Evolução geomorfológica do carste de Martins.....	135
7	CONCLUSÃO	140
	REFERÊNCIAS	143

APÊNDICE A – PLANTA BAIXA: CAVERNA CASA DE PEDRA DE MARTINS-RN	149
ANEXO A - TABELA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL....	156

1 INTRODUÇÃO

No Brasil, os trabalhos pioneiros em geomorfologia assumem uma conotação evolutiva das paisagens tropicais, associados à mensuração e descrição dos fenômenos naturais (GREGORY, 1992), sendo desenvolvidos inicialmente por L. King, J. Tricart, Bigarella, Suguio, Ab'Saber dentre outros (MAIA, 2005). Atualmente a geomorfologia está ligada aos estudos de evolução, gênese e dinâmica das paisagens relacionadas à superfície da terra a partir de seus agentes modeladores (CHRISTOFOLETTI, 2011).

No Nordeste brasileiro a geomorfologia permaneceu durante anos associada às concepções climáticas, ou seja, ao entendimento da geomorfologia através de interferências de superfícies erosionais aos eventos de denudação pretéritos. Neste sentido, esses trabalhos contribuíram enormemente para o desenvolvimento das pesquisas no Nordeste. A abordagem morfoclimática, segundo Lima (2008), apresenta as formas de relevo como essencialmente derivadas dos fatores climáticos. Tem-se registros de diversos trabalhos com essa abordagem, dentre eles os de Crandall (1910), Moraes (1924), sendo estes os mais antigos registros para o nordeste. Posteriormente, foi retomado na década de 1950 com os trabalhos de Ab'Saber (1953), Feio (1954), King (1956), Tricart (1959), Bigarella (1975), Damasceno (1981) dentre outros.

O relevo do Nordeste está inserido em um contexto muito amplo englobado pela plataforma sul americana cuja gênese está relacionada aos eventos de ruptura e colisão continental ocorridos durante o pré-cambriano (ALMEIDA, 2000). Individualizada como uma parte integrante desta plataforma, a Província Borborema (MABESSONE, 2002) é uma das regiões do Brasil mais ricas em registros geológicos que refletem uma relação complexa entre os fatores que corroboram para a evolução geomorfológica do relevo (LIMA, 2008).

Deste modo são encontradas nessa região diversas feições geomorfológicas que ajudam a entender como os **fatores endógenos** (processos relacionados às atividades no interior da crosta, como o tectonismo, plutonismo e conseqüentemente, movimentação crustal, soerguimento e vulcanismo) e os **fatores exógenos** (relacionados aos processos intempéricos, transporte e deposição de material da crosta) modelam a crosta continental (ROSS, 2000; PLUJIM; MARSHAK, 2004).

Maia et al (2012) destaca a importância da morfotectônica para o entendimento do relevo no nordeste brasileiro, já que as formas de relevo controladas por lineamentos estruturais estão associadas às antigas zonas de cisalhamento do brasileiro reativadas durante a abertura do oceano atlântico. Essas controlam, sobretudo, a geometria das formas de relevo. Os trabalhos que apresentam este contexto são decorrentes também dos interesses pelo estudo da neotectônica que se desenvolvem a partir da década de 1990 com Saadi (1993), Valadão (1998), Forti (1995), Silva e Mello (2011), Maia e Bezerra (2014), Maia (2012, 2005), Maia, Betard e Bezerra (2016) Peulvast e Claudino Sales (2003).

Tendo em vista os estudos supracitados, é possível encontrar, no nordeste brasileiro, paisagens únicas tanto em relação a sua gênese como em relação as suas formas e feições. Assim, na encosta oriental do maciço de Portalegre e Martins é possível visualizar uma paisagem excepcional, contendo belas formas semelhantes a antigas ruínas, porém, naturalmente esculpidas pela ação da água ao longo das eras. Em destaque é encontrada a caverna Casa de Pedra de Martins, que é um dos exemplos mais expressivos desse tipo de feição na região Nordeste do país.

O relevo desta paisagem está estruturado em rochas de diversos períodos, possuindo um arranjo único que vai do pré-cambriano até o neógeno. Mesclando feições que se desenvolvem tipicamente nesta região como os maciços residuais, planícies fluviais, com feições atípicas como os inselbergues cársticos.

O objetivo principal da pesquisa é esboçar um quadro evolutivo da paisagem cárstica de Martins, dando enfoque ao relevo cárstico tendo em vista a sua principal ocorrência, a Casa de Pedra de Martins. Os objetivos secundários são os mapeamentos do contexto do relevo cárstico de Martins, elaborar blocos diagramas da estruturação geológica incluindo os aspectos geomorfológicos deste contexto, elaborar a planta baixa da caverna Casa de Pedra e os respectivos perfis, mapear a área do exocarste referente à caverna, identificando o controle estrutural deste e relacionando-o ao seu contexto. Analisar os processos de evolução geomorfológica do interior da caverna, bem como discutir o funcionamento desta enquanto sistema cárstico abrangente e específico a partir da bibliografia apresentada.

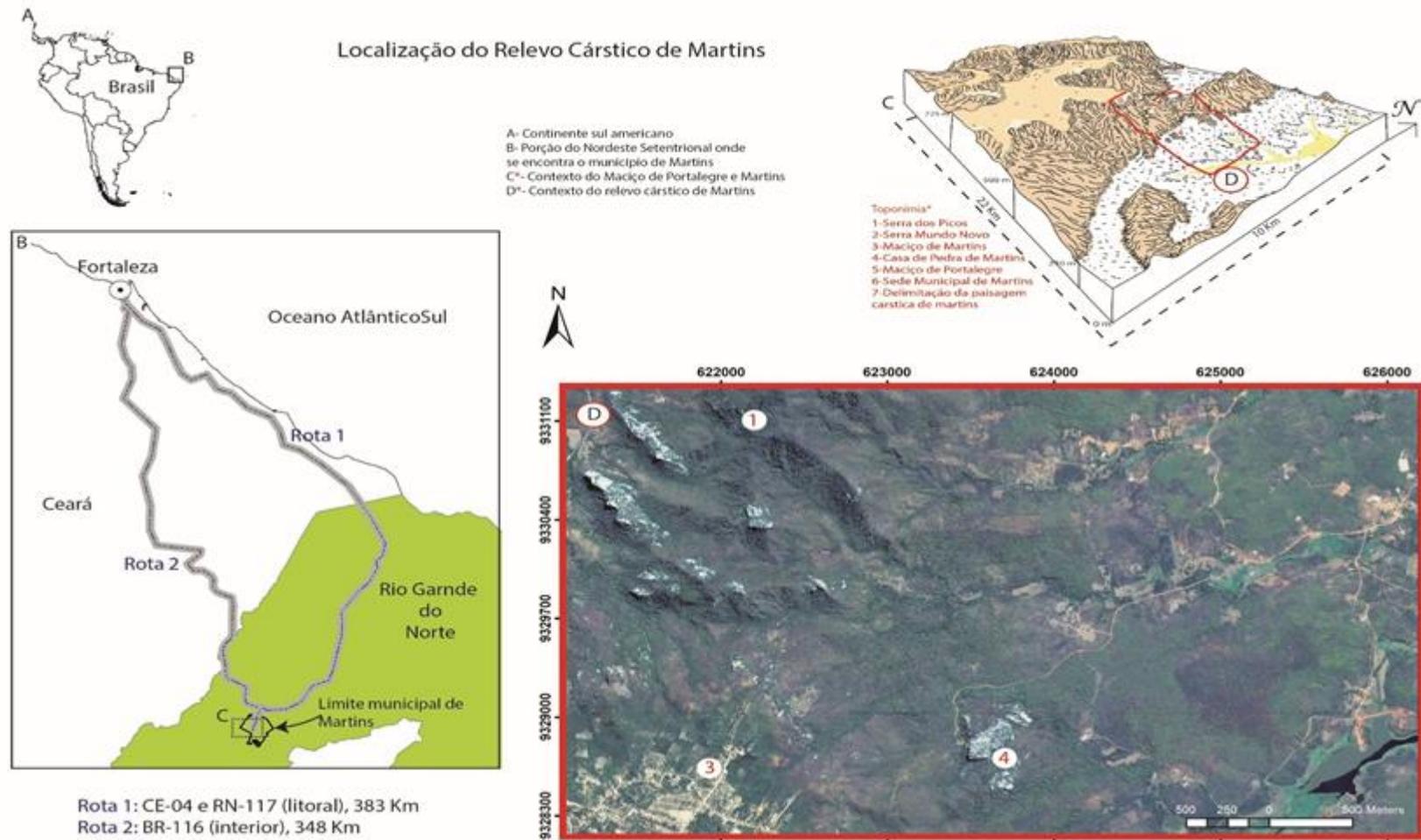
2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

O Nordeste como um todo apresenta ampla variedade de paisagens e formas de relevo que as tornam únicas e passíveis de grande admiração e curiosidade no que concernem a suas características e seus processos formadores e modeladores. Dentre estas paisagens, ganha destaque a encontrada no maciço de Martins-Rio Grande do Norte.

2.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O relevo cárstico de Martins (Figura 01) faz parte do contexto da vertente oriental do maciço de Martins. Situada próxima a sede do município homônimo, a partir de sua sede cerca de 25 km pela rodovia RN-117. Os principais acessos desta área partindo de Fortaleza são através das rotas 1 e 2 descritas na figura 01. A delimitação apresentada na figura 01 foi definida a fim de estabelecer os limites abrangendo as áreas essenciais para a compreensão do relevo cárstico e seu contexto, estando delimitada pelo quadrilátero vermelho (Letra D) em destaque na figura 01 onde são encontrados os afloramentos de Mamoré pertencente à Formação Jucurutu, parte da vertente oriental do maciço de Martins, admitindo também uma pequena área do topo deste maciço, e ocorrências de planícies fluviais, inseridas na depressão sertaneja próxima.

Figura 1 – Localização do relevo cárstico de Martins



Fonte: Elaborado pelo autor

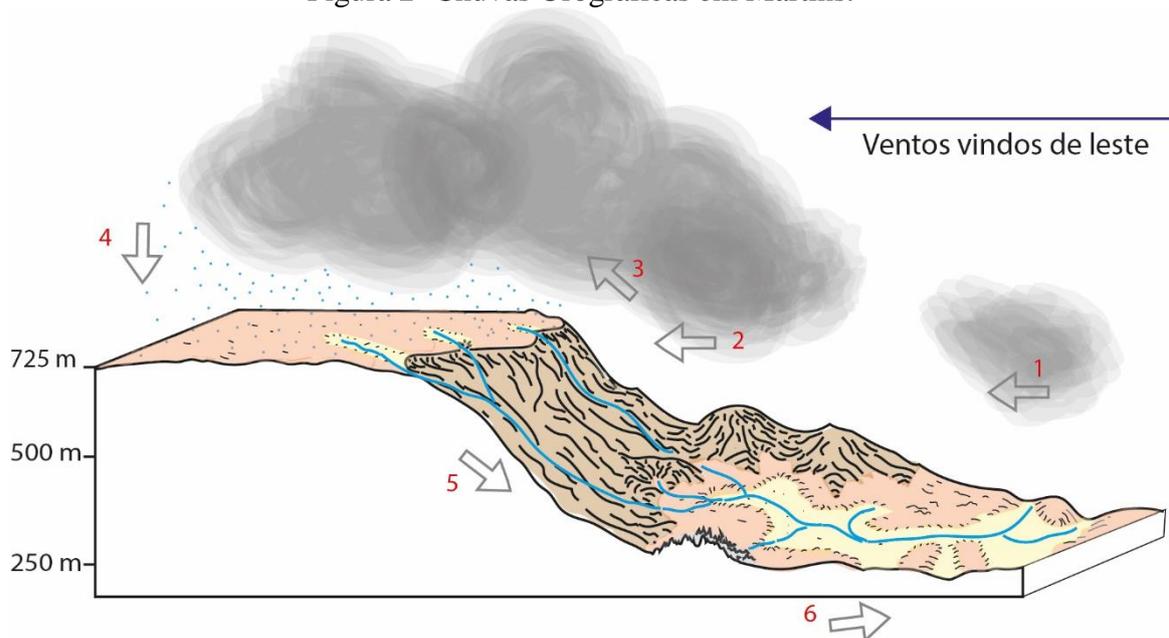
2.2 ASPECTOS FÍSICO/GEOGRÁFICOS

O clima atual da região é como clima tropical semiárido com variações interanuais concordantes com o contexto do nordeste semiárido (NIMER, 1997). Segundo Cavalcanti et al (2009) essas variações interanuais são explicadas por eventos anômalos que interferem nos principais sistemas causadores de chuvas, como o “El niño” e o “La niña” e os Dipolos do Atlântico Norte. Esses fenômenos alteram a temperatura da superfície da água no pacífico e no atlântico, podendo gerar estiagens ou chuvas abundantes para a região.

Os principais sistemas causadores de chuvas no clima atual da região são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e em menor proporção no interior do estado, as linhas de instabilidade. Estes são gerados principalmente pela associação dos ventos e nuvens de unidades vindas do oceano Atlântico (CAVALCANTI, et al, 2009).

No setor do município de Martins, há uma diferenciação nos níveis de umidades em relação ao seu entorno devido à diferença altimétricas, havendo maiores possibilidades de ocorrência de chuvas orográficas como é explicitado na figura 02.

Figura 2- Chuvas Orográficas em Martins.



- 1- Nuvem com umidade é levada na direção da vertente;
- 2- Nuvem atinge a vertente;
- 3- Ar quente eleva a nuvem para atmosfera mais alta, resfriando-se;
- 4- A água contida na nuvem é precipitada na forma de chuva
- 5- Os rios carreiam a água, que por sua vez é responsável pelos processos erosivos de remoção e transporte de material, assim como pela esculturação das feições geomorfológicas
- 6- Os rios iniciam o processo de deposição dos sedimentos erodidos.

Fonte: Elaborado pelo autor.

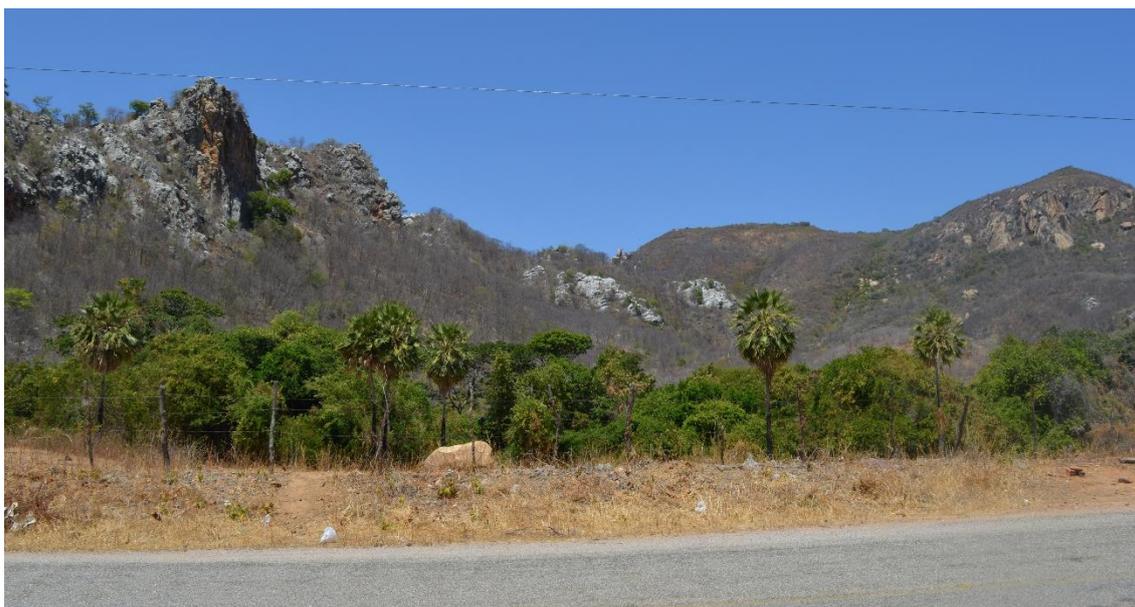
Segundo Neres (2014), na série histórica de 2003 a 2013, Martins apresenta média de precipitação de 1.277 milímetros, com eventos máximos de 2.029 milímetros/ano e mínimo de 577,3 milímetros. Os municípios vizinhos apresentam uma precipitação média de 1.300 milímetros/ano, com exceção de Portalegre que apresenta uma média anual para essa série histórica de 1.946 milímetros/ano e assim como Martins está situado no topo do maciço homônimo. O padrão sazonal segue o que é esperado para o nordeste, com uma quadra chuvosa que se estende de fevereiro a maio, com período de extrema seca no segundo semestre do ano.

A geologia da área, segundo os dados da Folha Sousa SB-24-XA levantamentos geológicos básicos (MEDEIROS, 2008), pertence à faixa Seridó estando inclusa as unidades de rochas supracrustais da Formação Jucurutu (FJ). Associadas a essas rochas, estão às Suítes Intrusivas Poços da Cruz (SIPC) e Suíte Intrusiva Umarizal (SIU). Existem também, arenitos que compreendem a Formação Serra do Martins (FSM).

Porém a unidade de maior destaque neste trabalho corresponde aos mármore que afloram nesse setor.

O contexto do relevo cárstico de Martins (Figura 03) é formada por um mosaico diversificado de feições de formas erosionais e estruturais. É de grande importância a localização deste geótopo do ponto de vista da história evolutiva do setor leste do maciço de Martins.

Figura 3 - Vista geral da paisagem cárstica de Martins.



Fonte: Do autor.

Vários estudos foram realizados nesta área, tendo como objeto principal as paisagens de abrangência regional. Neste caso, são levados em conta as macroformas de relevo, como os maciços residuais, a depressão sertaneja e os canais que drenam essa região. Deste modo, o relevo cárstico de Martins permanece anônimo aos olhos da geomorfologia cárstica. No entanto, os trabalhos a respeito da faixa Seridó, elaborados por Jardim de Sá (1994), Medeiros (2004), Barros (1998) e Magini (2001), e dos maciços de Portalegre e Martins desenvolvidos por Maia, Betard e Bezerra (2016), Peulvast e Claudino Sales (2004) e Lima (2008) são contribuições inestimáveis para o entendimento do setor proposto ao atual estudo.

Segundo Hasui et al (2012) esta área está situada no domínio do rio Piranhas-Seridó que consiste em um dos blocos amalgamados de rochas que formam a província Borborema.

A área delimitada para o estudo encontra-se estruturada sob quatro unidades litológicas com diferentes composições, idades e contextos de gênese e evolução. Todas as unidades compartilham em sua gênese os processos de compressão e distensão crustais responsáveis pela orogênese e pela abertura continental e rifteamento. São essas unidades em ordem cronológica decrescente:

- 1) **Suíte Intrusiva Poço da Cruz:** Unidade litológica que compõe o embasamento mais antigo da área de estudo. Composta por anfibólitos-biotita-augengnaisses de composição quartzomonzonítica a granítica, leucocrática, apresentando granulação grossa com porfiroclastos de k-feldspato, imersos em matriz quartzofeldspática. Alguns enclaves de composição diorítica também são observados (PFALTZGRAFF; TORRES, 2010) possui datação do paleoproterozóico, cerca de 1800 Ma. à 2.050 Ma. Sua gênese está relacionada a processos distensivos na crosta, ocorridos após o ciclo Transamazônico. Segundo Maia, Betard e Bezerra (2016) essa suíte intrusiva se alojou em antigas zonas de cisalhamento, após um período de esforços tectônicos relacionados ao ciclo Transamazônico.
- 2) **Unidades do Grupo Seridó:** Formado por diversas unidades litológicas como a Formação Jucurutu, Equador e Seridó que possui sua gênese ligada aos processos ocorridos no neoproterozóico (JARDIM DE SÁ, 1994). Magini (2001) acrescenta que essa massa crustal tem sua gênese ligada a dois fatores de formação principais: i) a formação de bacias do tipo plataformas com sedimentação terrígena e vulcanismo basáltico correspondendo a sequencias do tipo *flysh* descrita no ciclo de Wilson e ii) inúmeras colagens continentais formando arcos magmáticos plutônicos associando-os aos eventos de colagem do Brasileiro onde ocorreram distensões e compressão e transpressão na crosta. Essas forças geraram duas unidades litológicas pertencentes ao grupo Seridó e que integram a paisagem cárstica de Martins-RN:
 - a) **Formação Jucurutu:** Composta por rochas ediacaranas, entre 635 à 542 Ma., idade do metamorfismo, que estão relacionados a ambientes compressionais (JARDIM DE SÁ, 1994). É possível inferir que está relacionado ao fechamento de um protooceano marinho raso. A idade da deposição dos sedimentos está estimada em por volta de 650 Ma. correlato ao metamorfismo brasileiro. Os mármore da formação Jucurutu, segundo

Nascimento (2002), ocorrem como intercalações entre paragneisses e micaxistos desta formação, possuem espessuras métricas a decamétricas estes estão dispostos em depósitos lenticulares onde há ocorrência de processos avançados de carstificação. Nascimento (2002) ao estudar a geoquímica dos mármore dessa formação, descreve o afloramento Almino Afonso, que está relacionado à mesma lente que dá origem aos afloramentos da PCM, como calcítico. Deste modo os valores de CaCO_3 superiores a 97% e MgCO_3 menores que 0,6%.

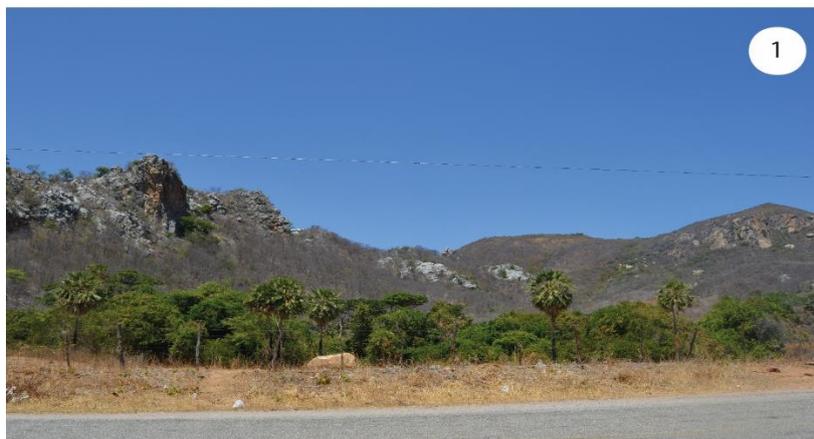
- b) **Suíte Intrusiva Umarizal:** Unidade composta por quartzomonzonitos e quartzossienitos de cor rósea a verde escura ou cinza, com faialita ou ferro-hiperstênio, hedenbergita e ferro-edenita em sua mineralogia. Possuem textura equigranular fina a média (PFALTZGRAFF; TORRES 2010) tem sua gênese ligada a processos pós-tectônicos e a intrusões crustais de plutões. Está datado por volta de 590-570 Ma. (MEDEIROS, 2008).
- 3) **Formação Serra do Martins:** Ocorre em altitudes de 700m, com espessuras que ultrapassam os 50m na região de Portalegre e Martins. Os sedimentos do topo estão, geralmente, silicificados e formam crostas lateríticas apresentando coloração do vermelho ao roxo (ANGELIM, 2006). De acordo com Meneses (1999), os sedimentos que formam essas rochas são de origem fluvial apresentando diversidade faciológicas que sugerem alternâncias nos níveis de energia dos sistemas deposicionais. Desde os primeiros estudos a respeito das idades dessas rochas elaborados por King (1956) e Bigarella e Ab'Saber (1964), houveram inúmeras dificuldades de datação devido ao seu caráter afossilífero. Porém, Maia, Betard e Bezerra (2016) apresentam um panorama mais atual das datações obtidas a partir dos estudos de Morais Neto et al (2008), no qual a técnica de traço de fissão de apatita sugere uma idade de deposição entre 64 e 25 Ma. e Lima (2008) através do método (U-Th)/He obtidas de amostras de oxido de ferro da Formação serra do Martins, sugere idade máxima de 20 Ma. para a deposição dos sedimentos desta formação.

A área é controlada por macroestruturas de direção NE-SW e NW-SE, onde as principais zonas de cisalhamentos relacionadas são a Zona de Cisalhamento Portalegre e a Zona de Cisalhamento Frutuoso-Gomes respectivamente (LIMA, 2008).

De acordo com essa perspectiva, os maciços são formas resistentes aos processos de erosão, apresentam grande densidade de canais na rede de drenagem e formam cristas alongadas ou morros com escarpas abruptas. No caso dos maciços de Portalegre e Martins, seus topos constituem áreas tabulares aplainadas devido à existência de um capeamento sedimentar.

O relevo cárstico de Martins, em seu contexto, se configura como um complexo paisagístico diferente dos encontrados em outros setores do nordeste setentrional, como os metacalcários de baixo grau de metamorfismo da Formação Frecheirinha (FF) do grupo Ubajara, encontrados na borda leste da Serra da Ibiapaba (VERISSIMO et al, 2005) e os calcários da Formação Jandaira (FJA) encontrados na Chapada do Apodi associada a bacia potiguar (SANTOS, 2015; MAIA; BEZERRA, 2014). Esses são relevos cársticos bem pronunciados, dados suas ocorrências regionais. No caso de FF, tem-se um relevo formado em uma borda de cuesta, porém há, neste caso certa semelhança fisionômica com o carste encontrado em Martins, principalmente por conta do conjunto de lentes da FF que também formam picos residuais semelhantes aos inselbergues cársticos de Martins. Portanto a diferença entre ambas as feições cársticas consiste principalmente no contexto geológico, e paisagístico ao qual estão inseridos que formam. Na FJA, um relevo tipicamente cárstico apresentando modelados ruiniformes recortados por diversos fraturamentos, apresentando erosão diferencial entre as camadas depositadas da rocha carbonática (Figura 05).

Figura 5- Vista de três importantes paisagens cársticas no Nordeste Setentrional Brasileiro



1 Vista geral da Paisagem Cárstica de Martins-RN (mármorees da Formação Jucurutu)



2 Vista dos Metacalcários da Formação Frecheirinhas formando carste em borda de cuesta, Ubajara - CE



3 Vista geral dos calcários da Formação Jandaíra, Soledade - RN, formando relevo ruiniforme.

Fonte: Do autor.

O relevo cárstico de Martins, de maneira restrita, está estruturada em rocha metamórfica, neste caso os mármore aflorantes da FJ (NASCIMENTO, 2002), sua característica é melhor descrita por Waltham (2008) como inselbergues cársticos remanescentes de antigas estruturas definidas como *Fengcong Karst* ou *Fenglin Karst*, devido sua característica como uma rocha exumada e a seu caráter descontínuo que não forma um relevo cárstico típico, assim como sua topografia que o alça a cotas mais altas que o seu entorno.

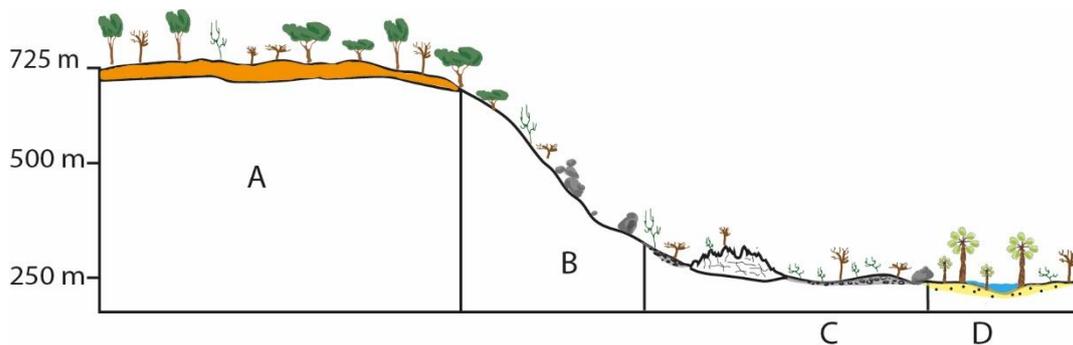
Os solos da região segundo a EMBRAPA (1971) apresentam-se como diferenciados nas áreas do topo, encostas e depressão. Estando estes, em sua maioria, associados consecutivamente aos Latossolos, Neossolos Litólicos e associações de Argissolos e Luvisolos. Nas ocorrências dos inselbergues cársticos, não há presença de solos bem desenvolvidos, dando a esses, para a escala analisada, o aspecto de “rocha nua”.

A vegetação em termos regionais apresenta uma grande diversidade de fisionomias, tais como savanas, estepes e florestas ombrófilas, (SALGADO; JORDY; GONÇALVES, 1981). Porém, a caatinga (estepo) é a forma de fisionomia vegetal mais comum ocorrendo, segundo Lima (2008), em todas as formas de relevo do nordeste setentrional.

Maia, Betard e Bezerra (2016) sugerem a existência de espécies típicas de cerrado nos setores mais altos da área destacada neste estudo, ou como Cavalcante (2005) denomina, enclaves, compondo uma fisionomia vegetal denominada mata seca (caatinga arbórea). Nas encostas há a ocorrência de caatinga arbustiva, em sua maior parte, e por vezes interrompidas por cultivos e pastos. Nas margens dos canais de drenagem predomina resquícios da mata de galeria. Nos setores mais degradados, Barros (1998) destaca a ocorrência de vegetação secundária ou mata de capoeira, representadas principalmente pela jurema preta, jameleiro e pau branco.

A partir da análise fisionômica da vegetação, das características gerais dos solos da região e das relações altimétricas-morfológicas gerais, é possível destacar quatro unidades Físico-geográficas distintas (Figura 06).

Figura 6- Unidades físico-geográficas da paisagem cárstica de Martins.

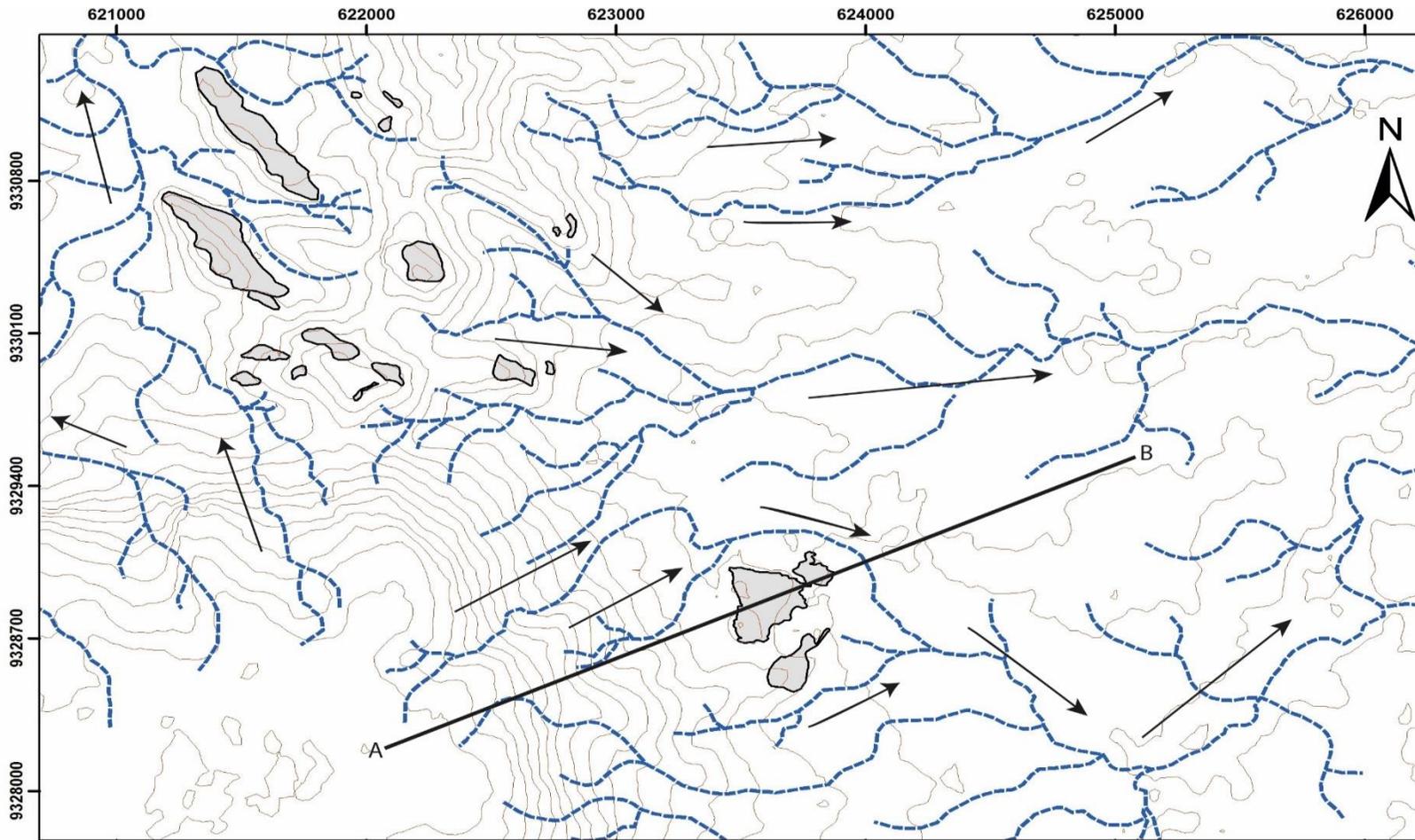


Fonte: Elaborado pelo autor.

- A) Unidade do platô de Martins: nesta unidade encontra-se terrenos aplainados, com vegetação arbórea e arbustiva, onde podem ser encontrados solos profundos e bem desenvolvidos.
- B) Unidade das vertentes: nesta unidade são encontrados afloramentos de rochas que por vezes formam paredões, assim como vegetação arbustiva e solos incipientes.
- C) Unidade da Depressão de Martins: essa unidade é marcada pela presença de inselbergues cársticos e pelos terrenos que fazem parte da depressão sertaneja. Os solos são rasos e pedregosos e há ocorrência de vegetação arbustiva típica da caatinga.
- D) Unidade das planícies fluviais de Martins: marcada pela presença de carnaubais, solos arenosos e pelos canais que formam a rede de drenagem.

A **hidrografia** da área está subordinada a bacia hidrográfica do rio Apodi-Mossoró. Segundo Maia et al (2012) esta bacia corresponde a uma área de 14.270 km². Nos primeiros 100 km o canal é predominantemente erosivo. Nesta região, que corresponde ao alto curso, observa-se que a elevada densidade de drenagem é resultado do entalhamento desses canais no embasamento pré-cambriano. Portanto, Maia et al (2012) dispõe que essa relação promove um padrão dendrítico e sub dendrítico que é resultado da impermeabilidade das rochas cristalinas.

A drenagem da área (Mapa 01) que circunda o relevo cárstico de Martins apresenta-se como padrão dendrítico, com direção preferencial W – E. Seu fluxo segue o mesmo sentido, indo da área do platô até a depressão sertaneja, saindo de um estado erosivo para um estado deposicional, onde são formadas as planícies fluviais.



Universidade Federal do Ceará
 Departamento de Geografia
 Programa de Pós-Graduação em Geografia

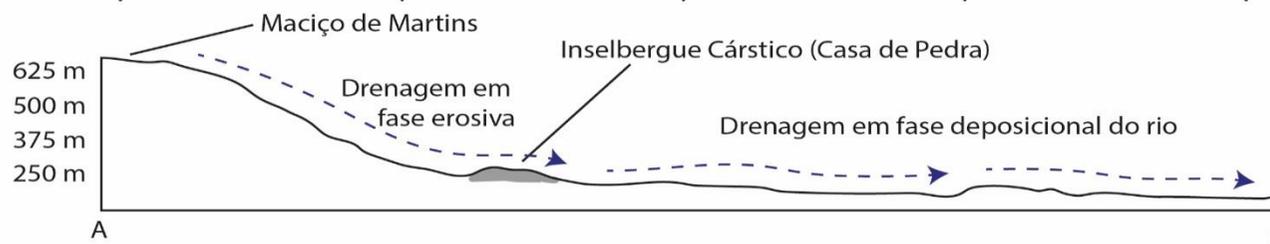
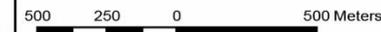
**Mapa 01:
 Drenagem
 do Relevo
 Cárstico de Martins**

Título da dissertação:
 Evolução geomorfológica
 do Relevo Cárstico
 do Município de Martins
 Rio Grande do Norte

Autor:
 Pedro Edson Face Moura
 Orientador:
 Prof.Dr. Rubson Pinheiro Maia
 Coorientador:
 Prof. Dr. Jefferson Lima dos Santos

Legenda

- Rede de drenagem
- Curvas de nível 30 metros
- Inselbergues Cársticos



Informações Técnicas
 Sistema de coordenada: SIRGAS 2000 UTM Zona 24S; Projeção: Transversal de Mercator
 Datum: Sirgas 2000; Escala: 1:5000; Fonte: IBGE (2015) Explore earth (2016)
 Elaboração: Pedro Edson Face Moura; Data: Novembro de 2016

3 PRINCÍPIOS E FUNDAMENTOS

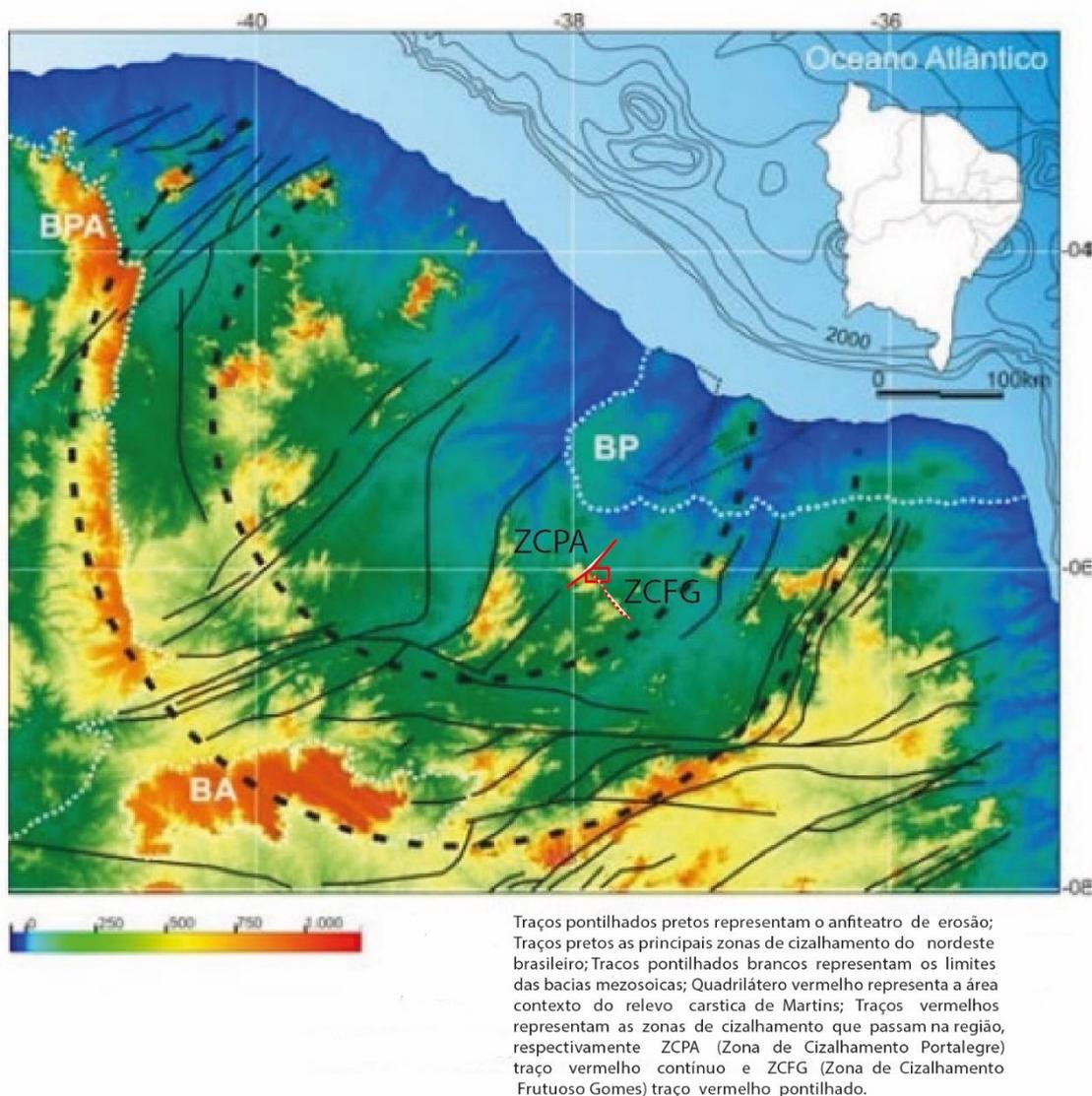
3.1 CONTEXTUALIZAÇÃO DA MEGA GEOMORFOLOGIA REGIONAL

Os estudos morfoestruturais no nordeste setentrional correlacionam as estruturas de deformações às discontinuidades litológicas no relevo, assim como a neotectônica se refere ao estudo das deformações provocadas pelo último campo de tensões incidido na área (MAIA; BEZERRA, 2014).

As paisagens nordestinas estão relacionadas à elaboração de um relevo diretamente associado a remanescentes de antigas estruturas orogênicas do neoproterozóico. Tais paisagens se desenvolvem em zonas de cisalhamento que foram reativadas durante o cretáceo e o cenozóico. A tectônica cretácea que culminou com a abertura do continente é considerado por muitos como um dos eventos mais importantes do ponto de vista geológico-geomorfológico (MAIA; BEZERRA, 2014).

Essa paisagem nordestina, de um ponto de vista macro, está segundo Peulvast e Claudino Sales (2003) disposta na forma de vasto anfiteatro erosional (Figura 07) voltado para o atlântico e marcado por uma depressão central Jaguaribana.

Figura 7- Relevo da Província Borborema.



Fonte: Adaptado de MAIA, 2012.

As áreas mais elevadas são marcadas por ação da erosão diferencial do embasamento, também associada a processos de movimentação vertical da crosta, resultado da reativação do último campo de tensões. Ab'Saber (2003) chama as áreas arrasadas que circundam essas discontinuidades topográficas de depressão sertaneja.

A formação do anfiteatro erosional da Província Borborema está relacionada à história da própria formação do continente sul americano, da província Borborema e consequentemente da área do relevo cárstico de Martins.

A formação do atual substrato onde o relevo nordestino se insere, advém de um longo processo de rupturas e fissuras continentais (NEVES, 1999; TASSINARI, 2000; ALMEIDA, 1996).

Essa dinâmica planetária se deve as forças nucleares internas. Gerando correntes de convecção na astenosfera, estas remobilizam diversos materiais do interior da crosta, para a superfície através do magmatismo (HUGGETT, 2007; SZATMARI et al, 1987; PRESS et al, 2006). Como consequência ocorre à movimentação das placas tectônicas e à deriva continental.

3.1.1 HISTÓRIA DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A província Borborema é um mosaico de porções de embasamento antigos compostos por microcontinentes e faixas orogênicas do arqueano ao neoproterozóico separadas por zonas de cisalhamento transcorrente e de empurrão (HASUI, 2012). Segundo Lima (2008) esta é uma das regiões mais ricas em registros geológicos que refletem as complexas relações evolutivas entre os fatores estruturais e modeladores do relevo do Nordeste. Está situada na maior parte da região nordeste do Brasil e limita-se a oeste com a bacia do Parnaíba, ao sul com o cráton do São Francisco, e a leste e ao norte pela bacia oceânica do atlântico (ALMEIDA, 1996; JARDIM DE SÁ, 1994; HASUI, 2012).

Esta área possui terrenos que segundo Magini (2001) e Almeida, Neves e Fuck (1977) são correlatos e correspondentes ao continente Africano na região do Hogar e na província da Nigéria. Destaca-se que, os terrenos que formam essa província são estruturados em rochas do pré-cambriano com coberturas mesozóicas e cenozóicas (ANGELIM, 2007; MAGINI, 2001).

O **pré-cambriano** foi marcado pela formação e crescimento de crostas continentais, soerguimento de cadeias de montanhas, intrusões plutônicas na crosta, metamorfismo de rochas provenientes de bacias oceânicas, retrabalhamento de rochas e formação de estruturas dúcteis e rúpteis. Isso se dá pela intensa movimentação da crosta nesse período. (ANGELIM, 2007; MAGINI, 2001)

Os núcleos **arqueanos** provêm das acreções crustais nos períodos primordiais da formação das superfícies continentais. Nessa fase, há um crescimento da crosta, entendido atualmente como um sistema de macro e microplacas (MASON, 1995;

MAGINI, 2001). Segundo Magini (2001) essas rochas estão inseridas em rochas gnáissicas de idade paleoproterozóica. Esses núcleos arqueanos, representam hoje o embasamento mais antigo das sequências estratigráficas dessa região. São compostos principalmente de gnaisses, granitóides e rochas ortoderivadas.

No período **Paleoproterozóico**, foram formadas estruturas regionais dômicas/elípticas orientadas na direção NE-SW. Essas rochas foram formadas a partir de processos geotectônicos que envolvem fusão crustal das rochas originárias do arqueano, devido o afinamento sofrido pela crosta litosférica que possibilitou a intrusão de magma na crosta (MAGINI, 2001). A orogênese transamazônica pode ser destacada como uma importante fase de fusão crustal desse período e, portanto, responsável pela gênese de inúmeras rochas metamórficas, vulcânicas e sedimentares que seriam retrabalhadas no brasileiro. A região hoje é identificada como a província Borborema, ao centro do supercontinente formado a partir dessa colagem, nesse caso Atlântica (MAGINI, 2001). A fase tafrogênica, no estateriano é representada por ambientes de extensão crustal e formação de bacias oceânicas.

Já no **neoproterozóico**, ocorreu o fechamento das bacias oceânicas que geraram diversas rochas metamórficas. Esses movimentos colisionais ou ciclo brasileiro (NEVES, 1999) foram formadas, segundo Magini (2001, p.12), por dois processos geológicos:

- a) Formação de bacias marginais do tipo plataformais com sedimentação terrígena e vulcanismo básico (Grupo Seridó) e b) inúmeras colagens continentais formadas devido as tectônicas colisionais entre blocos crustais, formando vários arcos magmáticos plutônicos cálcio-alcalinos [...] durante o ciclo pan-africa no brasileiro.

De acordo com Barros (1998) e com base em dados de Jardim de Sá (1994), o período **paleozóico**, no que concerne ao desenvolvimento da Província Borborema, foi marcado por soerguimento contínuo e uma vigorosa erosão. Nesse sentido, a paisagem atual expõe rochas que se desenvolveram em níveis crustais profundos, originalmente formadas a 12-15km de profundidade, que pertencem a faixa orogênica brasileira. “Essa erosão marca o provável condicionamento isostático da litosfera como resposta ao espessamento crustal ocorrido no brasileiro” (BARROS, 1998, p.109).

O **mesozóico** foi palco de eventos de magmatismo relacionados, principalmente, a processos de rifteamento, como os que deram origem a Bacia Potiguar. Esses

processos também formaram o oceano atlântico e conseqüentemente culminaram com a separação dos continentes sul americano e africano, formando a cadeia mesoceânica do atlântico. Essa separação gerou um sistema de falhas de orientação E-W e NE-SW que correspondem hoje à orientação de muitos maciços e cristas residuais alinhadas (BEURLEN, 1971; ALMEIDA; NEVES; FUCK, 1977, JARDIM DE SÁ, 1994; LIMA, 2008; VASCONCELOS, 2002; MAIA; BEZERRA, 2014).

No **cenozóico** as evidências de epirogênia mediante mecanismo de carga flexural na margem litosférica e mecanismo de soerguimento dômico a partir de anomalias no núcleo, são marcadas pelos remanescentes de antigas bacias sedimentares agora alçadas a cotas mais elevadas. Neste contexto, também é associado ao alçamento dessas litologias sedimentares um intenso intemperismo gerado por alterações dos níveis de umidade durante o cenozóico. Portanto, a inversão do relevo cenozóico é formada a partir das variações dos níveis de base geral e das zonas de cisalhamentos brasilianas que controlam as principais feições lineares da província Borborema. Destaca-se também, as variações do nível do mar com conseqüentes transgressões e regressões marinhas como agentes importantes na modelagem da faixa litorânea e dos vales fluviais (BARROS 1998; PEULVAST et al, 2006; MAIA; BEZERRA, 2014).

Esse contexto diverso e dinâmico, edificou as bases para a formação da PCM, pois mediante esses processos genéticos que são estruturados os modelados que compõem essa paisagem. Porém, é necessária uma compreensão mais detalhada do que são paisagens cársticas a partir do ponto de vista geomorfológico.

3.2 CONTEXTUALIZANDO O CARSTE

3.2.1 O TERMO CARSTE

O termo carste deriva do termo eslavo *karst* para designar as áreas de ocorrência de afloramentos calcários, na região fronteira da Eslovênia com a Croácia, significando “campos de pedras calcárias”, o termo remonta aos primeiros estudos de geologia em calcário no início do século XIX (LINO, 2009).

Monteiro (2014) destaca que o termo servo-croata *karst* sofreu mudanças de pronúncia ao ser traduzido para o alemão, assim como nas línguas inglesa e francesa. Em Portugal, a pronúncia e a grafia são diferentes do Brasil, sendo *carso* para Portugal, e *carste* para o Brasil. A Itália e Espanha seguem o uso do termo português-PT (RODRIGUES et al, 2007).

No Brasil, embora já houvesse tentativas de explorações em ambientes cársticos desde o século XVII, foi apenas no século XIX que apareceram os primeiros textos e produções a respeito do tema (LINO, 2009).

É importante destacar que o termo carste no sentido de ambiente possui definição própria. Neste caso, os ambientes cársticos constituem um complexo ecossistema formado pela interação da água e rocha dissolvida ao longo de milhares de anos. É, portanto, caracterizado principalmente pela circulação de água subterrânea com fauna e flora especializadas (TRAVASSOS, 2011).

Hoje o termo carste está intimamente associado à geomorfologia. Estudos mais recentes sobre o tema, como os de Goudie et al (2004), Maia et al (2012), Monteiro (2014), Santos (2015), Veress (2016) vêm utilizando esse termo baseado na concepção de Klinchouk (2011), Palmer (2007), White (1988), Ford e Williams (2007). Deste modo, o carste é entendido como um sistema de interação atmosfera/água/solo/rocha, que através de reações químicas originam as feições de dissolução características.

É importante lembrar que as concepções clássicas apresentadas na geomorfologia cárstica estão perdendo espaço para novas interpretações. Tem-se o exemplo do termo pseudocarste que segundo Bigarella (1994) designa feições semelhantes às cársticas, porém de ocorrência em rochas que não são calcárias e dolomíticas. Hardt e Pinto (2009) utilizam o termo carste para rochas não carbonáticas,

justificando esse uso baseado nos tipos de feições geradas pelos processos ocorridos nessas rochas.

Ou seja, a formação de carste em rochas pouco solúveis pode ser considerada, tendo em vista os condicionantes químicos e físicos que culminarão na formação de condutos e feições de dissolução, em que não é a solubilidade da rocha o processo preponderante, mas determinante na formação do carste (HARDT; PINTO, 2009).

Dentro de uma compreensão sistêmica, não é possível separar os estudos de geomorfologia cárstica dos estudos de espeleologia, já que ambos se referem a elementos integrantes do mesmo sistema. O entendimento sistêmico do carste será abordado mais adiante.

3.2.2 A PAISAGEM CÁRSTICA

Para compreender a paisagem cárstica faz-se necessário discutir o conceito de relevo cárstico. Diversos autores, como Kohler (2011), Bigarella et al (1994), Suguio (2010), consideram a presença de grandes paisagens contínuas e ininterruptas de modelado cárstico, como um dos fatores que determinam a existência deste como forma de relevo. O que sugere, a não existência dessa continuidade, fator que anula a existência de um relevo cárstico.

A concepção de paisagem adotada nesse trabalho está fortemente ligada ao disposto por Ab'Saber (1979). O autor discorre que, para um universo paisagístico microrregional, com predominância de vales e redes de drenagem superficiais hierarquizadas, a presença local de um relevo cárstico com anomalias e formas topográficas bizarras, constitui-se de uma legítima paisagem de exceção.

Nesse ínterim, a definição de paisagem se refere a feições geotópicas e geocóricas existentes (RODRIGUEZ; SILVA; CAVALCANTI, 2013), ou seja, as menores unidades de relevo presentes no contexto geomorfológico de Martins, neste caso os inselbergues cársticos são o fator de maior destaque nesta análise paisagística.

As paisagens cársticas são, portanto, marcadas pelas feições de relevo cárstico. Kohler (2011) define o termo cárstico para modelagem em relevos solúveis ativos, paleocarste como relevo inativo ou que teve seus processos de dissolução interrompidos e pseudocarste para morfologias similares, mas com processos e litologias diferentes das que formam os carstes.

O termo pseudocarste, entretanto, está caindo em desuso, segundo Guareschi e Nummer (2010) o termo carste não é restrito aos carbonatos, pois rochas como vulcânicas ou sedimentares areníticas, também podem apresentar feições típicas. Huggett (2007) utiliza o termo carste para definir rochas quartizíticas que passaram por processos de corrosão e/ou abrasão formando feições cársticas.

O carste também se constitui como patrimônio espeleológico, pois são encontradas partes importantes dos registros do passado da terra como fósseis e registros dos primeiros antepassados humanos, fonte de informações paleontológicas e arqueológicas (AULER; ZOGBI, 2005). Também é ímpar a diversidade de formas de relevo e espeleotemas, tanto em micro como em macro escala (GAMBARINI, 2012), assim como a geodiversidade dessas áreas apresenta uma importante fonte de conhecimento local.

É importante destacar que a paisagem cárstica também traz em sua morfologia registros essenciais para o entendimento do contexto estrutural da região de interesse do estudo. A morfologia cárstica, tem ligação com as principais falhas que afetam a região cuja ocorrência é posterior ao processo de formação das rochas que constituem o carste, deste modo ressalta-se a importância dos estudos para a geologia e geomorfologia locais (MAIA; BEZERRA, 2014). Essas morfologias também, podem oferecer importantes evidências de climas passados, pois a litologia, associada ao modelado, comporta-se como um indicador de paleoclimas (AYOADE, 1996).

4 ESTUDO DO CARSTE SOB UMA PERSPECTIVA SISTÊMICA

4.1 FATORES DE FORMAÇÃO

Quando se observa um relevo é necessário ter em mente o qual dinâmico este é. Embora dentro da perspectiva humana, muitas vezes estes aparentemente são estáticos, a compreensão sistêmica auxilia no entendimento da dinâmica das paisagens assim como dos relevos. Mas para tanto, faz-se necessário compreender o relevo desde sua formação.

Christofoletti (2011) aponta que a morfologia cárstica surge a partir de três principais condicionantes naturais:

- 1- A presença de rochas carbonáticas ou dolomíticas expostas com espessura razoável;
- 2 - Precipitações moderadas para promover a dissolução do carbonato de cálcio;
- 3 - Altitude acima do nível de base geral, ou seja, que permita a circulação da água através do interior dos corpos rochosos.

Ademais, Suguio (2010) acrescenta que:

- 4- As rochas do substrato devem estar bem litificadas por diagênese ou até por metamorfismo, com grande redução de porosidade e permeabilidade primárias além do intenso diaclasamento.

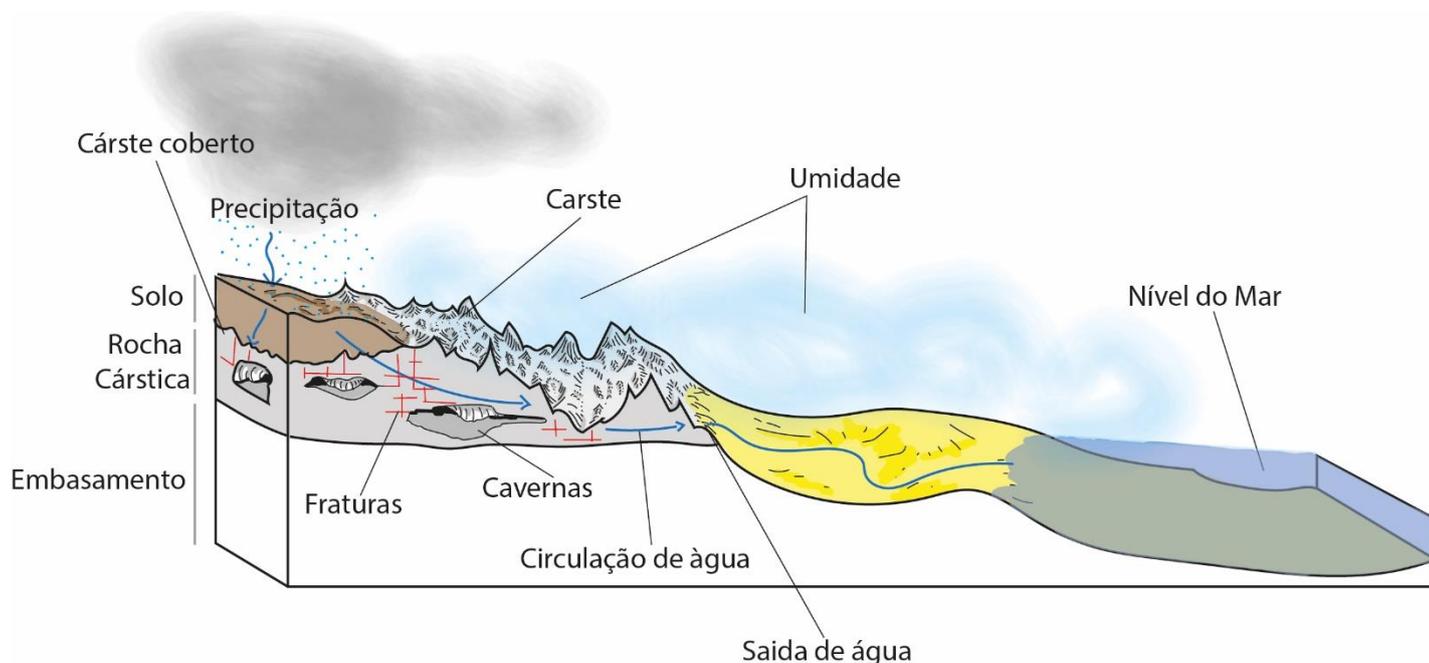
Maia e Bezerra (2014) ainda no que concernem as condições de formação dos relevos cársticos, acrescentam:

- 5 – As fraturas e falhas que se propagam através da litologia, atuam como porosidades secundárias da rocha e no controle estrutural da formação de vales ou *canyons*, gerando assim, possibilidades de penetração da água e direcionando o sentido do escoamento, ocasionalmente irá ser o responsável pelo aprofundamento e alargamento dessas feições.

O aspecto mais marcante de uma paisagem cárstica, é a predominância de processos de dissolução como principal agente de gênese e evolução das feições de relevo que dominam a área (WHITE; WHITE, 1988). Observando essa característica principal, é possível em um primeiro momento, identificar uma área cárstica.

O escoamento da água da chuva na superfície do carste infiltra através das coberturas, ou da rocha nua e acessa o sistema subterrâneo através das fraturas e falhas. Em termos gerais, o sistema cárstico com este processo é carregado, ou seja, tem seu aporte hídrico inserido no sistema, figura 08, (WHITE; WHITE, 1988).

Figura 8- Ciclo hidrológico associado aos componentes de formação do relevo cárstico



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2 PROCESSOS QUÍMICOS INERENTES ÀS MORFOLOGIAS CÁRSTICAS

Os princípios da hidrogeologia provêm, de acordo com Pomerol et al (2013), da compreensão das águas meteóricas (oriundas das precipitações) ou juvenis (provenientes do interior da crosta) no subsolo. Neste sentido, elas podem formar lençóis freáticos, quase imóveis ou ainda circulantes, neste último muito importante na formação dos carstes.

É necessário salientar dois tipos de circulação: as intersticiais e os cursos de água subterrâneos (POMEROL et al, 2013):

- 1- **Circulação intersticial:** depende da permeabilidade das rochas, sendo essas muito lentas quando a permeabilidade é baixa ou rápida e até abruptas quando os vazios entre os blocos são de grandes dimensões. Ocorrendo

baixa perda de carga com pressões que se transmite instantaneamente (POMEROL et al, 2013).

- 2- **Cursos d'água subterrâneos:** sendo de modo geral aplicados a esses os mesmos princípios dos cursos d' água superficiais, ocorrendo erosão, transporte e deposição de materiais. Porém, é necessário focar nos mecanismos de erosão; Ação mecânica e dissolução/concrecionamento (POMEROL et al, 2013). Neste caso, a dissolução ocorre segundo a equação química $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \mapsto \text{Ca}(\text{CO}_3\text{H})_2$ para os carbonatos. Já a ação mecânica advém da variação de pressão decorrente de ondas de choque resultantes de carga de sifão ou ao contrário, por fenômenos de cavitação originados das repentinas quedas de pressão (POMEROL et al, 2013).

Os processos químicos que ocorrem nas paisagens cársticas estão diretamente relacionados à dissolução e precipitação de elementos solúveis. Sendo que ambos corroboram para a carstificação (PALMER, 2007).

Destacando como ponto central na formação e evolução das paisagens cársticas a carstificação, ou **carstificação** que é definida por Rodrigues et al (2007, p. 33), como:

Conjunto de processos baseados, fundamentalmente, na infiltração da água e na dissolução que esta provoca sobre as rochas que conduzem à criação e evolução das paisagens cársticas. Desenvolvendo-se, sobretudo, sobre rochas carbonáticas, mas também, em rochas evaporíticas muito solúveis, conduz ao aparecimento, à superfície, de lapiás, dolinas e outras depressões fechadas, vales secos, canyons, sumidouros e exurgências e, em profundidade, de lapas e algares.

A **carbonatação**, também está diretamente ligada aos processos de desenvolvimento dos modelados cársticos, sendo definido como um processo:

De alteração que inclui reações entre os minerais das rochas e o ácido carbônico da água. O dióxido de carbono atmosférico dissolve-se nas águas das chuvas, tornando-as ligeiramente ácidas (acidez, agressividade da água), caráter que se pode intensificar no solo por incorporação de produtos da atividade dos seres vivos ou da sua decomposição depois de mortos. A carbonatação é muito importante na alteração dos grandes maciços calcários (RODRIGUES et al, 2007, p. 33).

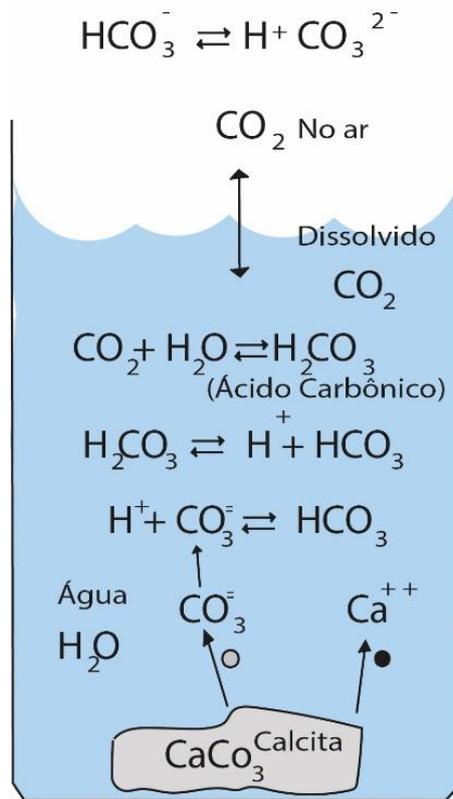
Os sistemas cársticos formados por calcários ou dolomitos seguem o modelo de carbonatação (dissolução dos minerais calcita/dolomita/gipsita por ácido carbônico) proposto por Palmer (2007). Segundo este autor, os maiores sistemas cársticos se

instalam nas litologias carbonáticas e dolomíticas que consistem principalmente no mineral calcita (CaCO_3).

É muito difícil a água pura ter potencial de dissolução suficiente para dissolver completamente esse mineral (PALMER, 2007). Deste modo, água destilada que não contem gases dissolvidos, solubiliza apenas cerca de 12 ppm de calcita a temperatura de 25°C , que corresponde apenas cerca de duas vezes a solubilidade de quartzo (PALMER, 2007).

Outros ácidos potencializam a dissolução dos carbonatos, estes estão dispersos na atmosfera e/ou solo sendo incorporados ao sistema cárstico através da água. É então conferida maior acidez, neste caso, o carbono no ar é absorvido pela água e reage com ele formando o ácido carbônico, permitindo uma maior dissolução de calcita, para cada íon de Ca^{2+} existem cerca de dois íons de HCO_3^- , conforme ilustrado na figura 09 (PALMER, 2007).

Figura 9- Esquema da dissolução de calcita em ácido carbônico.



Fonte: PALMER, 2007.

É importante lembrar que as interpretações podem ser associados aos mármorees dolomíticos e calcíticos. Embora não haja modelos específicos encontrados nesta pesquisa para essas rochas, sua composição é como apontado por Fettes e Desmond (2014) (Figura 11), pelo menos 50% de minerais com a calcita e dolomita, o que os tornam bastante próximos, em termos químicos, aos carbonatos.

Deste modo, o processo de carbonatação é responsável pela dissolução das rochas metamórficas como o mármore. A água acidificada percorre os condutos e as fraturas, é escoada através do processo de gotejamento ocorrendo assim à precipitação mineral ao final da carbonatação.

O ar da caverna tem menos CO_2 , porque ao passar através das entradas e pequenas aberturas se mistura com o ar da superfície (PALMER, 2007). Neste caso, as gotas de água que estão saturadas de carbonato de cálcio, passam a perder CO_2 para a atmosfera do interior da caverna, reduzindo assim seu potencial de solubilidade deste mesmo carbonato, precipitando na forma mineral.

O carbonato em uma solução em contato com a atmosfera é controlado pelos parâmetros químicos de concentração do CO₂ na atmosfera, acidez dessa solução e por parâmetros físicos relacionados à temperatura e em menor grau, a pressão (ALBEREDE, 2011).

4.3 O ABRANGENTE SISTEMA CÁRSTICO

Ford e Williams (1989) destacam que o carste é um sistema aberto que compõe a inter-relação entre dois subsistemas, o hidrogeológico e o químico. Que por sua vez estão inseridos em uma lógica espacial abrangente. Nesta lógica o modelado cárstico se insere como elemento fundamental de um sistema maior, que corresponde a áreas exteriores e áreas de ocorrência das feições cársticas. Ou seja, o sistema cárstico apresentado corresponde a zonas não cársticas ou extra cársticas e o carste específico. Sendo este sistema ligado hidrologicamente através da rede de drenagem.

O sistema cárstico abrangente pode ser representado pelo modelo proposto por Ford e Williams (1989) como é destacado na figura 10

Figura 10- Abrangente Sistema Cárstico.



Fonte: Adaptado de FORD; WILLIAMS, 1989.

É possível destacar através do que é visto no abrangente sistema cárstico, proposto por Ford e Williams (1989), duas zonas maiores, uma relacionada à erosão e outra a deposição.

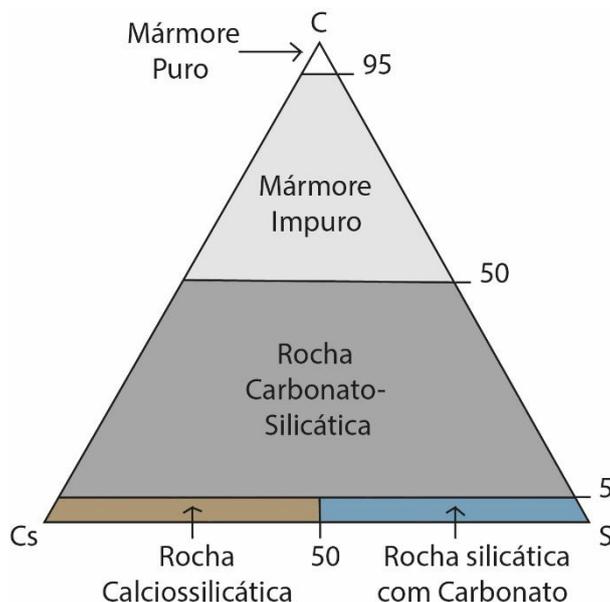
Na **zona de erosão** há predominância das áreas mais altas do relevo, onde ocorrem os maiores contatos da litologia solúvel com a atmosfera. Esse sistema possui diversas **formas de entradas** que podem ser pequenas, médias ou grandes. Tendo em vista a dimensão de abrangência espacial das ocorrências são sugeridas como feições grandes, os *poljes* e *uvalas*, feições médias as dolinas, vales cegos ou sumidouros e feições pequenas, os lapiás. Na zona de erosão, têm-se as **formas de saída** ou formas residuais. Nestas, ocorrem à saída do fluxo de água do sistema que com ela traz sedimentos carbonáticos e outros detritos oriundos da erosão e transporte. Estão associadas a estas formas, as represas de tufas e as planícies interrompidas por blocos residuais ou torres de pedra (FORD; WILLIAMS, 1989).

Existe também a **zona de deposição**, onde normalmente o sistema cárstico tem seu “fim” e seu possível “início”. É nessa zona que ocorre a deposição de materiais provenientes de diversos outros sistemas. Nestas áreas, não são apenas descarregados os materiais provenientes dos sistemas cársticos, mas também é nesse momento, que se inicia um processo de deposição que posteriormente será seguido pela diagênese e/ou metamorfismo, gerando assim novas rochas que reiniciarão a modelagem de um novo sistema. Nesta zona estão relacionadas aos **pântanos**, os **bancos de dunas** e as **plataformas rasas** (FORD; WILLIAMS, 1989).

Esse sistema é comumente associado a presença de calcários, porém, como já foi discutido, outras rochas podem estar associadas a feições de relevo cársticos. Neste sentido serão abordados os mármore, devido ao fato dessas serem as rochas que formam a paisagem cársticas que interessa neste estudo.

O mármore é uma rocha metamórfica que contém mais de 50% em volume de minerais carbonáticos, podendo variar em calcita, dolomita e aragonita. Considera-se um mármore puro, aquele que apresentam pelo menos 95% de seu volume desses minerais conforme figura 11 (FETTES; DESMOND, 2014).

Figura 11- Diagrama discriminante das rochas metamórficas e afins; C- minerais carbonáticos; Cs- Minerais Calcissilicáticos; S- Demais minerais.



Fonte: FETTES; DESMONS, 2014.

A calcita (1), a dolomita (2) e aragonita (3) são descritas respectivamente como:

1-Um **carbonato de cálcio**, indiscutivelmente o mineral mais abundante da classe dos carbonatos, uma vez que é o principal constituinte das rochas calcárias que ocorrem na crosta terrestre, de origem tanto sedimentar como metamórfica, formadas em quase todas as fases de evolução do planeta. [...] (CORNEJO; BARTORELLI, 2014, p. 303).

2-A dolomita, justamente como a calcita, é um dos principais constituintes das rochas carbonáticas [...], é um **carbonato de cálcio e magnésio** e seu hábito cristalográfico mais comum é o romboédrico, é geralmente incolor e transparente (CORNEJO; BARTORELLI, 2014, p. 318).

3-Um **carbonato de cálcio**, tem a mesma composição química da calcita, mas difere dela, num exemplo clássico de dimorfismo por ter arranjo cristalino diverso [...]. a aragonita é instável e tende a se rearranjar internamente transformando-se em calcita a uma temperatura de 400°C (CORNEJO; BARTORELLI, 2014, p.324).

O mármore é a forma metamorfizada dos calcários e dolomitas. Tornam-se **mármore calcários** quando originários da rocha que a define, calcário e **mármore dolomíticos**, quando oriundos de dolomita. Quanto maior o grau de metamorfismo, menor é a preservação de características da rocha sedimentar originária, assim como maior será o tamanho dos cristais recristalizados. Ou seja, características como fossilização e sequências estratigráficas sedimentares não serão visualizadas. O mais

alto grau de metamorfismo envolve invasão de fluidos magmáticos nos corpos carbonáticos. Neste caso, xistos ou misturas gnáissicas são formadas. Sua solubilidade é baixa e eles raramente funcionam como rochas cársticas (FORD; WILLIAMS, 2007).

Na maioria das vezes, o mármore, apresenta porosidade muito baixa e muitas vezes sua permeabilidade é insignificante, tornando-se difícil a circulação de águas no interior do sistema. Porém, onde ocorrer faturamento da rocha e/ou contato entre faces diferentes, nestes locais a entrada da água é facilitada e essa passa a circulação no sistema, iniciando assim o processo de carstificação.

Deste modo é destacada a importância do clima para o processo de carstificação. São necessárias grandes quantidades de precipitação e umidade do ar para que se desenvolva essa morfologia (BIGARELLA, et al 1994). A água em baixa temperatura tem sua capacidade de solubilização aumentada, embora a velocidade da reação seja bem maior nos climas mais quentes, bem como a circulação da água é facilitada no estado líquido, o que torna a velocidade de solubilização cerca de 400% mais rápida nos trópicos que nos ambientes alpinos (BÖGLI, 1956 *apud* BIGARELLA, et al 1994).

A drenagem no modelado cárstico é muito importante para o aporte de água das bacias subjacentes, alimentam os corpos hídricos que estão à jusante em relação ao carste, assim como para as fases de evolução do carste superficial, podendo estar em estado de juventude, maturidade e senilidade (BIGARELLA et al, 1994). Sendo cada estado caracterizado pela presença de feições cada vez mais arrasadas, ou seja, apresentando mais feições que conferem a esta um aspecto ruiforme e residual, até atingir um ponto de coalescência de feições como *poljes* e *uvalas*.

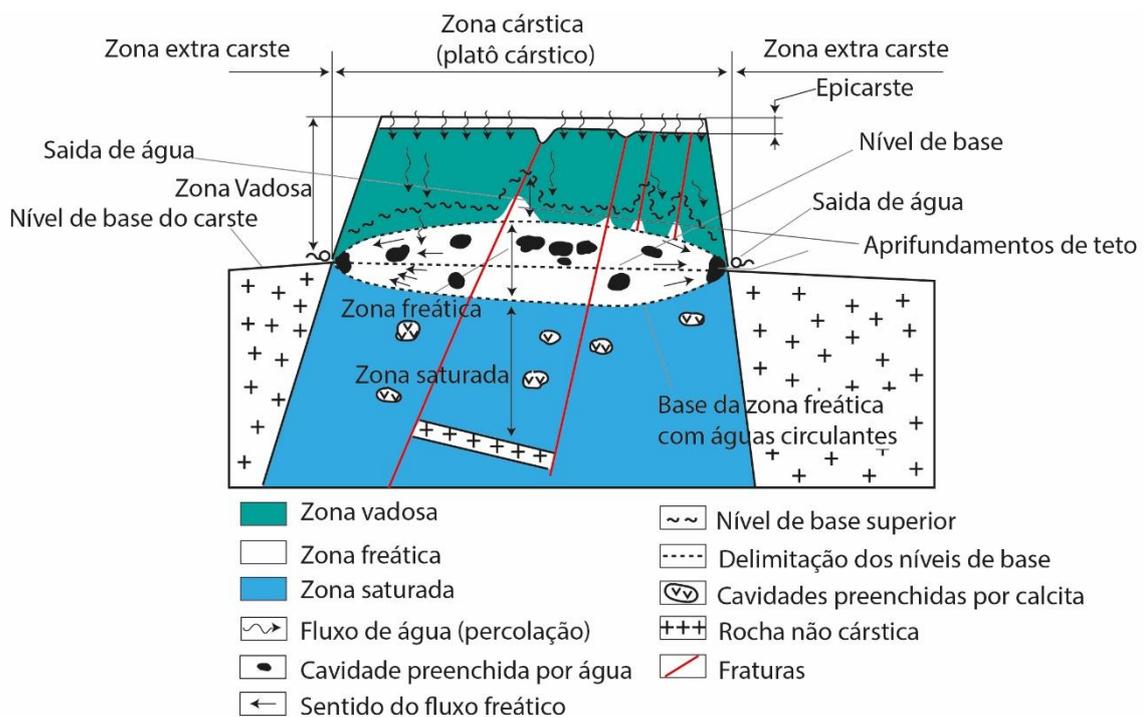
4.4 O SISTEMA CÁRSTICO ESPECÍFICO

A partir da premissa de um abrangente sistema cárstico (FORD; WILLIAMS, 2007), tem-se a necessidade de compreender o que é definido como área cárstica, ou sistema cárstico específico. De tal modo, o estudo do carste, por se tratar de um tema complexo, abrange uma vasta quantidade de ciências e componentes. Veress (2016) destaca a hidrologia e a morfologia como duas importantes propriedades desse sistema. Assim, esse autor ressalta que a hidrologia cárstica está relacionada a processos de infiltração de água, seu fluxo interno e externo nas coberturas ou através da rocha nua. Também, relacionados aos fluxos nos limites das rochas cársticas (mais susceptíveis a

dissolução) das rochas não cársticas (menos susceptíveis a dissolução). Ou nos espaços através das fraturas presentes nas rochas (porosidade secundária).

Veress (2016) demonstra um esquema do sistema hidrológico cárstico (Figura 12).

Figura 12- Sistema hidrológico cárstico.



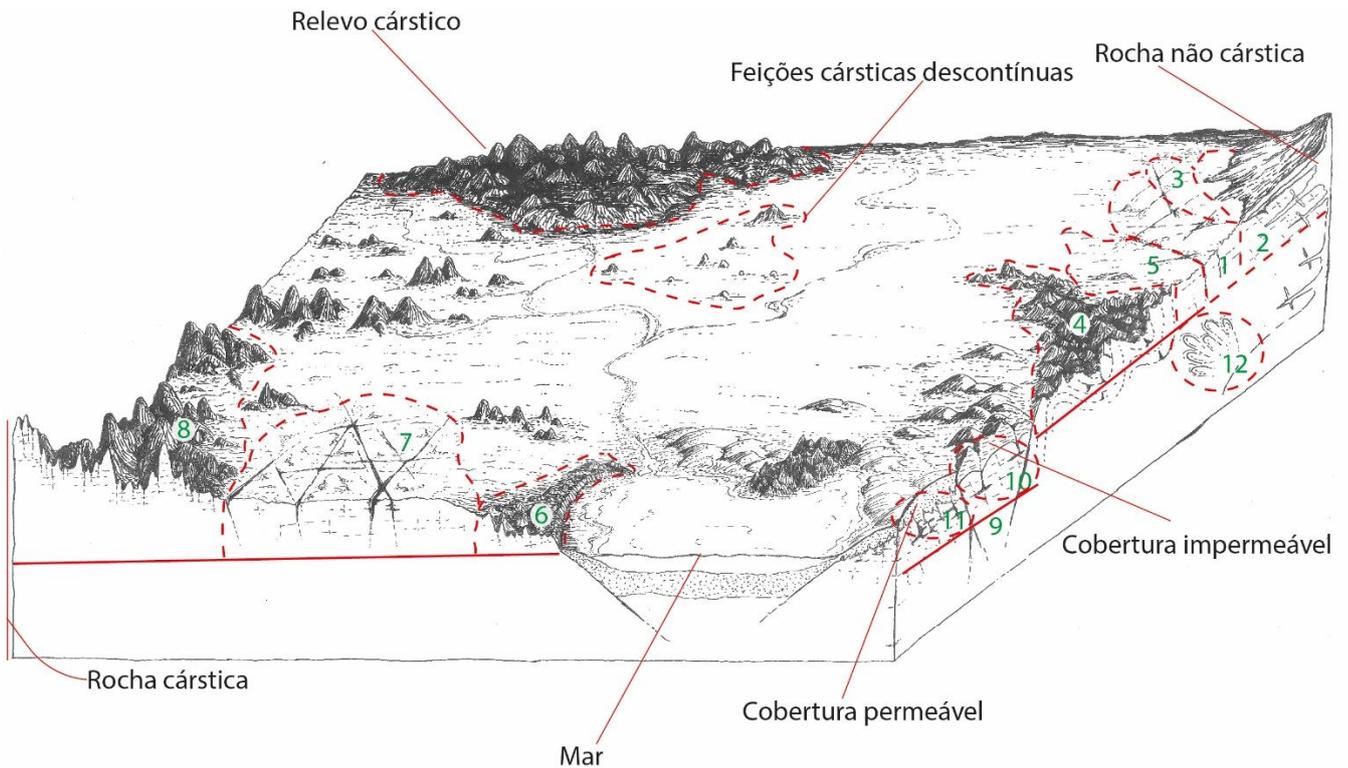
Fonte: Adaptado de VERESS, 2016.

Nesse sentido, a água flui para fora do sistema a partir das fontes,

Nas zonas não saturadas, entre a superfície do chão e o nível da água do carste, a água percola verticalmente para baixo e só temporariamente preenche as fendas (nos períodos chuvosos). Nestas zonas a dissolução vertical e formação de cavidades predominam. A zona freática atinge um nível abaixo das nascentes cársticas. Assim a superfície de baixo é côncava, enquanto a superfície (elevado nível da água) superior é convexa. A mudança do nível de água do carste pode ser muito notável, alcançando ocasionalmente, várias centenas de metros. [...] entre essas duas superfícies, encontramos a zona epigênica (VERESS, 2016, p. 2).

As regiões cársticas podem ser classificadas de acordo com diversos fatores (Figura 13) dentre eles a composição da rocha, a característica da cobertura, a elevação, as condições hidrológicas e climáticas (GVOZDETSKIY, 1965 *apud* VERESS, 2016).

Figura 13- Diferentes tipologias cársticas.



- | | | | | |
|-----------------|-------------------------|--------------------|-------------------|-----------------------|
| 1- Holokarst | 4- Carste geossilclinal | 6- Carste costeiro | 9- Carste coberto | 12- Carste hipogênico |
| 2- Merokarstc | 5- Carste plataforma | 7- Carste Planície | 10- Criptokarst | |
| 3- Transitional | | 8- Carste montanha | 11- Conceledkarst | |

Fonte: Elaborado pelo autor.

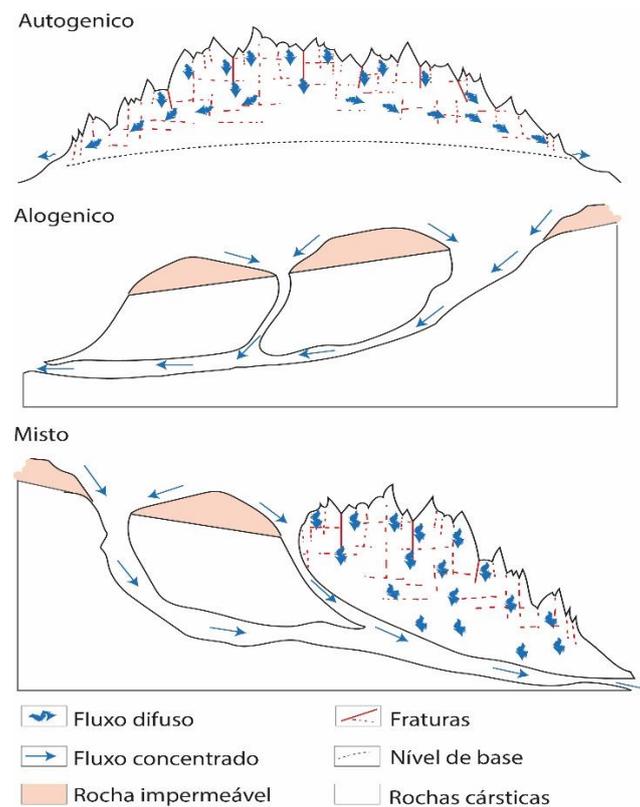
De acordo com a composição das rochas os carstes podem ser classificados em calcários, mármores, dolomíticos ou em litologias não carbonáticas onde esses se desenvolvam (VERESS, 2016).

- 1) De acordo com Cvijic (1924 *apud* VERESS, 2016), os carstes podem ser classificados seguindo as condições geológicas regionais, neste sentido são agrupados em;
 - a) *Holokast*- constituídos por desenvolvimento uniforme de rocha calcária.
 - b) *Merokarstic*- quando aparecem interrupções das sequências cársticas por rochas não cársticas (com menor propensão a dissolução).
 - c) *Transitional*- são áreas cársticas que se limita com áreas não cársticas.
- 2) De acordo com a estrutura, o carste pode ser geossilclinal, neste caso associados a cinturões de dobras e desenvolvimento e vales arrasados em

áreas anticlinais ou sinclinais. E os carstes em plataformas, nesses as camadas de deposição normalmente estão controlando os processos de carstificação, associados a falhas e fraturas (VERESS, 2016).

- 3) De acordo com a elevação o carste pode ser:
 - a) Costeiro, ocorrendo próximo ao nível do mar.
 - b) Planícies, onde ocorre em regiões planas, ou com o gradiente topográfico baixo em relação às áreas do seu entorno. Geralmente ocorrem no interior continental.
 - c) E montanhas que podem ser médias grandes e baixas.
- 4) Os carstes também podem ser classificados segundo a presença de cobertura em:
 - a) Cobertos, neste caso, a rocha que forma o carste está parcialmente ou inteiramente coberta por solo, ou sedimentos.
 - b) Descobertos, neste caso, o carste encontra-se exposto, não há, ou há apenas uma cobertura muito incipiente.
- 5) De acordo com as características da cobertura e condições hidrológicas o carste pode ser classificado em:
 - a) Alogênicos, autogênicos e misto (Figura 14), (FORD; WILLIAMS, 2007). No primeiro ocorre uma incidência concentrada da drenagem através de dolinas e sumidouros. Neste caso, geralmente existe uma cobertura impermeável que direciona o fluxo de água superficial para esses locais. No segundo caso, há uma recarga através de fluxo difuso da água que se infiltra em fendas e fraturas da rocha. A saída de fluxo não está associada ao nível freático. Na terceira situação, existe a ocorrência conjugada de ambas as formas de coberturas assim como de ambas as formas de fluxo de infiltração.

Figura 14- Sistemas de recarga.



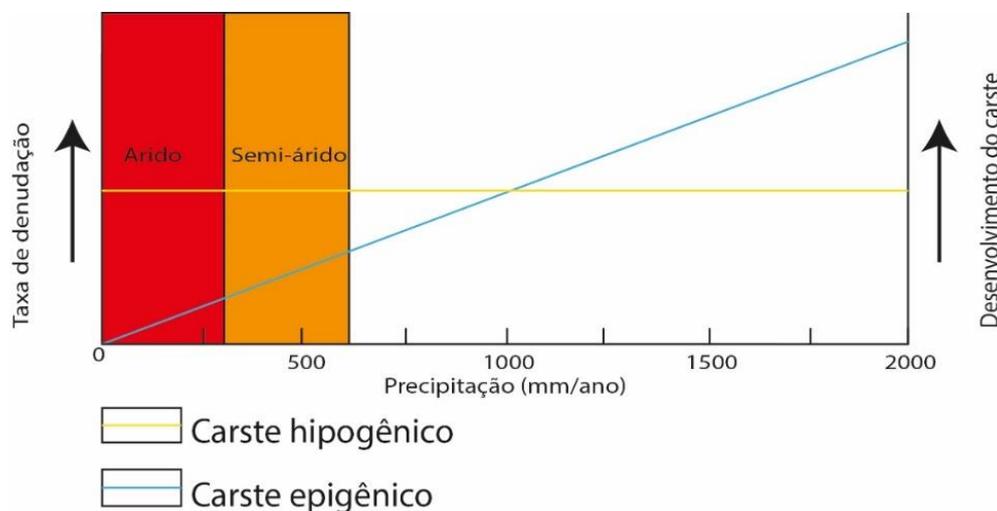
Fonte: Adaptado de FORD; WILLIAMS, 2007.

- b) *Criptokarst* e *conceledkarst*: no primeiro encontra-se o carste com cobertura impermeável, no segundo há uma cobertura permeável (JAKUCS, 1977).
- 6) Os carstes também podem ser agrupados segundo o clima que atua sob seus processos de carstificação atuais. Neste caso, destaca os carstes tropicais, temperados, os de tundra e os mediterrâneos. Por essa lógica é possível estabelecer que existe um carste semiárido, levando em conta as condições climáticas atuais existentes no nordeste setentrional brasileiro (VERESS, 2016).
- 7) De acordo com a relação entre desenvolvimento e quantidade de precipitação é possível estabelecer a existência de duas tipologias (AULER; SMART, 2003):
- a) Os carstes epigênicos, onde seus processos de desenvolvimento estão associados a fatores climáticos. Ou seja, quanto maior a precipitação distribuída durante o ano maior o grau de desenvolvimento do carste. Neste sentido, as áreas áridas e semiáridas do planeta apresentam um

desenvolvimento muito pequeno de feições relacionadas à dissolução. Enquanto, regiões tropicais e temperadas apresentam uma elevada taxa de desenvolvimento dessas feições.

- b) Nos carstes hipogênicos, não há essa dependência climática, pois nestes, o processo de desenvolvimento está relacionado a dois fatores principais (FORD; WILLIAMS, 1989), os processos hidrotermais gerados pela ascensão de CO_2 e os processos gerados pela dissolução a partir de ácidos sulfúricos. Em ambos os casos, não há relação direta com o clima (Figura 15).

Figura 15- Relação desenvolvimento do carste/clima/denudação



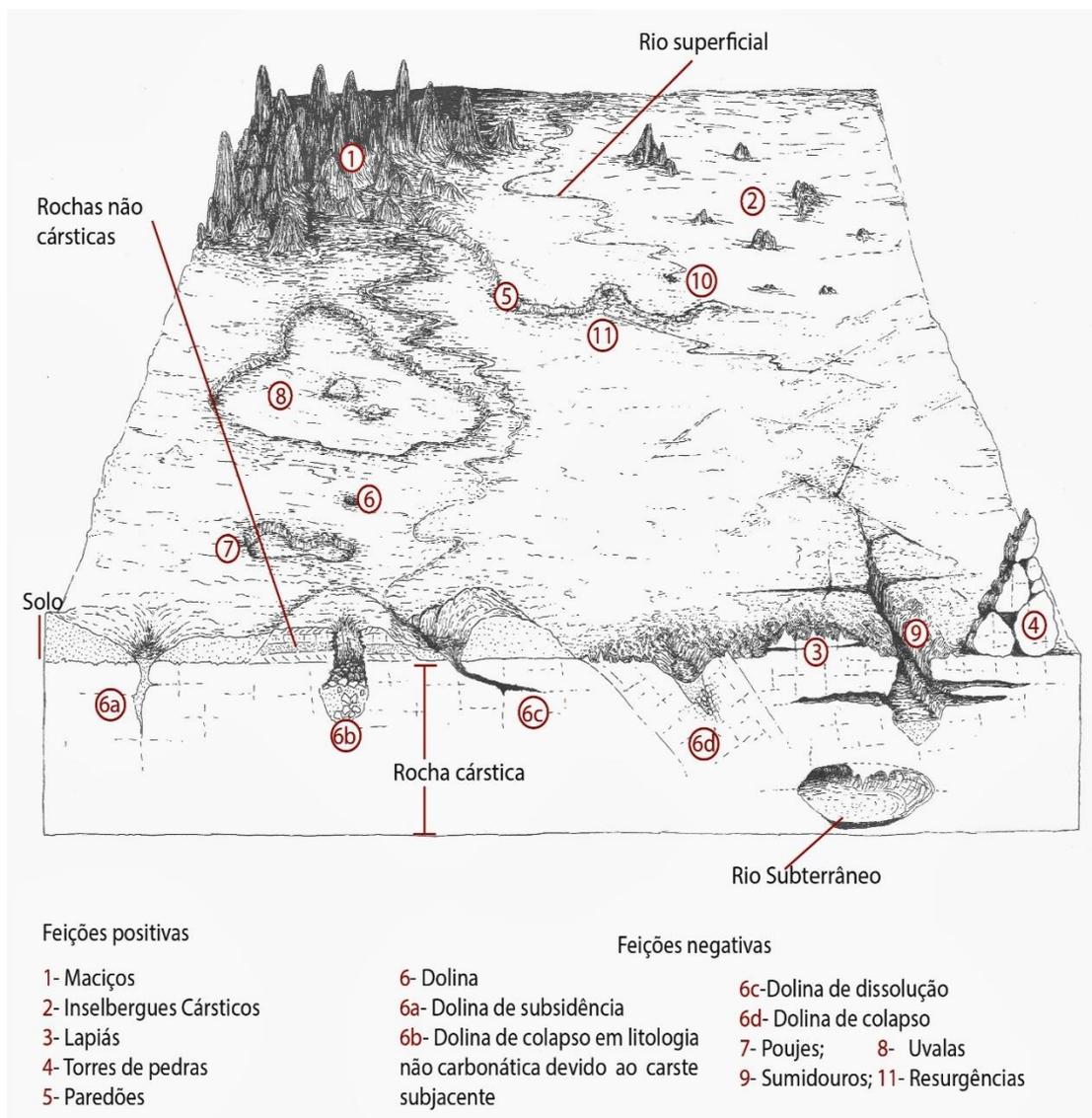
Fonte: Adaptado de AULER; SMART, 2003.

A divisão do sistema cárstico proposta por Ford e Williams (1989), Piló (2000), Klimchouck (2011) e Veress (2016), é composta por três elementos, o exocarste, o epicarste e o endocarste.

4.4.1 O EXOCARSTE

Exocarstes são entendidos como um conjunto de feições superficiais (Figura 16), relacionados a padrões negativos de relevo, cuja função de entrada, determinada pelo *input* de matéria no sistema cárstico, está ligada às feições positivas deste mesmo relevo (BIGARELLA et al, 1994; AULER; ZOGBI, 2005; FORD; WILLIAMS, 2007; SUGUIO, 2010; PILÓ, 2000).

Figura 16- Principais feições exocársticas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Piló (2000) acrescenta que as feições mais características do exocarste são: dolinas/uvalas/poljes, lapiás ou *karrem*, maciços rochosos dentre outros. É possível encontrar outras denominações de feições pouco descritas na literatura brasileira, Lino e Allievi (1980) citam as torres de pedras e os paredões.

Segundo Piló (2000), as formas exocársticas podem ser divididas em;

a) **Feições positivas:** feições residuais que são alçadas no relevo em relação ao seu entorno como maciços, lapiás e as torres. É possível acrescentar a essa subclasse os paredões (LINO; ALLIEVI, 1980).

b) **Feições negativas:** feições de abatimento oriundas das atividades hídrica na subsuperfície, tais como sumidouros, dolinas, uvalas e os poljes. Nesta serão acrescentados os canyons (MAIA; BEZERRA, 2014).

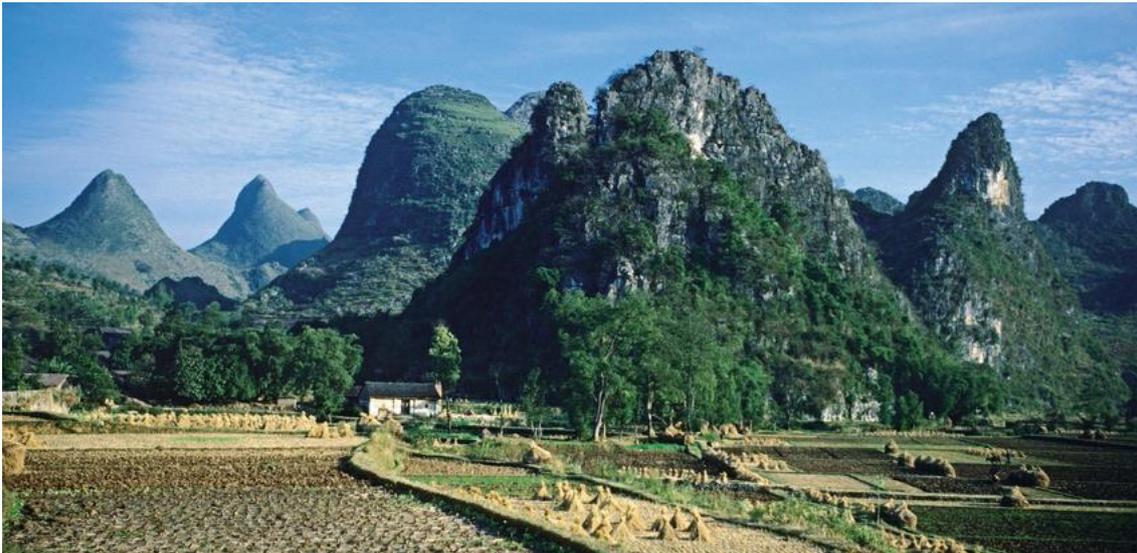
Existem outras feições cársticas que não serão abordadas nesse trabalho devido sua inexistência na área de estudo. Segue a descrição das **feições positivas** citadas:

Maçiços são estruturas, por vezes residuais, que apresentam certa característica de homogeneidade litológica. Normalmente, esse termo é sugerido para estruturas de ocorrência regional. Porém, antigos resquícios de estruturas outrora maiores também podem ser chamados de maciços residuais. Em relação aos carstes, esse termo é utilizado de maneira semelhante (SUGUIO, 2010; GOUDIE et al, 2004; LINO, 2009; PILÓ, 2000).

Esse termo pode ser entendido como sinônimo de afloramento, que significa exposição de rochas (SUGUIO, 2010). Destaca-se que o maciço tem seu processo de gênese e evolução relacionados à erosão diferencial e pediplanação, (MAIA; BETARD; BEZERRA, 2016; MORAIS NETO; ALKMIM, 2008; PEULVAST; SALES, 2004).

Associado aos maciços, existem os inselbergues cársticos, essas são formas residuais que normalmente tem sua evolução ligada aos climas tropicais. Na China, gigantescos inselbergues cársticos se desenvolvem como *Fengcong* (Figura 17) e *Fanglin* (HUANG, 2014) dominando as paisagens cársticas do Sudeste desse país. Waltham (2008) e Veress (2016) mostram que a evolução dessas feições estão associadas a processos de concorrência da denudação com o soerguimento regional. Em seu estágio mais residual, pode se apresentar como acidentes topográficos isolados, desprovidos parcial ou integralmente de cobertura de solo.

Figura 17- *Fengcong* na região de Guangxi-China



Fonte: WALTHAM, 2008.

Em regiões de ocorrência carstes em mármore ou em outros tipos de litologias associadas aos carstes geossinclinais é possível identificar controle estrutural horizontal a partir de processos de descompressão gerados pela exumação das rochas que formam essas feições. Neste sentido, são observadas estruturas semelhantes às encontradas em granitoides exumados. Ou seja, estruturas horizontais de fraturamentos como as que estão presentes em alguns tipos de inselbergues. Neste caso específico dos *Castellateds inselbergs* (MIGON, 2006), que formam feições macroscópicas fisionomicamente muito similares as encontradas nos cársticos da região estudada (Figura 18).

Figura 18- Fraturas horizontais e verticais em um *Castelle inselberg* no deserto de Mojave-EUA.



Fraturas horizontais e pouco inclinadas



Fraturas verticais e oblíquas



Fonte: Adaptado de MIGON, 2006.

Portanto será adotada neste trabalho a tipificação de inselbergues cársticos do tipo *Castellateds*.

Lapiás (ou *karen*) é um termo usado para descrever formas desenvolvidas a partir de dissoluções em pequena escala, tais como cavidades, sulcos e canais na superfície e subsuperfície. Este termo é ponto de bastante discordância entre os estudiosos do carste devido sua utilização no mundo e as escalas de ocorrência que vão das micro escalas as quilométricas (HUGGETT, 2007).

Sua formação é atribuída à dissolução da rocha calcária (origem química), mas pode ser influenciada pelo impacto das gotas da chuva e até por fraturas (origem física). No caso de lapiás gerados sob o solo, a morfologia é mais suave e arredondada (AULER; ZOGBI, 2005; FORD; WILLIAMS, 2007).

Caneluras ou regos paralelos que entalham a superfície de rochas. É um fenômeno próprio das rochas solúveis, como o calcário, gipsito etc. Fato

análogo pode ser observado, porém, nos arenitos e mesmo em certos granitos, o que prova que estas rochas podem ser, em certos casos, solúveis à corrosão química e lavagem feitas pelo escoamento superficial das águas. (SUGUIO, 1998; p.455).

Os Lapiás tem seu processo de evolução relacionado à meteorização da rocha solúvel, exposta pela água e ao desgaste relacionado à humidade presente na atmosfera. À medida que a água cai da atmosfera é acrescida de gás carbônico disperso, esta adquire acidez que ao tocar o solo, dissolve a rocha formando essas pequenas caneluras.

Destaca-se que os lapiás originalmente estão associados à dissolução de áreas nuas, mas podem sofrer modificações e alterações dependendo da cobertura que o carste receba (VERESS, 2016).

Essas feições são divididas em expostas e cobertas. Concentraremos nos estudos das feições expostas, ou *bare forms* (FORD; WILLIAMS, 2007). Descreve-se a formação de lapiás a partir do modelo de controle hidráulico de formas lineares em rochas expostas, a partir dos processos de gotejamento, ou meteorização da água da chuva em meteorização direta, indireta e formas oriundas de processos antigos onde as fontes de água não estão mais presentes e processos de dissolução a partir de fluxos de escoamento superficial difuso (FORD; WILLIAMS, 2007). Neste sentido, esses autores descrevem três zonas genéricas de formas associadas aos lapiás (*karen*).

As **torres de pedras** ou pilar rochoso são, segundo Rodrigues et al (2007), formas cársticas isoladas com vertentes abruptas, o que lhes confere formas de torres ou pilares rochosos, às vezes estes se apresentam em conjunto, formando assembleias de torres.

Estas feições, que muitas vezes são confundidas com torres de granito, devido sua semelhança em termos fisionômicos, tem seu processo de evolução associado a testemunhos residuais de antigas superfícies e são por vezes interrompidos por corredores que correspondem a zonas de fraqueza em áreas mais solúveis da rocha ou a áreas fraturadas. Portanto, fraqueza litológica, faturamento e processos de exumação compõem o que podemos inferir como modelo de evolução dessas feições (BIGARRELA, 1994; RODRIGUES; et al, 2007; LINO; ALLIEVI, 1980).

Os **paredões**/muralhas/falésia rochosas, embora não sejam formas exclusivas de regiões cársticas, são bastante comuns nessas áreas. Tais paredões, por sua vez, podem

alcançar dezenas de metros de altura, podendo chegar a dezenas de quilômetros de extensão. Correspondem a bordas abruptas e desnudas dos maciços, sendo geralmente associadas as torres de pedra em seu topo e áreas mais altas (LINO, 2009).

Sua gênese pode estar associada a diversos processos que formam escarpas, como recuo lateral, descontinuidade litológica e escarpas de falhas (POMEROL et al, 2013).

Abaixo estão detalhadas às **feições negativas** que interessaram neste trabalho: **Dolinas** são depressões fechadas, em formato de funil ou cilíndricas, extremamente comum em regiões cársticas. São geradas por dissolução subsuperficial em fraturas.

São vários os tipos de dolinas que a bibliografia geomorfológica considera. Porém, devido à relevância e aceitação mais ampla, será utilizada a classificação de acordo com os processos genéticos (BÖGLI, 1982; JENNINGS, 1985; TRUDGILL, 1985 *apud* LINO, 2009). Sendo essas:

1) Dolinas de dissolução- ocorrem relacionadas as porções da rocha que são mais susceptíveis a ação corrosiva da água acidificada, formando pequenas depressões que normalmente apresentam solo. Essas pequenas depressões passam a acumular um maior volume de água intensificando assim a dissolução e aumentando seu tamanho em um processo de retroalimentação positiva.

2) Dolinas de colapso ou abatimento- estas ocorrem associadas a aprofundamento do teto ou a zonas de intersecção de faturamentos e o posterior alargamento dessa fratura. Neste sentido, ocorre um colapso do teto da respectiva caverna.

3) Dolina de colapso em litologia não carbonática devido a carste subjacente - causando o rebaixamento da superfície da rocha e/ou penetração do solo e colapso devido ao abatimento do teto de uma caverna no solo ou na rocha.

4) Dolina de subsidência- ocorrem quando depósitos de solo espesso cobrem as rochas carbonáticas.

Quando essas feições coalescem, tem-se a formação das **uvalas**. Guerra e Guerra (2011, p. 221) definem essas feições como,

Depressões bem maiores que as dolinas [...] resultante da coalescência de uma depressão com a forma de uma rosácea irregular. Também pode se dar

essa denominação quando há coalescência de depressões alongadas, articuladas a um sistema freático.

Os **puljes** são, por sua vez, depressões de dimensão bem maiores que as de uma dolina ou de uma uvala. Podendo estar associadas à coalescência de um conjunto dessas feições, nesta ocorre rebaixamento do terreno que forma um piso semelhante a uma planície. Também é importante lembrar dos *Cenotes*, que são tipos diferentes de dolinas onde seu interior está inundado por água oceânica. Sua gênese e evolução estão relacionadas a variações eustáticas (GOUDIE et al, 2004).

Os **pouljes** podem formar grandes corpos hídricos interconectados por uma rede de drenagem criptorréica, neste caso, recebe a denominação de “lagoas cársticas” (LINO, 2009). Essa interconexão é feita a partir de **sumidouros**, também denominados vales cegos, que são onde a drenagem passa a ser sub-superficial, quando as águas desses sistemas tornam a se reintegrarem na rede de drenagem superficial, dá-se o nome de ressurgência.

Os **canyons** são vales encaixados com paredões abruptos com origem normalmente relacionada a abatimentos de sistemas subterrâneos (PILÓ, 2000; LINO 2009; MAIA et al, 2012).

4.4.2 O EPICARSTE

O epicarste pode ser entendido como a área de contato entre a rocha cárstica e o solo. É comumente descrita como “pele” ou região “subcutânea” do relevo cárstico. (MONTEIRO, 2014; GAMBARINI, 2012). Veress (2016) amplia esta visão ao relacionar essa região não apenas com o contato com o solo, mas com a cobertura. Assim, o autor define a cobertura cárstica como um fenômeno, forma e processo que exerce grande influência sobre as feições esculturais da rocha subjacente.

Essa cobertura, portanto, é um fator ativo no processo de carstificação, tanto pela adição de materiais orgânicos à água, quanto nas formas e maneiras que esta se comportará em relação a essa cobertura. Ou seja, a cobertura cárstica, neste caso, propiciará a conservação, a destruição ou a evolução de feições diferenciadas.

As coberturas cársticas, segundo Veress (2016) podem ser divididas em:

- 1) *Conclealed karst*- são normalmente associadas a coberturas de sedimentos pouco espesso inconsolidados, localizados no interior dos terrenos de carstes cobertos. As formas de relevo que podem ser identificadas da superfície são depressões em depósitos superficiais, associados à dolinas de subsidência.
- 2) *Cryptokarst*- esses podem estar associados à carstes cobertos por superfícies consolidadas e até mesmo permeáveis, podendo apresentar-se nas margens das coberturas, no interior das coberturas e possivelmente em vales cársticos.

Essa diferença elucida formas complexas encontradas em carstes que passaram por diversos períodos climáticos. Neste sentido, têm-se os lapiás que, segundo Ford e Williams (2007), Veress (2016) e White (1988), são feições muito sensíveis a alterações climáticas, um possível indicador de processos pretéritos de alterações climáticas e de alterações na composição de coberturas antigas cobertura.

A posterior remoção da cobertura, associada às alterações climáticas, dispostas pelos modelos de evolução clássicos de Davis, Penck e King, tende a deixar marcada nas rochas através dos lapiás características associadas a essas mudanças. A própria evolução dos carstes tende a expor o que antes era o epicarste como superfície nua.

As coberturas cársticas, portanto, evoluem a partir de exposições de rochas nuas, carstes cobertos, ou da constante renovação de material. Veress (2016) relaciona essa evolução com alterações nas taxas de entrada e saída de material. Um carste enterrado pode ser renovado se a taxa de perda de material for maior que a de entrada, nesse caso ocorrerá à exumação. Se a taxa de entrada for maior, ocorrerá o soterramento deste. Se forem mantidas iguais, haverá uma constante renovação e manutenção do estado ao qual se encontram.

4.4.3 O ENDOCARSTE

O endocarste é a expressão subterrânea do sistema cárstico, nesses há a ocorrência das cavernas, condutos e salões, englobando as cavidades subterrâneas (GAMBARINI, 2012). Para Lino (2009) as cavernas, são cavidades naturais onde um homem é capaz de entrar.

No Brasil a legislação determina que todas as cavidades naturais onde caiba uma pessoa deveram estar protegidas. Para essa proteção é necessária à classificação destas

de acordo com os critérios do Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas. Neste caso é de suma importância a distinção entre cavernas, abrigos e fendas (MONTEIRO, 2014).

Sendo as cavernas, de acordo com o CECAV-ICMBIO (2010 *apud* MONTEIRO, 2014), cavidades naturais que possuem desenvolvimento horizontal maior que a altura da entrada devem constar como cavernas. Cavidades naturais que possuem desenvolvimento horizontal menor que a altura da entrada serão denominadas de abrigos e as cavidades naturais que representa o desenvolvimento vertical contínuo devem ser entendidas como abismos.

Palmer (2007) apresenta uma classificação baseada nas características litológicas e origem como **cavernas vulcânicas**, formadas por condutos de lava que se solidifica ao aproximar-se da superfície. **Cavernas de talus ou cavernas de blocos entulhados**, espaços vazios gerados nas pilhas de blocos deslocados. **Cavernas de tufa** que apresentam-se como cavidades originadas a partir do aparecimento de depósitos de sedimentos. **Cavernas de gelo** que representam cavidades naturais exclusivas das regiões que apresentam temperaturas abaixo de 0°. **Cavernas abrigo**, estão associadas a processos de erosão diferencial. **Cavernas tectônicas** que associam-se a fendas e fraturas. Por fim, **cavernas de erosão** que identifica cavernas que estão sofrendo processos externos de ação intempérica.

Estudos recentes a respeito de paleontologia lança luz de uma recente tipologia para cavernas, as **paleotocas** (BUCHMANN; CARON; LOPES; TOMAZELLI, 2003). Essas estão associadas à presença de uma megafauna já extinta, nesta situação essas cavidades são assim consideradas como cavernas, pois a definição de “caverna” não restringe essa denominação a cavidades originadas por determinados processos naturais. Portanto, paleotocas podem ser chamadas de cavernas quando seu porte permite o acesso de uma pessoa.

Porém a tipologia que merece mais atenção neste trabalho são as **cavernas de dissolução**. Estas são as formas mais características de um relevo cárstico subterrâneo. Também são chamadas de cavernas cársticas devido a marcante dissolução como processo fundamental de sua gênese e evolução. Está diretamente relacionada à presença de água no sistema que amplia as porosidades secundárias em rochas com maior propensão a dissolução química. Nessas cavernas, são geralmente mais comuns a

presença dos diferentes depósitos de carbonato de cálcio e outros minerais que iram formar as espeleofomas ou espeleotemas. É importante destacar que esse tipo de caverna vem sendo associado não apenas a litologias carbonáticas, mas a outras litologias (MONTEIRO, 2014).

Lino (2009) apresenta uma classificação baseada na morfologia das cavidades, adotada pela Sociedade Brasileira de Espeleologia. A classificação distingue:

- 1) Caverna: termo genérico para qualquer cavidade natural com maior desenvolvimento horizontal.
- 2) Grutas: que apresentam desenvolvimento majoritariamente horizontal. Podendo esta, para fins de cadastro, apresentar um mínimo de 20m de desenvolvimento em planta.
- 3) Abrigo sob rocha: “são cavernas pouco profundas abertas largamente em paredes de rocha, que sirvam de abrigo contra intempéries” (LINO, 2009).
- 4) Tocas: cavidades semelhantes às grutas, porém não apresentam o desenvolvimento mínimo de 20m.
- 5) Abismos: são cavernas predominantemente verticais, devendo apresentar um desnível pelo menos igual a 10m, com seu diâmetro de entrada menor que seu desnível.
- 6) Dolinas: embora essas feições sejam consideradas por muitos autores como representações superficiais do relevo cárstico, Lino (2009) classifica depressões que apresentam um desenvolvimento maior que os dos abismos, normalmente, são depressões fechadas apresentando contorno arredondado sendo mais larga que profunda.

Klimchouk (2011) traz a distinção entre cavernas epigênicas e hipogênicas, nestas a distinção se dá através dos processos que predominam na espeleogênese. Sendo as **epigênicas** intimamente relacionadas a presença de água oriunda da superfície, ou seja, controlada em termos de processos e formação, pelos fatores climáticos como humidade e precipitação distribuída ao longo do ano.

As cavernas **hipogênicas**, segundo o mesmo autor, por sua vez têm seus processos de gênese e evolução desvinculados aos fatores climáticos. Neste caso, a espeleogênese está relacionada a fontes geotermiais e a circulação de ácidos sulfúricos no sistema cárstico.

Segundo os estudos de White e White (1988), Palmer (2007) e Veress (2016), as cavernas podem ser classificadas de acordo com os padrões de recarga do sistema cárstico, neste caso, tem-se as cavernas de recarga **autogênicas**, onde o fluxo difuso desenvolve verticalmente para baixo, pequenos condutos a partir de fraturas ou áreas de maior permeabilidade das rochas até atingir o nível freático e ser escoada para fora do sistema através de ressurgências.

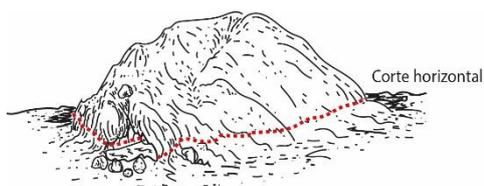
As cavernas **alogenicas** que estão associadas às áreas de contato ou descontinuidade litológica entre setores de maior e menor dissolução, nestas a água forma condutos longos através de fluxos concentrados, geralmente relacionado às áreas inclinadas. E também as cavernas de **recarga mistas**, onde a formação dos condutos, pela passagem das águas, pode estar sujeita a ambas as situações.

4.4.3.1 Padrões internos da caverna

Segundo Lino (2009) e Whithe (1988) a caverna também apresenta componente e características internas. Considerando a planta horizontal (Figura 19) a caverna pode apresentar desenvolvimento simples na forma de um único conduto, neste caso são como passagens ou condutos simples (a) ou em labirintos (b), quanto estas possuem um sistema de condutos agrupados e interligados. Deste nodo, são respectivamente subdivididos em:

- a) **Linear** quando seu desenvolvimento apresente-se retilíneo, geralmente associado a fraturas e falhas. **Meandrântica**, quando o desenvolvimento sugere curvas irregulares e **angular** quando o padrão está associado a junções de fraturas e falhas formando ângulos, tendendo ao reto.
- b) Padrões em **rede**, neste caso o sistema está muito associados à intersecção de falhas ou fraturas. **Anastomosado**, neste caso o padrão está em geral associado a um fluxo criptorreico. O padrão **esponjoso**, neste caso há a confluência de diversos fatores, incluindo uma maior susceptibilidade aos processos de desgaste químico, geralmente não apresentam um padrão claro de desenvolvimento.

Figura 19- Padrões internos a partir de cortes horizontais.

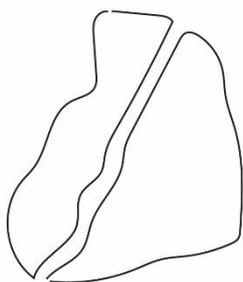


Os cortes horizontais representados pelas plantas baixas possibilitam a identificação da morfometria das passagens e padrões do interior da caverna. Portanto, a interpretação a partir deste tipo de corte traz dados importantes do controle estrutural, processos de deposição sedimentar e erosão no interior da caverna.

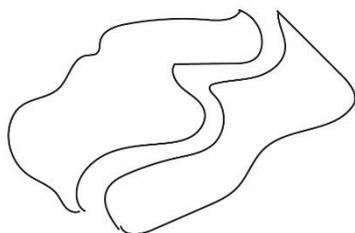
Tipos de passagens e padrões

Passagem simples

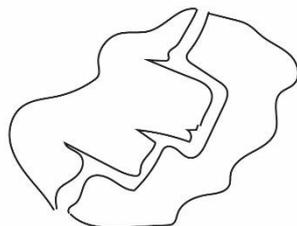
Passagem linear



Passagem sinuosa

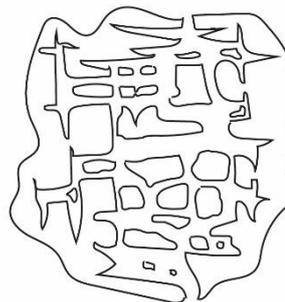


Passagem angular

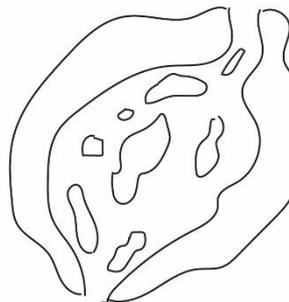


Passagem Labirínticas

Padrão em rede



Padrão anastomosado



Spongework (padrão esponja)

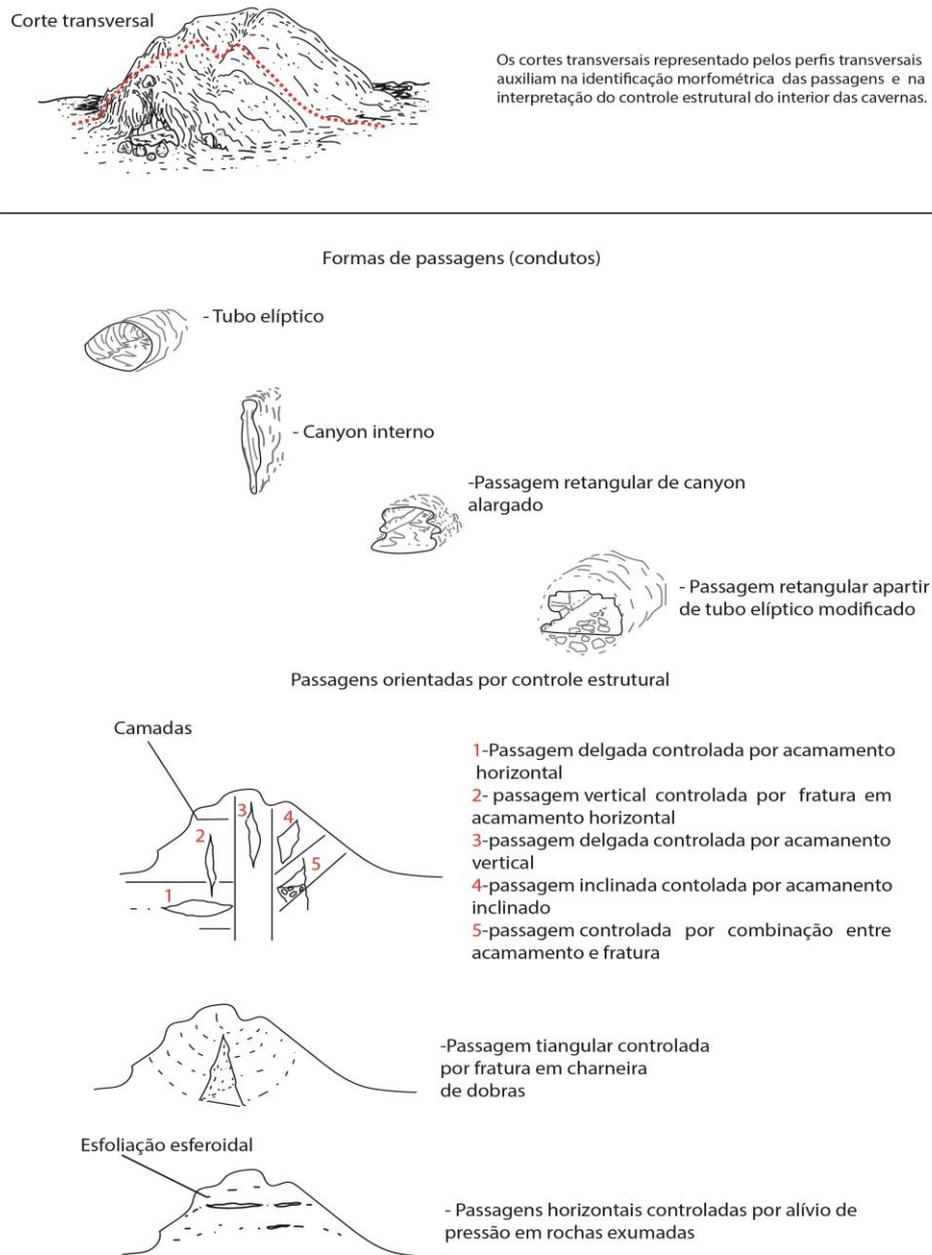


Fonte: Adaptado de WHITE, 1988.

As secções transversais dos condutos apresentam um excelente instrumento para a compreensão do processo de evolução dessas estruturas. Neste sentido, é possível encontrar padrões relacionados a formas controladas por fraturas e diferenciação de camadas em rochas sedimentares (LINO, 2009; WHITE, 1988). Bouillon (1972)

acrescenta o controle estrutural a partir de diaclases desenvolvidas nas charneiras das regiões de carste geossinclinal (Figura 20)

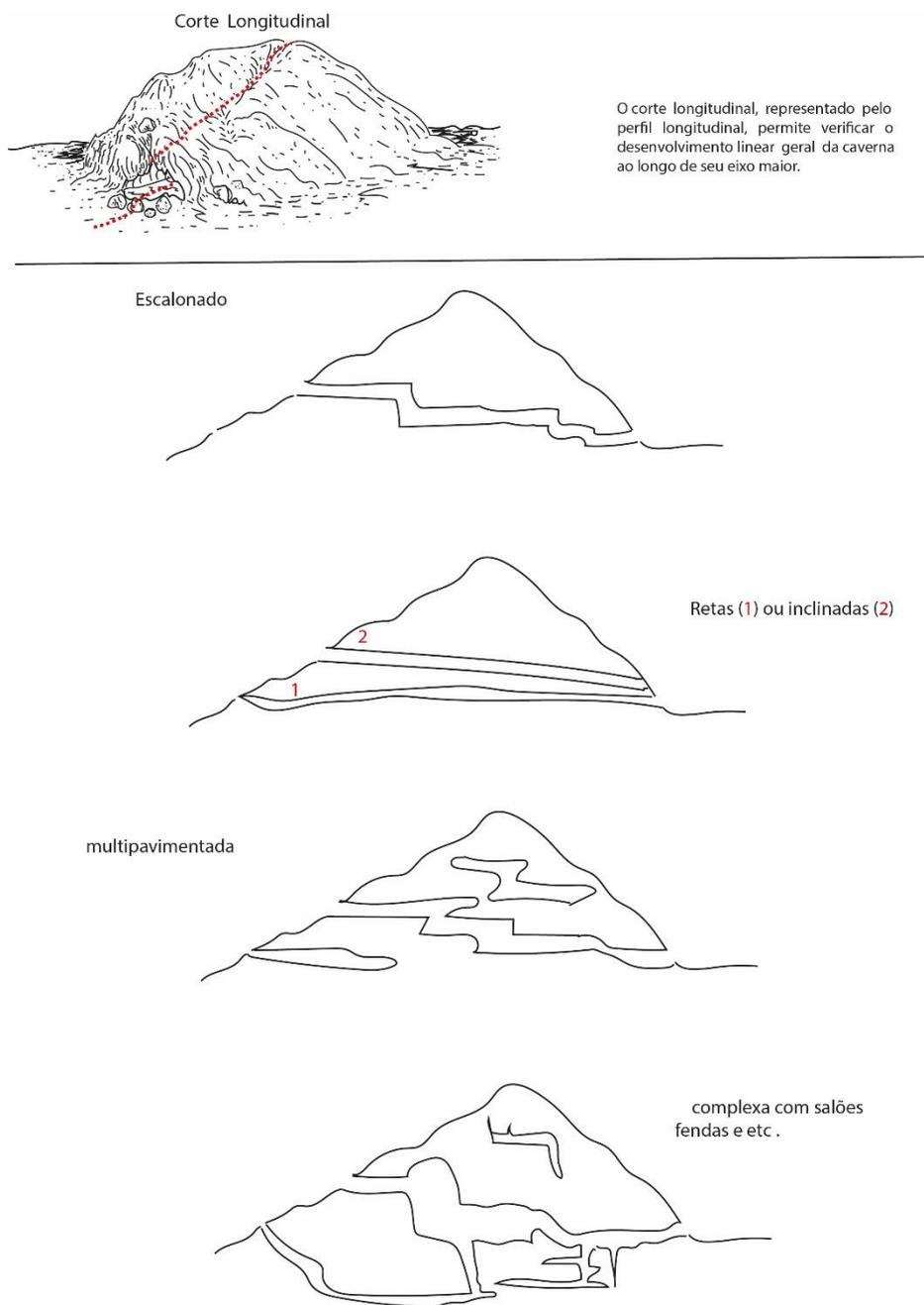
Figura 20- Padrões internos a partir de cortes transversais



Fonte: Adaptado de WHITE, 1988.

Em relação ao desenvolvimento contínuo da caverna, é possível estabelecer uma base para a sua descrição baseado nos cortes longitudinais (Figura 21).

Figura 21- Exemplos de padrões a partir de cortes longitudinais



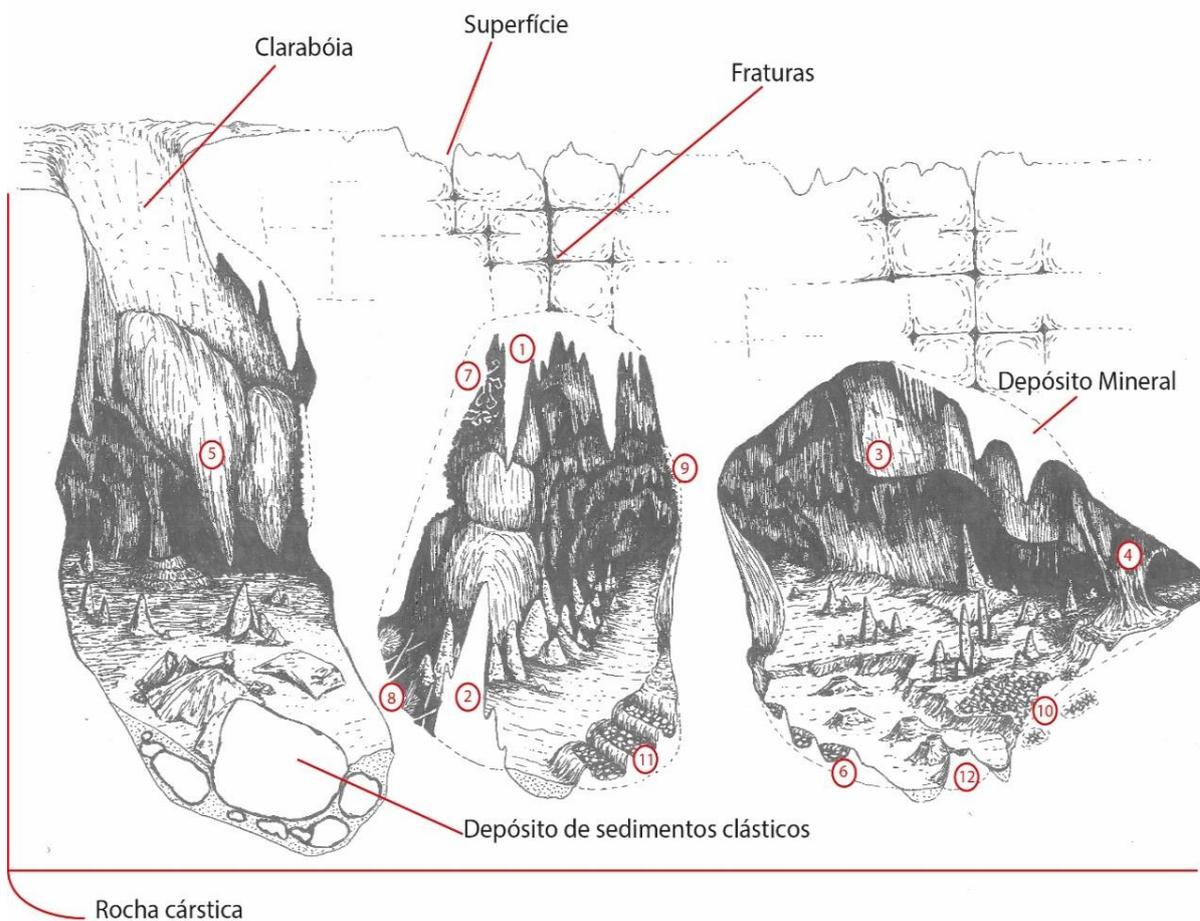
Fonte: Adaptado de WHITE, 1988.

Devido a grande variedade de formas que uma caverna pode apresentar, não é uma tarefa simples estabelecer de maneira objetiva padrões para uma classificação baseada nestes dados. Porém é bastante enriquecedor do ponto de vista da análise geomorfológica a presença desses perfis.

4.4.3.2 Espeleotemas

No interior das cavernas são encontrados diversos depósitos minerais (LINO; ALLIEVI, 1980). Esses depósitos minerais podem ser de origem clásticas, neste caso por blocos desmoronados e materiais detríticos de origem superficial. Ou gerados pela deposição de minerais dissolvidos com a formação de espeleotemas (Figura 22).

Figura 22- Principais espeleotemas e feições de relevo no endocarste



Depósito de água circulante		Depósito de água de exudação	Depósito de água estagnada
1- Estalactites	4- Colunas	7- Helictites	10- Geodos de calcita
2- Estalagmites	5- Escorrimento de calcita	8- Agulhas	11- Pérolas de caverna
3- Cortinas	6- Represas de Travertino	9- Coraloídes	12- Vulcões

Fonte: Elaborado pelo autor.

O termo espeleotema vem do grego *spelaiou*-caverna e *themia*-depósito e significa depósito de cavernas (LINO; ALLIEVI, 1980; MONTEIRO, 2014). São

formações concrecionais, sedimentadas e cristalizadas de, principalmente, calcita (carbonato de cálcio romboédrico), mas são possíveis encontrar espeleotemas a partir de outros minerais como: aragonita (carbonato de cálcio ortorrômbico), gipsita (sulfato de cálcio monoclinico), malaquita (carbonato de cobre hidratado monoclinico), calcedônia (sílica amorfa ou microcristalina).

Segundo os estudos de Guimarães (1966), Auler e Piló (2010), Scaleante e Scaleante (2010), Lino e Allievi (1980), Lino (2009), Gambirini (2012) e Palmer (2007), os espeleotemas podem ser agrupados em três grupos principais:

- 1) **Depósitos de água circulantes**, nestes a gênese está relacionada a soluções minerais contidas em águas que fluem no interior do sistema. Estes se movem por três mecanismos básicos, o gotejamento, escorrimento e turbilhonamento. As formas principais relacionadas a esses depósitos são:
 - a) **Estalactites**: são consideradas as formas mais comuns de espeleotemas, estes se formam a partir dos tetos das cavernas, normalmente associados a áreas de intenso faturamento. O gotejamento é o mecanismo que forma esses espeleotemas. A água saturada de mineral dissolvido diminui seu potencial de dissolução ao perder gás carbônico, adquirido do solo e da atmosfera externa, para a atmosfera da caverna, o que faz precipitar parte do mineral em forma de concreções tubulares que ao longo do tempo cresce verticalmente para baixo.
 - b) **Cortinas**: são formas semelhantes às estalactites no que concerne aos mecanismos e processos genéticos. Entretanto, a ocorrência desse espeleotema se deve a uma inclinação do teto, onde essa é suave o suficiente para manter a gotícula que precipita aderida ao teto por alguns centímetros ou metros. Deste modo, a tensão superficial da gota consegue resistir à força da gravidade, precipitando lateralmente o material mineral dissolvido. Muitas vezes ocorrem variações da coloração dessas cortinas devido a alterações da solução, por mudanças ambientais externas ou por contaminações de depósitos minerais encontrados e atingidos pela água que precipita.
 - c) **Estalagmites**: estes são os espeleotemas que normalmente aparecem no chão das cavernas. A deposição desses minerais se dá através dos resíduos do gotejamento oriundo das estalactites. Nessas, a forma é menos pontiaguda

e mais cilíndrica, pois ocorrem capas cilíndricas sobrepostas umas sob as outras confere essa característica a esses espeleotemas.

- d) **Cálice:** são formas associadas a depósitos de sedimentos muito friáveis que ao caírem no solo formam estruturas aprofundadas, bem como associadas a mudanças no nível de base provocam a exumação dessas estruturas e seu eventual crescimento gerando feições semelhantes a cálices.
 - e) **Colunas são encontros de estalagmite e estalactites:** Estas formam estruturas que vão do teto ao piso da caverna. Podendo por muitas vezes fechar completamente condutos, isolando áreas da caverna.
 - f) **Escorrimento de calcita:** são depósitos de fluxo laminar. Estes podem ocorrer nas paredes das cavernas formando cascatas de pedras ou órgãos de igreja e nos tetos formando lustres. Estes escorrimentos também podem revestir outros espeleotemas gerando formas mistas. “Por vezes esses escorrimentos não apresentam uma organização cristalina homogênea, gerando um belo efeito sitiante, quando iluminados” conhecido como “chão de estrelas” (LINO, 2009, p. 143).
 - g) **Represas de travertino:** essas formas podem variar de pequenas e imensas formas de represas escalonadas, Segundo Lino (2009) a gênese dessas represas é controversa, mas está fortemente ligada a fluxos de água e a deposição de minerais calcínicos nas bordas superiores. Podem ser chamadas de altares, bolos confeitados, ou micro- represas.
- 2) **Depósitos de água de exsudação:** são formas que por capilaridade, são depositados de maneira lenta e descontínua pelos poros das rochas ou através de vazios deixados por espeleotemas anteriormente existentes. A diferença de pressão e temperatura que gera um fluxo capilar para o interior da caverna. Neste caso, a pressão atmosférica mais baixa do que seu entorno é o mecanismo de gênese dessas feições. Essa deposição é tão lenta que não há oportunidade da gravidade agir gerando algumas das mais espetaculares formas espeleológicas da terra.
- a) **Helictites:** são formas espiraladas extremante finas e delicadas encontradas nos tetos das cavernas. Podem ser encontradas em diversas formas e ramificadas.
 - b) **Agulhas e flores de caverna:** formadas por água de exsudação que apresentam variações de forma e tipos de minerais. Nestes são encontradas

as agulhas formadas por aragonitas, gipsita e formas semelhantes a flores encontradas em diversos minerais de caverna.

- c) **Algodões de caverna:** são depósitos minerais formados de gipsita que apresentam um emaranhado de finíssimos cristais dependurados nos tetos das cavernas.
 - d) **Coralóides:** é um conjunto de microfieções compostos de nódulos e ramificações de calcita. Estes podem estar associados a pisos, paredes, tetos e escorrimentos ou a outros espeleotemas.
 - e) **Pinheiros:** são espeleotemas encontrados associados às barragens de travertino, quando secas ou cheias sazonalmente, estes são formados por argilas ricas em carbonatos. São feições cônicas individualizadas, normalmente firmemente presas ao chão.
 - f) **Pétalas ou folhas de calcita:** são pequenas estruturas em forma de folha que, normalmente, recobrem espeleotemas maiores.
 - g) **Discos:** São projeções circulares e semicirculares que se projetam a partir das paredes das cavernas.
 - h) **Esferas:** são pequenas protuberâncias esféricas, normalmente de coloração esbranquiçada, geralmente associadas à coraloides, aderidas as estruturas das cavernas.
 - i) **Cotonetes:** feições mistas de esferas em helictites ou “flores de caverna”, onde em sua extremidade livre são formadas rugosidades a partir dessas esferas com textura porosa e coloração esbranquiçada.
- 3) **Depósitos de águas estagnadas:** são os depósitos que tem seu desenvolvimento atrelado a água parada. Geralmente, associados a acúmulos de água na zona estagnada, freática e nas cavidades.
- a) **Geodos de calcita:** são formadas em zonas alagadas, podendo estar relacionadas aos revestimentos internos de barragens e outros espeleotemas submersos ou parcialmente submersos. Estes espeleotemas apresentam diversas variedades e formas, como as estrelas de calcita, os cristais dentes de cão e as pirâmides de calcita. Essas feições são controladas pelo tempo de permanência da água saturada, associado à temperatura e saturação dessa água e principalmente ao comportamento de cristalização da calcita.
 - b) **Jangadas:** são espeleotemas livres ou não que surgem em forma de concreções finas de calcitas depositadas na superfície da água em virtude da

maior perda de CO₂ nesta zona. Relacionam-se a gênese das jangadas, as delicadas e raras bolhas de calcita, que são formas circulares, semicirculares e ocas de concreções da superfície da água.

- c) **Castiçais:** são associações de estalactites que por vezes sua extremidade submerge em águas estagnadas saturadas de minerais dissolvidos. Em decorrência dos processos de evaporação e perda de CO₂, espeleotemas formados por cristais de calcita aderem esta extremidade mergulhada, formando belíssimas formas esféricas que são denominadas de clavas ou castiçais.
- d) **Pérolas de caverna:** é uma das formas mais peculiares e belas encontradas nas paisagens de sub superfície. Em termos genéricos, representam concreções de calcita que englobam pequenos núcleos formando camadas de precipitação, formadas em pequenas cavidades inundadas. Tais espeleotemas, têm sua origem completamente separada do chão da caverna e seus agrupamentos são chamados ninhos de pérolas e geralmente estão associados às barragens de travertino.
- e) **Vulcões:** os vulcões são espeleotemas formados por gotejamento em água estagnada. Sua morfologia é responsável pelo seu nome, pois são como troncos cilíndricos mais grossos na base e estreito no topo. Em seu topo é observada uma pequena cavidade circular côncava, conferindo, a esse espeleotema, uma morfologia semelhante à de um “vulcão clássico”.

Lino (2009) apresenta em seus estudos a existência de espeleotemas de origem biológicas e de origem mista. Estando os primeiros relacionados à ação de organismos vegetais e animais nas cavernas e o segundo, as associações de diferentes origens de espeleotemas. No presente trabalho, não serão observadas essas formas, devido em grande parte a não existência dessas na área de estudo.

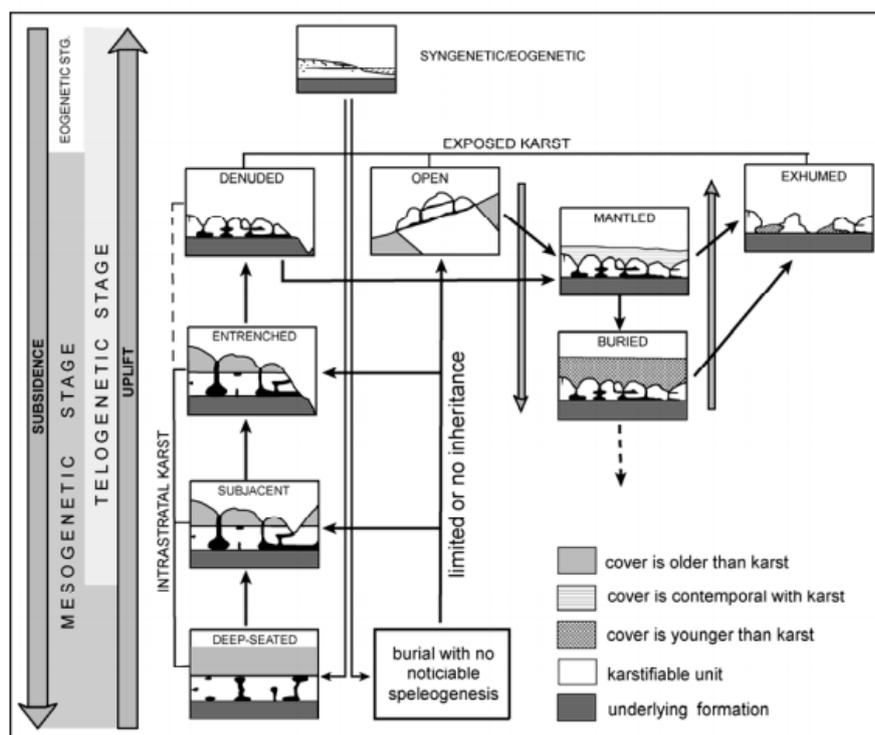
4.5 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO SISTEMA CÁRSTICO

Os trabalhos de Klimchouk (2011), Klimchouk e Ford (2000) e Veress (2016), abordam elementos importantes a respeito do entendimento do sistema cárstico enquanto objeto de análise evolutiva.

A classificação do carste, em termos de processos evolutivos pode relacionar-se a estruturas hidrogeológicas regionais, estando este apresentado como uma sucessão evolutiva baseada em processos de denudação e *uplift* da crosta litosférica (KLIMCHOUK; 2011).

Essa tendência evolutiva fornece uma estrutura para classificar os tipos cársticos e ambientes espeleogênicos com base na história evolutiva dos processos de exumação e carstificação (KLIMCHOUK; FORD, 2000) figura 23.

Figura 23- Diagrama da evolução do Carste.



Fonte: KLIMCHOUK; FORD, 2000.

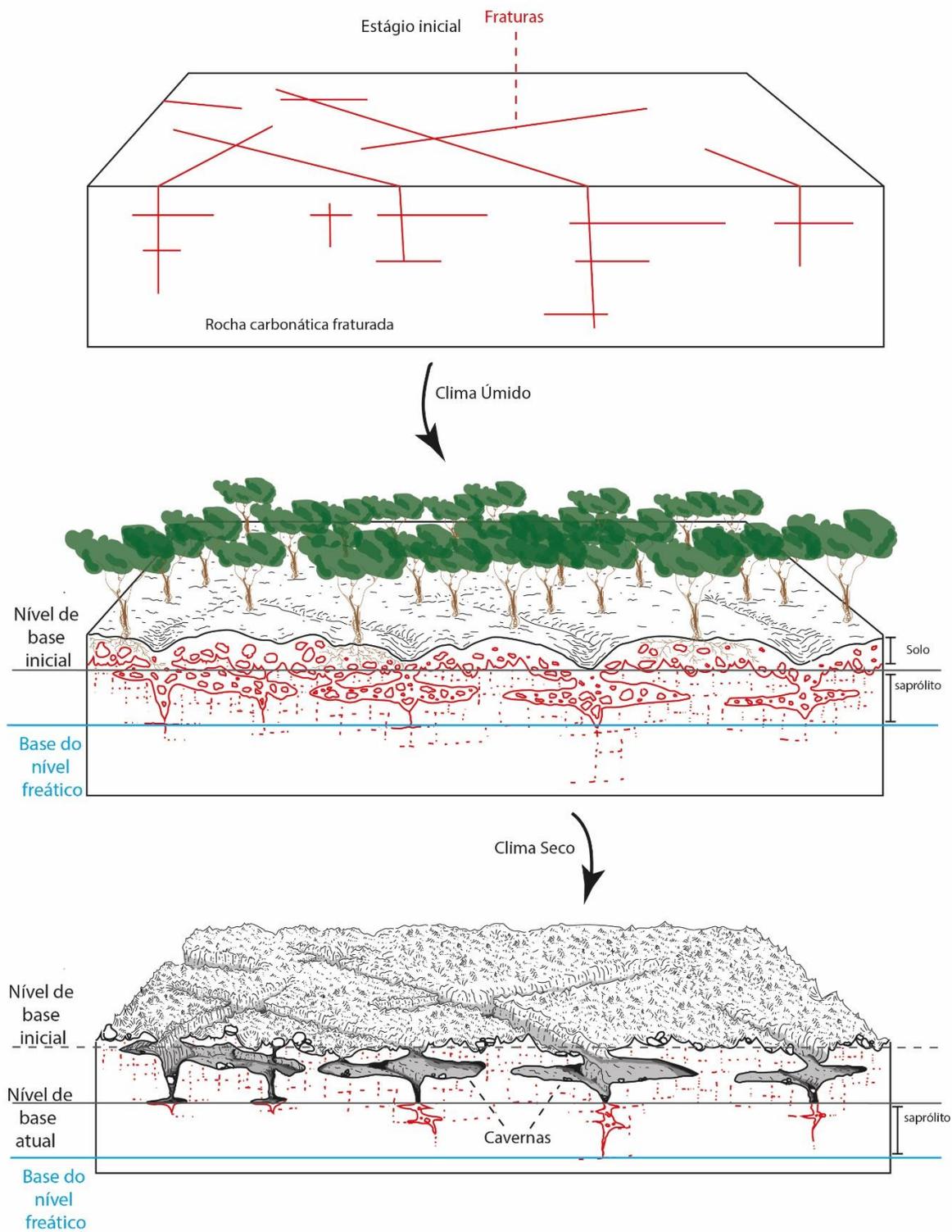
Este modelo se traduz em um processo de constante concorrência entre a denudação e o soerguimento regional, formando feições que estão relacionadas a estágios de evolução, assim, tem-se que as formas exumadas, que estão associadas às

taxas de denudação maiores que a de preenchimento sedimentar nas áreas de ocorrência e formas onde o preenchimento sedimentar se dá em áreas de antigas ocorrências exumadas. Nestas, as taxas de recarga sedimentares são maiores que as de transporte deste sedimento.

Deste modo, é possível observar uma relação entre o clima e a presença de cobertura (Figura 24). Ou seja, nas ocorrências de climas úmidos há uma maior degradação química da rocha, que leva a uma maior formação de solo, que por sua vez é passível de sustentar maior quantidade de vegetação, que através da decomposição oriunda dos organismos aumenta a inserção de CO_2 no solo. Assim, há um processo de retroalimentação positiva da manutenção e aumento dessa cobertura em climas úmidos. Em climas secos o processo tende a diminuir a cobertura vegetal, pela escassez de água, que diminui a presença de solo devido à falta de obstáculos físicos para amenizar a meteorização da água, o que por consequência vai removendo o solo que não possui mais uma capacidade de desenvolvimento, a partir da degradação da rocha do embasamento, tão rápido quanto em um clima úmido. Por fim, o carste coberto, ao ser exposto a um clima seco, tende a exumar suas estruturas e feições enterradas.

Quando ocorrem essas mudanças climáticas, no caso de um clima seco para um clima úmido, a remoção do material saprolitizado se dá a partir das alterações de nível de base, que como foi demonstrado na figura acima citada, pode ser consequência de um seguimento regional.

Figura 24- Desenvolvimento do relevo cárstico em relação a variações climáticas e mudanças no nível de base



Fonte: Elaborado pelo autor.

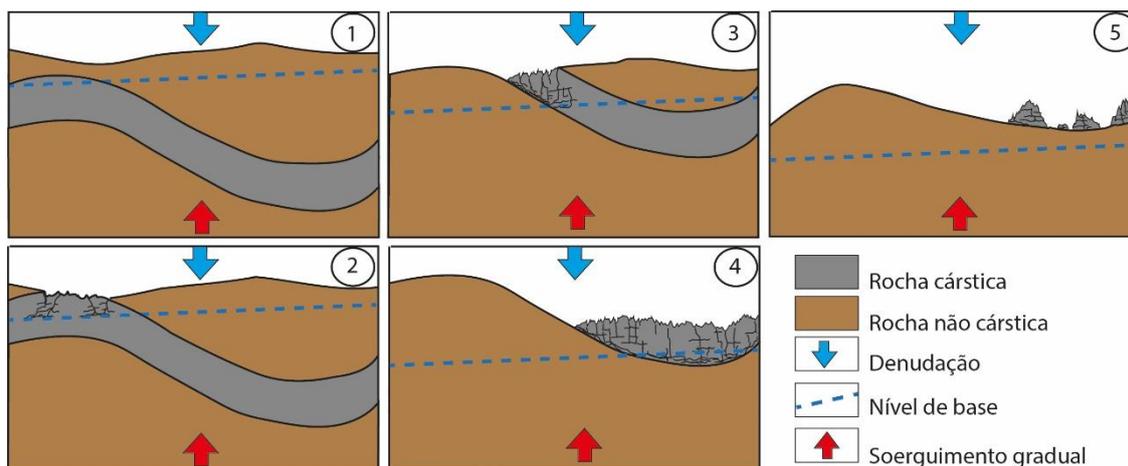
Veress (2016) demonstra através do estudo detalhado de feições cársticas externas e cobertas que é possível associar áreas de carste descoberto a estágios mais avançados de evolução desse relevo. Isso também se deve a complexidade das formas esculpidas pela dissolução.

Ainda tendo em vista a evolução das superfícies cársticas, Veress (2016) apresenta a discussão a respeito das cinco fases de evolução baseadas nos estudos de Waltham e Fooks (2003, 2005), sendo o carste relictual o mais importante para a compreensão desse estudo.

O carste relictual é uma feição paleocárstica em estágio residual, ou seja, do ponto de vista evolutivo estas áreas já passaram por diversos processos morfogenéticos. Neste sentido, o que se vê em superfície é apenas uma pequena fração que restou de um sistema bem maior quase completamente arrasado pelos processos hidrogeológicos atuantes (WILLIAMS, 2004).

Palmer (2007) propõe um modelo de evolução baseado na inversão de relevo a partir de processos concorrentes de soerguimento regional e denudação. Neste caso, são interpretadas áreas de carste geossinclinais (Figura 25). A espeleogênese atua como um fator fundamental para a remoção gradual da litologia cárstica. Assim, permanecem na paisagem os remanescentes de antigos sistemas cársticos.

Figura 25- Modelo evolutivo para carste geossinclinais.



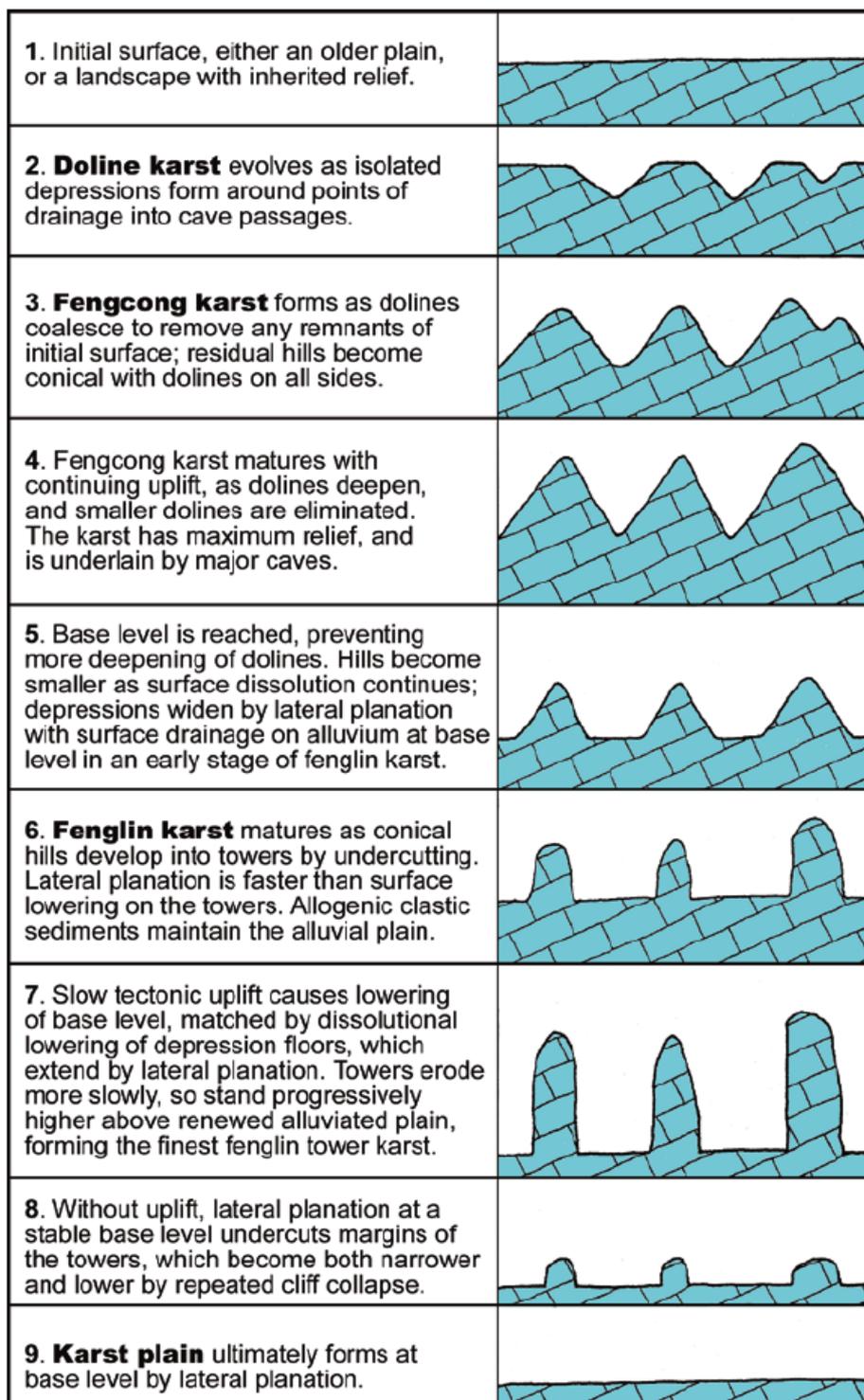
Fonte: PALMER, 2007.

Em 1) tem-se o estágio inicial, com a sobreposição de rochas cársticas e não cársticas. Em 2) inicia-se o processo de carstificação a partir de fraturas nas dobras

anticlinal nas charneiras e alterações no nível de base provocada por soerguimento. Em 3) nova alteração de nível de base e aprofundamento da espeleogênese. 4) exposição da parte mais basal da rocha cárstica em uma área anticlinal, tem-se neste caso um relevo cárstico. Em 5) denudação geram do carste e formação de inselbergues cársticos, tem-se feições cársticas dissociadas espacialmente.

O modelo para a formação dos inselbergues cársticos é melhor compreendido a partir da evolução dos *fengcong* (HUANG, 2014; WALTHAM, 2008; VERESS, 2016). Embora a tipologia fisionômica dos *fengcong* seja diferente do aspecto fisionômico dos inselbergues tipo *castelled* os processos de erosão elucidados por esse modelo ajudam a compreender o que ocorre de maneira genérica. Neste sentido, a individualização do relevo cárstico em feições pontuais, se dar a partir do aprofundamento e alargamento das feições negativas do relevo cárstico individualizando-as e formando padrões cada vez mais erodidos. Para regiões com espessos acamamentos sedimentares, como na China, esse processo implica na “renovação” do relevo cárstico (Figura 26).

Figura 26- Modelo de evolução dos *Fengcongs* e *Fenglins* Karsts.



Fonte: WALTHAM, 2011.

No nordeste brasileiro, este processo se encontra em relativa pausa, ou lentidão. Isso se deve ao clima semiárido que tende a manutenção das formas existente, e

exumação das formas enterradas, gerando um rebaixamento gradual do relevo em termos regionais.

Neste caso as interpretações de evolução, tanto em termos regionais quanto em termos locais, estão de acordo com os processos de evolução geomorfológica do Nordeste. Os processos e modelos supracitados serão aplicados à área cárstica, ou ao sistema cárstico específico de Martins explicitado nos capítulos posteriores.

5 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS/OPERACIONAIS DA PESQUISA

A pesquisa teve seus levantamentos técnicos operacionais orientados para três níveis de detalhamentos e quatro escalas espaciais: o primeiro relaciona-se ao contexto do relevo cárstico de Martins, com análises feitas na escala 1:500m; O segundo ao inselbergue cárstico onde a Casa de Pedra de Martins está situada, esta apresenta escala de 1:100m; e por fim o detalhamento referente a Casa de Pedra onde foram realizadas análises nas escalas de 1:10m e de 1:5m.

Realizou-se também uma revisão bibliográfica sobre os temas da pesquisa: carste, evolução geomorfológica, espeleometria dentre outras e sobre a área de estudo com o inventário bibliográfico e cartográfico, bem como se efetivou 4 trabalhos de campo para a coleta de dados primários, registro fotográfico, espeleometria e levantamento fotogramétrico.

- Etapas de análises de Gabinete: na escala 1:500
 - A confecção do mapa de drenagem do contexto do relevo cárstico de Martins, foi realizado no software Arc Gis, na extensão Arc Map 10.3 a partir de técnicas de extração supervisionada de curvas de nível e rede de drenagem obtidas a partir da base de dados do IBGE e de imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de resolução 30m, obtidas no Explore Earth, com a construção de modelos digitais de terreno, processados no Software Global Mapper 13 (64-bit).
 - O mapa geomorfológico do contexto do relevo cárstico de Martins, foi realizado no Arc Gis, na extensão Arc Map 10.3 a partir de imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de resolução 30m, obtidas no Explore Earth, e da base de dados geológicos do IBGE e da CPRM.
- Etapas de análises de Gabinete: na escala 1:100
 - O mapa de características morfoestruturais do inselbergue, apresenta informações de drenagem, densidade de fraturas, áreas cobertas e lineamentos, realizadas nos softwares Arc Gis, na extensão Arc Map 10.3 e Global Mapper 13 (64-Bit) e as informações morfométrica obtidas no software Global Mapper 13 (64-Bit). Todas essas informações, foram geradas a partir de processamento digital de fotografias aérea geradas pela utilização de um veículo aéreo não tripulável (VANT) multirrotor modelo Phantom 4, e processadas no Agisoft Photoscan Professional (64-Bit) gerando um ortofotomosaico da

área, com resolução de 50cm e o modelo digital de superfície com resolução de 50cm. O processamento destas imagens foi realizado com pontos de controle emulados.

- Etapas de análises de Gabinete: na escala 1:10

- O mapa de controle estrutural da Casa de Pedra de Martins, apresenta dados obtidos a partir de produtos do Agisoft Photoscan Professional (64-Bit) como já referido no tópico acima, associado a levantamentos espeleométricos gerados no Software AutoCad 2014 com dados de topografia da caverna, e lineamentos estruturais. O mapa foi confeccionado no Arc Gis, extensão Arc Map 10.3.

- O mapa de características internas da caverna foi gerado a partir de dados, volumétricos e topográficos obtidos no AutoCad 2014 com as ferramentas de mensuração de sólidos. O volume foi obtido a partir do alinhamento dos perfis transversais referenciados pela topografia obtida na espeleometria. O cálculo de altura extensão e área também foram realizados no AutoCad 2014. A vetorização das zonas e a finalização do mapa foi realizada no Arc Gis, extensão Arc Map 10.3.

- Etapas de análises de Gabinete: na escala 1:5

-A planta baixa da caverna, foi realizada a partir da espeleometria da caverna com a confecção de croquis manuais confeccionados pelo autor da pesquisa, referenciados por pontos de amarração fora da caverna obtidos por GPS de navegação. Posteriormente, os croquis foram vetorizados e referenciados no AutoCad 2014 e exportado na forma de vetores para o Arc Gis, extensão Arc Map 10.3. O perfil longitudinal e transversal foi feito da mesma forma que a planta baixa.

Os diagramas de roseta foram elaborados a partir de arquivos shps de lineamentos exportadas para o banco de dados do Spring 5.5.1.

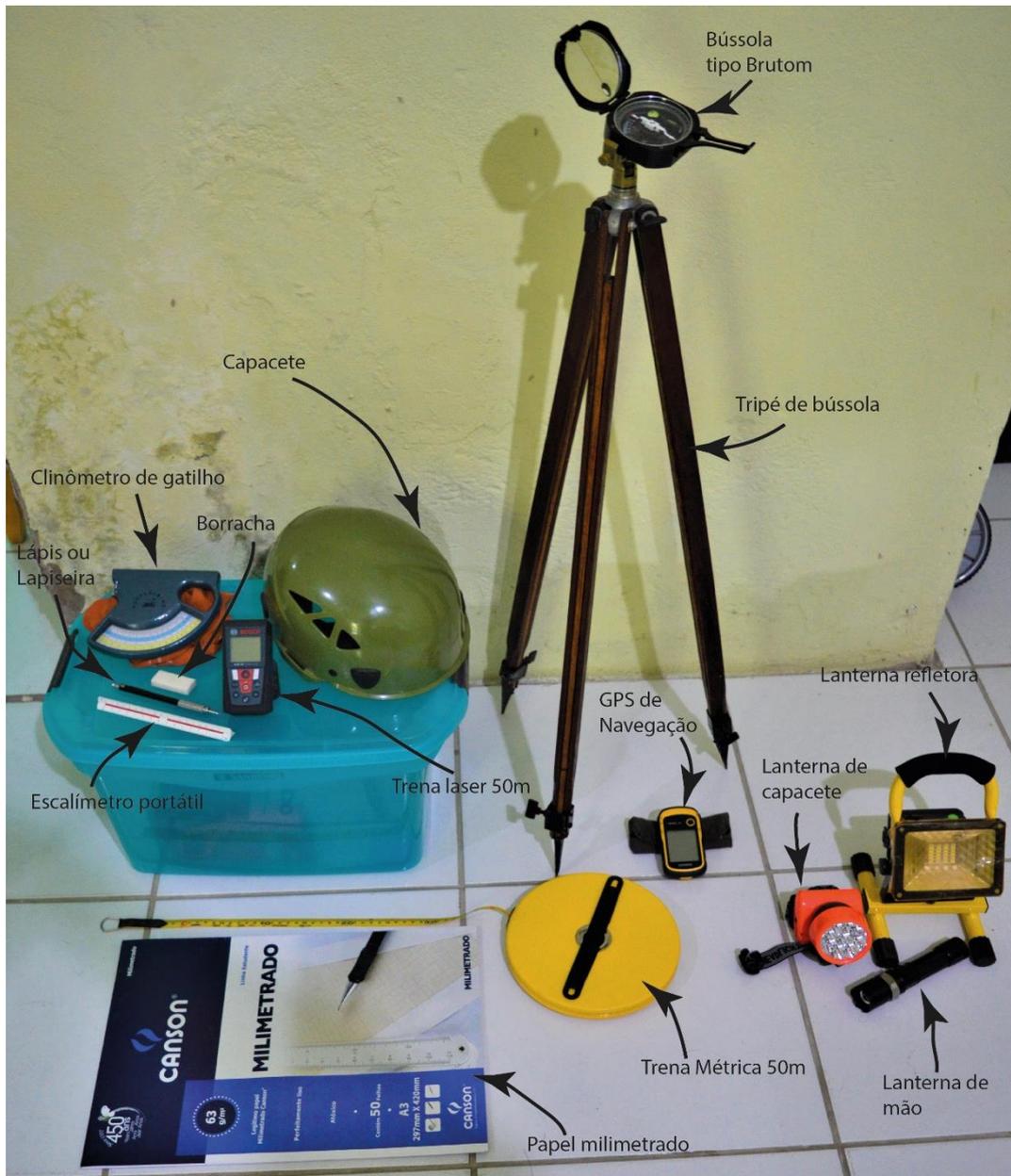
A elaboração de figuras, imagens e blocos foram obtidas a partir das bases de dados já apresentadas somadas a processos de desenho manual e digital nos softwares AutoCad 2014 e Adobe Illustrator CC 2015.

- Trabalhos de Campo

-Visitas exploratórias a caverna Casa de Pedra de Martins, realizada em setembro de 2015 e março de 2016 em aula de campo da disciplina de Geomorfologia ministrada pelo Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia, e janeiro de 2016, em veículo próprio.

-Levantamento espeleométrico realizado em setembro de 2016, com a supervisão e colaboração do Prof. Dr. Jefferson Lima dos Santos. Utilizando os equipamentos como mostra a figura 27.

Figura 27- Material utilizado para o levantamento espeleométrico



Fonte: Do autor

-Levantamento aéreo realizado com a utilização de um veículo aéreo não tripulado (VANT) de asa móvel modelo Phantom 4, a partir de voo programado através do software piX4D. Supervisionado, coordenado pelo Prof. Dr. Jefferson Lima dos Santos (proprietário do VANT utilizado).

6 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RELEVO CÁRSTICO DE MARTINS

6.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO CONTEXTO

O maciço de Martins é definido, em termos regionais como maciço residual capeado por litologia sedimentar, circundado pela depressão sertaneja. Porém, na ocorrência do relevo cárstico de Martins, no setor leste deste maciço, a geomorfologia apresenta compartimentação própria.

A partir de levantamentos feitos com técnicas de sensoriamento remoto, utilizando imagens de satélite, imagens SRTM, fotografias a nível do solo levantadas em campo e bases cartográficas pré-existentes foi possível definir as principais **unidades geomorfológicas** que compõem esse setor (Mapa 02).



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Contexto geomorfológico
do relevo cárstico de Martins-RN
Mapa 02

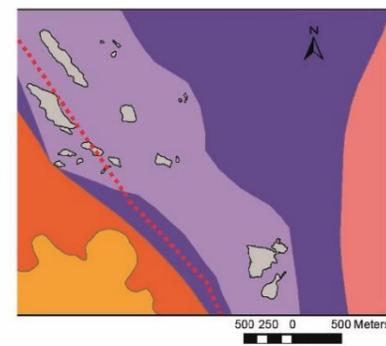
Título da dissertação:
Evolução geomorfológica
do relevo carstico
do município de
Martins Rio Grande do Norte

Autor:
Pedro Edson Face Moura
Orientador:
Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia
Coorientador:
Prof. Dr. Jefferson Lima dos Santos

Legenda

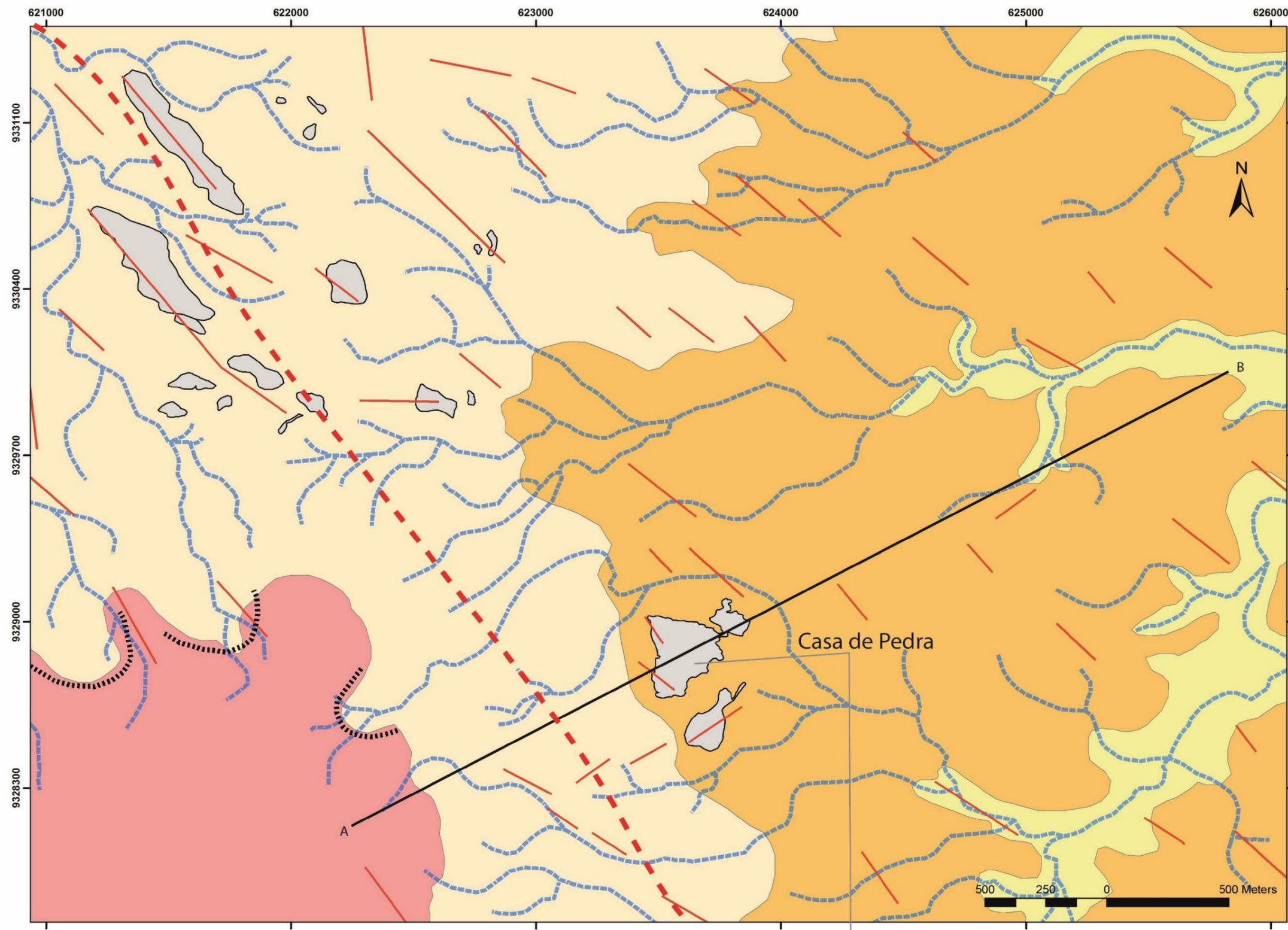
- Anfiteatros Erosionais
- Lineamentos
- - - Drenagem
- Inselbergues Cársticos
- Depressão Sertaneja
- Planícies Fluviais
- Vertente
- Platô

Geologia Simplificada



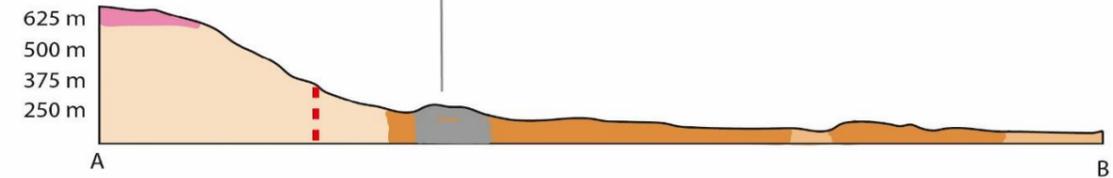
Legenda

- Formação Serra do Martins
- Suite Intrusiva Poço da Cruz
- Lente de Mármore Jucurutu
- Formação Jucurutu
- Suite Intrusiva Umarizal
- - - Zona de Cisalhamento Frutuoso Gomes



Informações
Sistema de coordenada: SIRGAS 2000 UTM Zona 24S; Projeção: Transversal de Mercator
Datum: Sirgas 2000; Escala: 1:500; Fonte: IBGE (2015) Explore earth (2016)
Elaboração: Pedro Edson Face Moura; Data: Novembro de 2016

Técnicas



- 1) **Platô de Martins** (Figura 28): Essa unidade corresponde à mais elevada da PCM, alcança cerca de 700m de altitude. Sua topografia plana a suave ondulado no topo sugere uma feição tabular semelhante a uma chapada. Porém, este aspecto é devido aos remanescentes da Formação Serra do Martins. As bordas são delimitadas pelo fim da ocorrência dessa litologia.

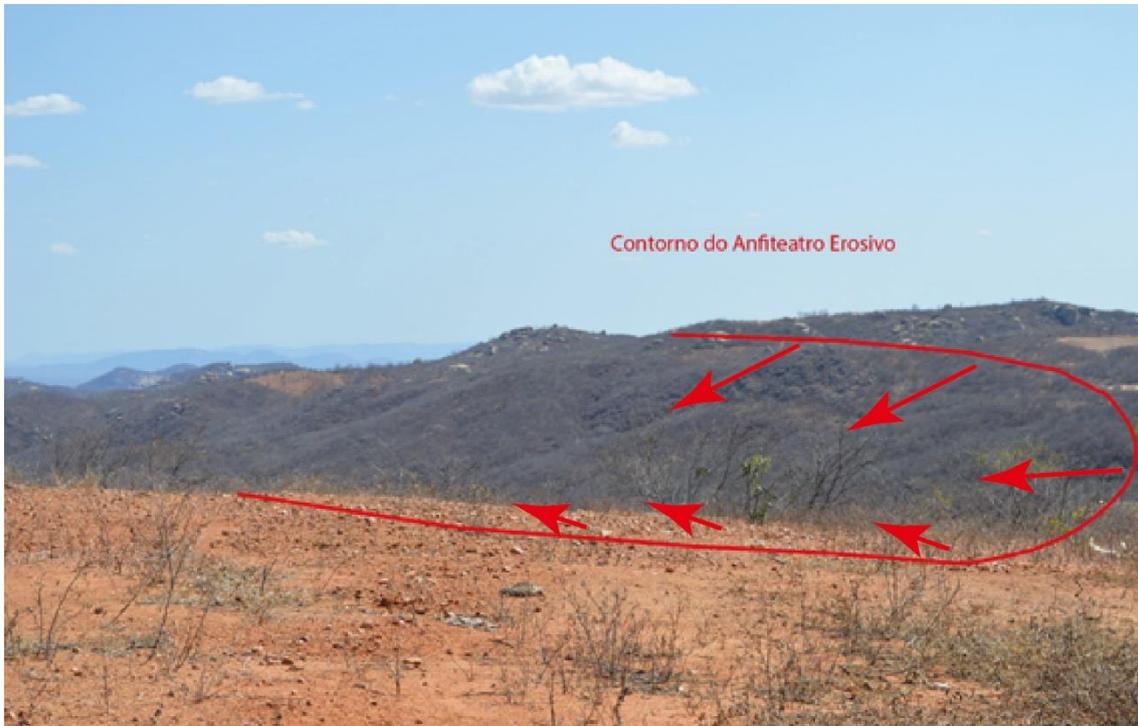
Figura 28- Platô de Martins.



Fonte: Do autor.

- a) Há a existência de pequenos **anfiteatros erosionais** (Figura 29): Essas são feições semicirculares onde há uma convergência de fluxos da rede de drenagem. Nessas áreas, o plúton granítico sotoposto é exposto à superfície. Essas são morfologias de grande importância para a alteração na paisagem ao longo do tempo. Funcionam como ponto de partida para a evolução de todo o relevo, pois a partir deles ocorre a remoção das litologias que estão sotopostas a aquelas que iram formar as demais unidades geomorfológicas atuais que compõem a PCM.

Figura 29- Vista lateral dos pequenos anfiteatros erosionais, destacando seu contorno em vermelho.

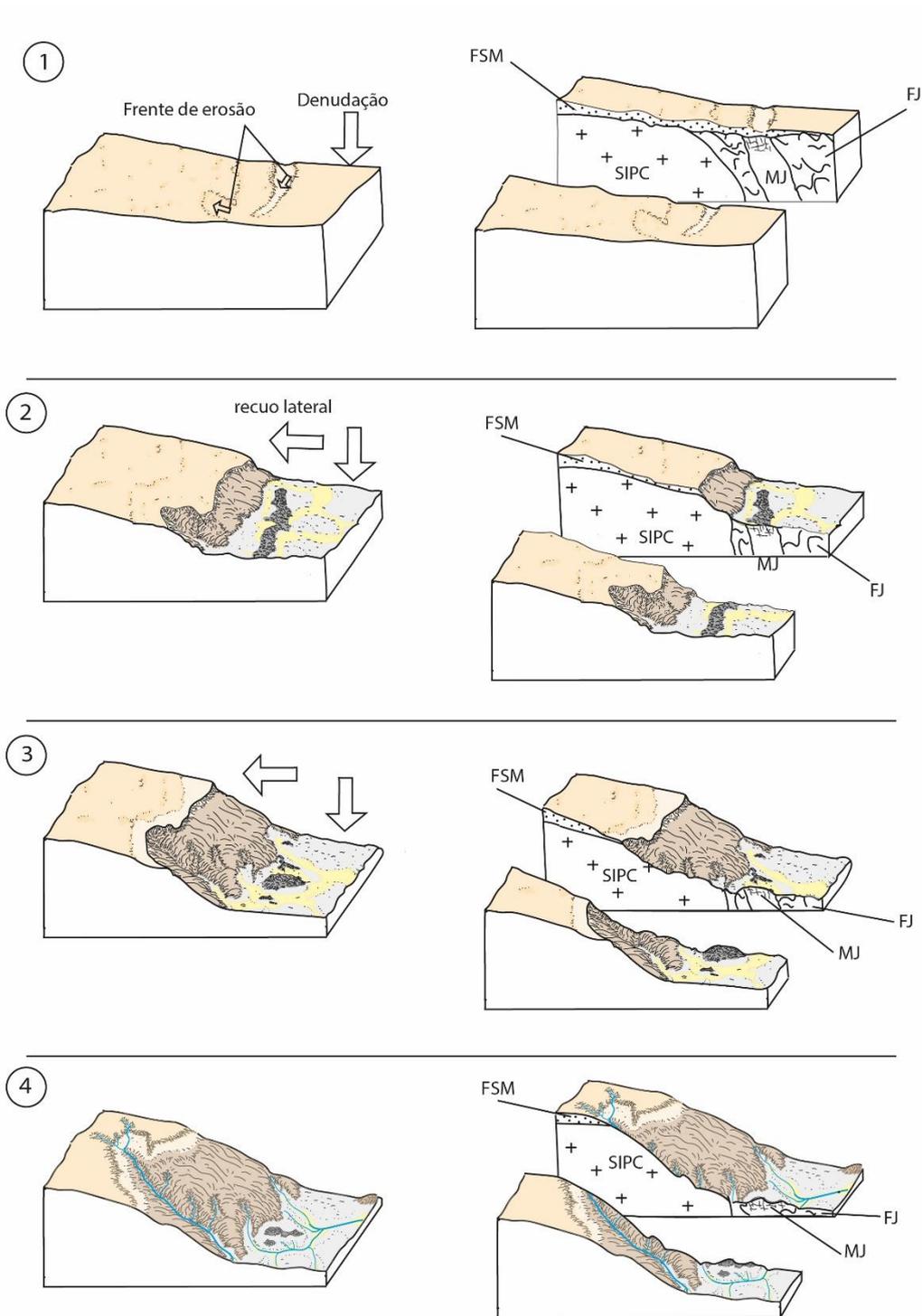


Fonte: Do autor.

De um modo geral é possível pensar em quatro etapas hipotéticas da evolução das estruturas geomorfológicas a partir da remoção dos capeamentos areníticos da FSM, (Figura 30):

- 1) Remoção inicial das camadas superficiais e consequente afinamento da da FSM.
- 2) Formação inicial da escarpa e exposição das rochas cársticas da lente de mármore da FJ.
- 3) Aprofundamento da erosão na depressão formada e nas camadas de mármore da FJ.
- 4) Aspecto atual dos pequenos anfiteatros erosionais onde estes continuam o processo de remoção da rocha formando uma frente de erosão.

Figura 30- Evolução geomorfológica das vertentes da paisagem cárstica de Martins, culminando com a formação dos pequenos anfiteatros erosionais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em termos gerais não há uma forma preferencial das bordas do platô, sendo esse irregular.

2) **Vertentes:** Essa unidade está relacionada às áreas de maior inclinação do relevo. Apresenta inclinação superior à 20°, geralmente entre as cotas 650m e 250m. Localiza-se nos limites entre o maciço de Martins, a serra dos Picos e a depressão sertaneja circundante.

a) A vertente que corresponde ao maciço de Martins (Figura 31) é formada pela Suíte Intrusiva Poço da Cruz, na forma de plúton granítico e possui uma direção preferencial de NW-SE, controlado pela Zona de Cisalhamento Frutuoso-Gomes. Este plúton funciona atualmente como “pedestal” (PEULVAST; SALES, 2004) que mantém as cotas altimétricas do maciço de Martins e preserva o topo tabular relacionado à FSM. Há ocorrência de alguns afloramentos deste na forma de paredões rochosos e pequenos *tors* de granito. Também podem ser encontradas rampas coluviais e estreitos canais de drenagem associados às áreas de ocorrência dos pequenos anfiteatros erosionais.

Figura 31- Vertente do Maciço de Martins.



Fonte: Do autor.

b) A vertente associada a Serra dos Picos (Figura 32) se comporta como a base de uma crista residual associada aos mármores da Formação Jucurutu. É possível identificar a presença de afloramentos de mármores da formação Jucurutu nesse setor. Esta feição possui direção preferencial N-S funcionando como um divisor de águas local. Este setor de vertente possui cotas mais baixas que as do Maciço de Martins, explicitando uma

possível maior vulnerabilidade desta área aos processos erosivos que os de Martins.

Figura 32- Vertente da Serra dos Picos



Fonte: Do autor.

- 3) **A depressão sertaneja** (Figura 33): Possui maior abrangência espacial, nesta se insere a maior parte da rede de drenagem do setor estudado. Esta feição relaciona-se a processos de erosão regional, e desenvolve-se sob duas unidades litológicas distintas, a Formação Jucurutu e a Suíte Intrusiva Umarizal. Não havendo diferenças topográficas entre ambas. A depressão é formada por áreas onduladas suaves e moderadas. Existe também, um sistema preferencial de lineamentos NW-SE coincidindo com a orientação da ZCFG, NW-SE.

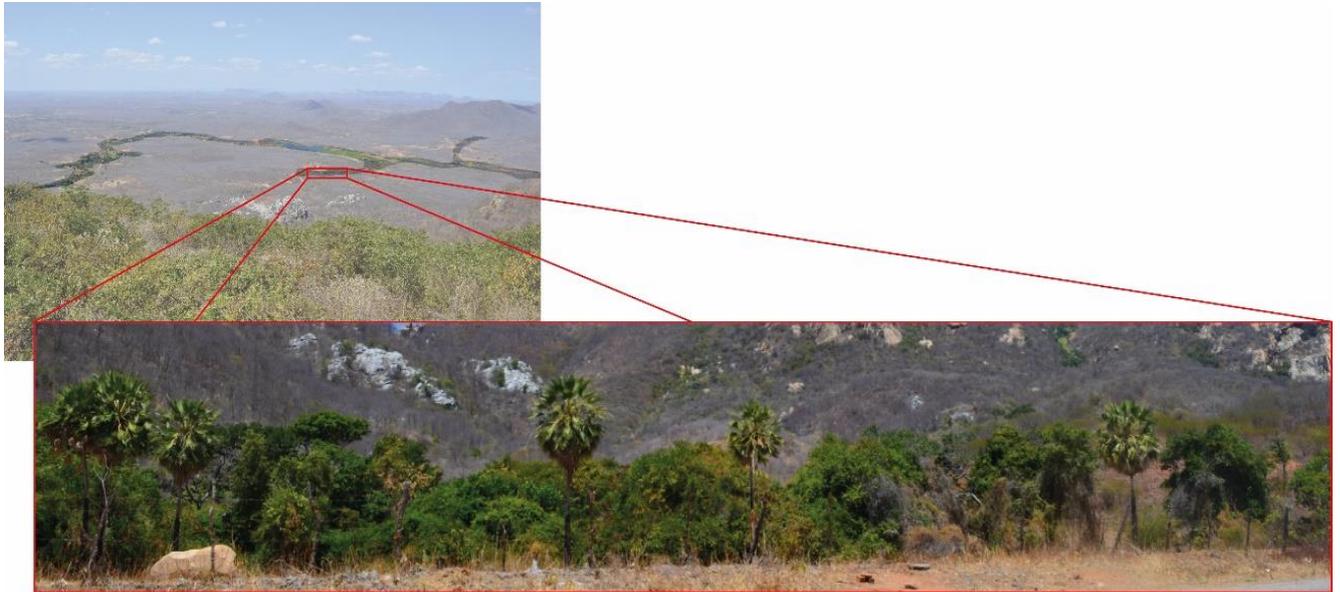
Figura 33- Depressão sertaneja circundante de Martins.



Fonte: Do autor.

- 4) Inserida na depressão sertaneja está à unidade das **planícies fluviais** (Figura 34): Essas feições correspondem aos estreitos depósitos aluviais dos rios que drenam o setor. Sua característica fisionômica é a presença de matas densas com carnaubais, assim como a permanência das folhas verdes por um período mais longo do que as da vegetação encontrada na depressão sertaneja. Estas planícies existem entre as cotas 180m a 200m.

Figura 34- Planície fluvial de Martins.



Fonte: Do autor.

Os Inselbergues cársticos de Martins: Formam um campo de afloramentos de mármore provenientes das lentes intercaladas da formação Jucurutu. Essa terminologia se deve ao fato desses afloramentos formarem picos isolados, que sofreram processos de exumação. Essas feições apresentam-se como um conjunto dissociado de inselbergues cársticos (FORD; WILLIAMS, 2007; BALÁZS 1986 *apud* VERESS, 2016; WALTHAM, 2008; HUANG, 2014) formando um complexo paisagístico descontínuo, porém fortemente marcado pela presença do carste.

- 5) Os inselbergues cársticos são encontrados sobrepostos a duas unidades geomorfológicas, as vertentes associadas a Serra dos Picos e a Depressão Sertaneja.
 - a) Os inselbergues cársticos da depressão sertaneja (Figura 35) são afloramentos que não apresentam uma tendência estrutural preferencial clara. São circundados pela rede de drenagem e apresentam cotas altimétricas menores que as dos inselbergues encontrados na vertente da serra dos picos. Esses inselbergues serão melhor detalhados na segunda parte deste trabalho, no tocante ao estudo de caso da Casa de Pedra de Martins, que

exemplificará os processos de gênese e evolução e as funções relacionada ao sistema cárstico.

Figura 35- Inselbergues cársticos da Depressão Sertaneja de Martins.



Fonte: Do autor.

- b) Os inselbergues cársticos encontrados na vertente (Figura 36), apresentam orientação preferencial NW-SE provavelmente controlado pela ZCFG e compõem altos topográficos aonde as cotas chegam a 550m.

Figura 36- Inselbergue cárstico na área das vertentes da Serra dos Picos.

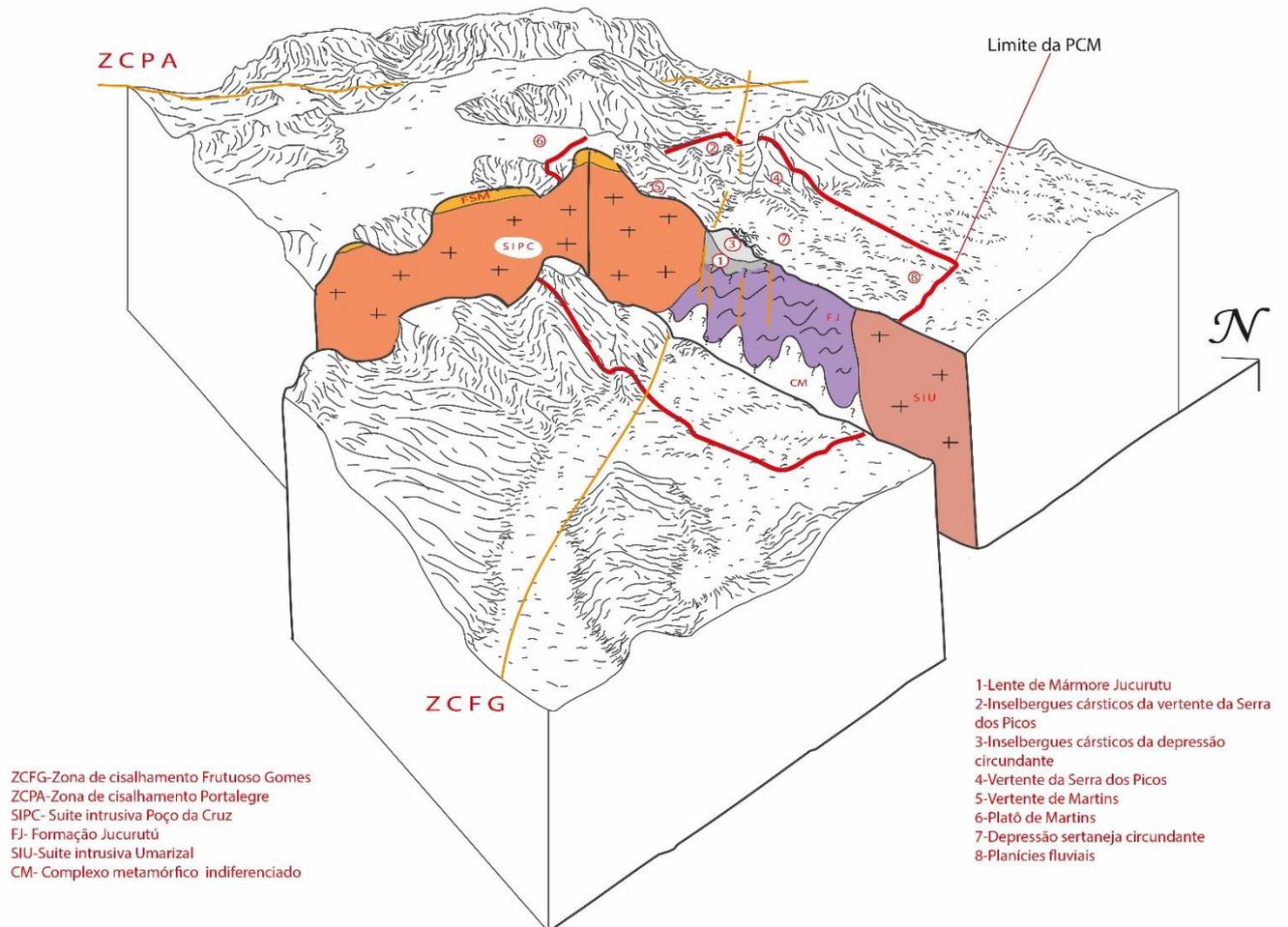


Fonte: Do autor.

O inselbergue cárstico que está inserido na Depressão Sertaneja será objeto de estudo detalhado, sob a ótica do sistema cárstico específico, na parte II deste trabalho.

Compreende-se a compartimentação Geológica/Geomorfológica da paisagem cárstica de Martins o seguinte modelo (Figura 37):

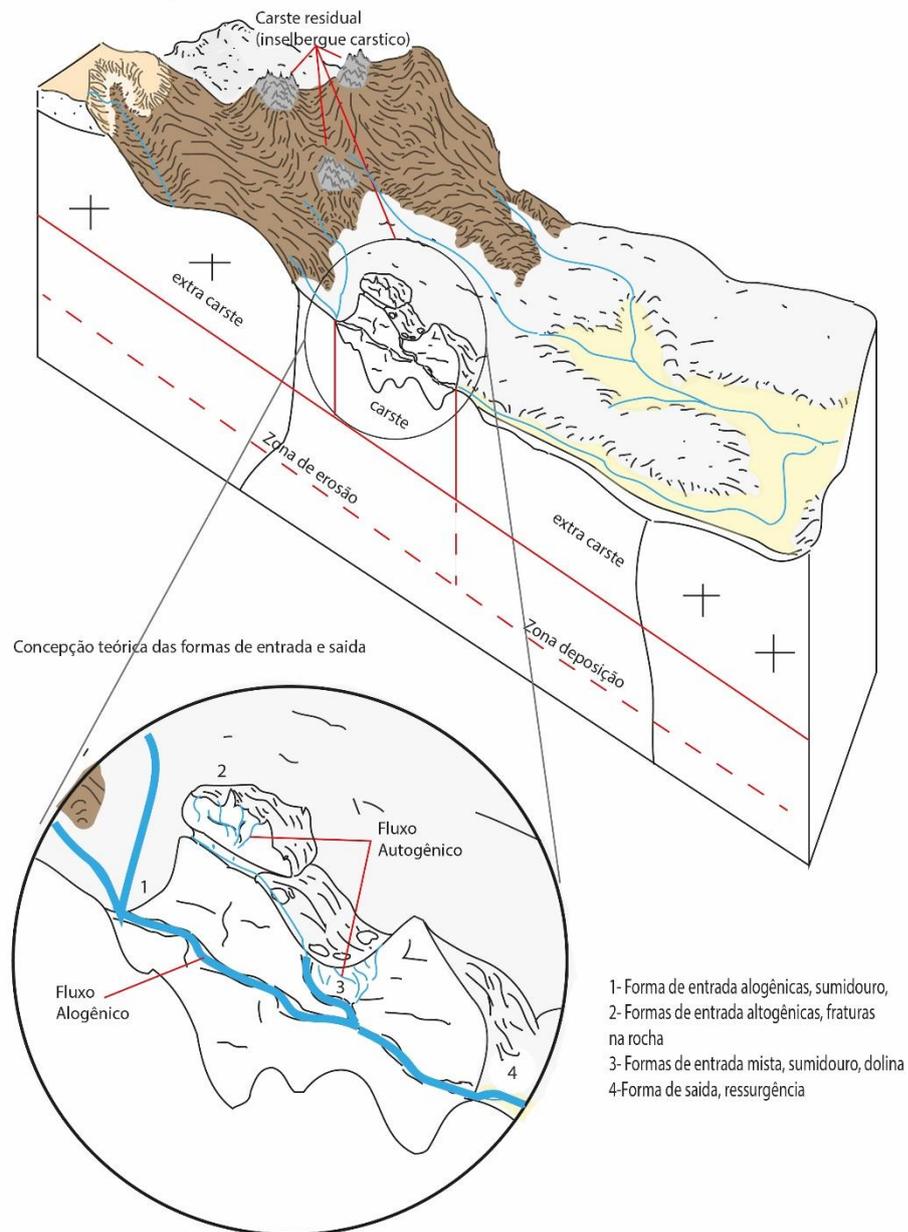
Figura 37- Estruturação geológica/geomorfológica da paisagem cárstica de Martins.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A compartimentação ajuda a elucidar como o relevo do contexto do inselbergue cárstico se comporta em relação às suas unidades litológicas, o que é necessário para a interpretação das funções sistêmicas do abrangente sistema cárstico de Martins (Figura 38).

Figura 38- O abrangente sistema cárstico de Martins.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O extra carste corresponde às áreas compostas principalmente por rochas que não apresentam feições tipicamente cársticas, mas que de maneira direta se relacionam com a área da ocorrência. No caso da paisagem cárstica de Martins, temos a zona de erosão relacionada à unidade das encostas do maciço de Martins, nesta zona a rede de

drenagem está em fase erosiva alimentando o sistema fluvial jusante. De acordo com a figura 38, zona extra carste associada a depressão sertaneja e as planícies fluviais, também se apresentam em fase erosiva quando associada a depressão e em fase deposicional quando associada as planícies fluviais

É possível supor a existência de três tipos de fluxos associados às principais feições que os compõem, neste caso, há **formas de entrada alogênicas**, integradas a rede de drenagem superficial através dos sumidouros; **formas de entrada altogênicas** associadas as porosidades menores da rocha, como fraturas; **formas de entrada mistas**, associadas aos fluxos difusos altogênicos e aos fluxos do escoamento superficial alogênico. E finalmente as **formas de saída** que dão vazão ao fluxo interno do sistema cárstico (Figura 38).

No caso da PMC, o sistema cárstico se restringe as zonas de acumulação e erosão, pois a zona de renovação, descrita por Ford e Williams (2007) como área de acumulação de sedimentos para a formação de novas litologias carstificáveis não está incluída nos limites da PMC em virtude de sua escala espacial. Deste modo, fica reforçado o caráter remanescente dessas feições, tornando-as relíquias geomorfológicas.

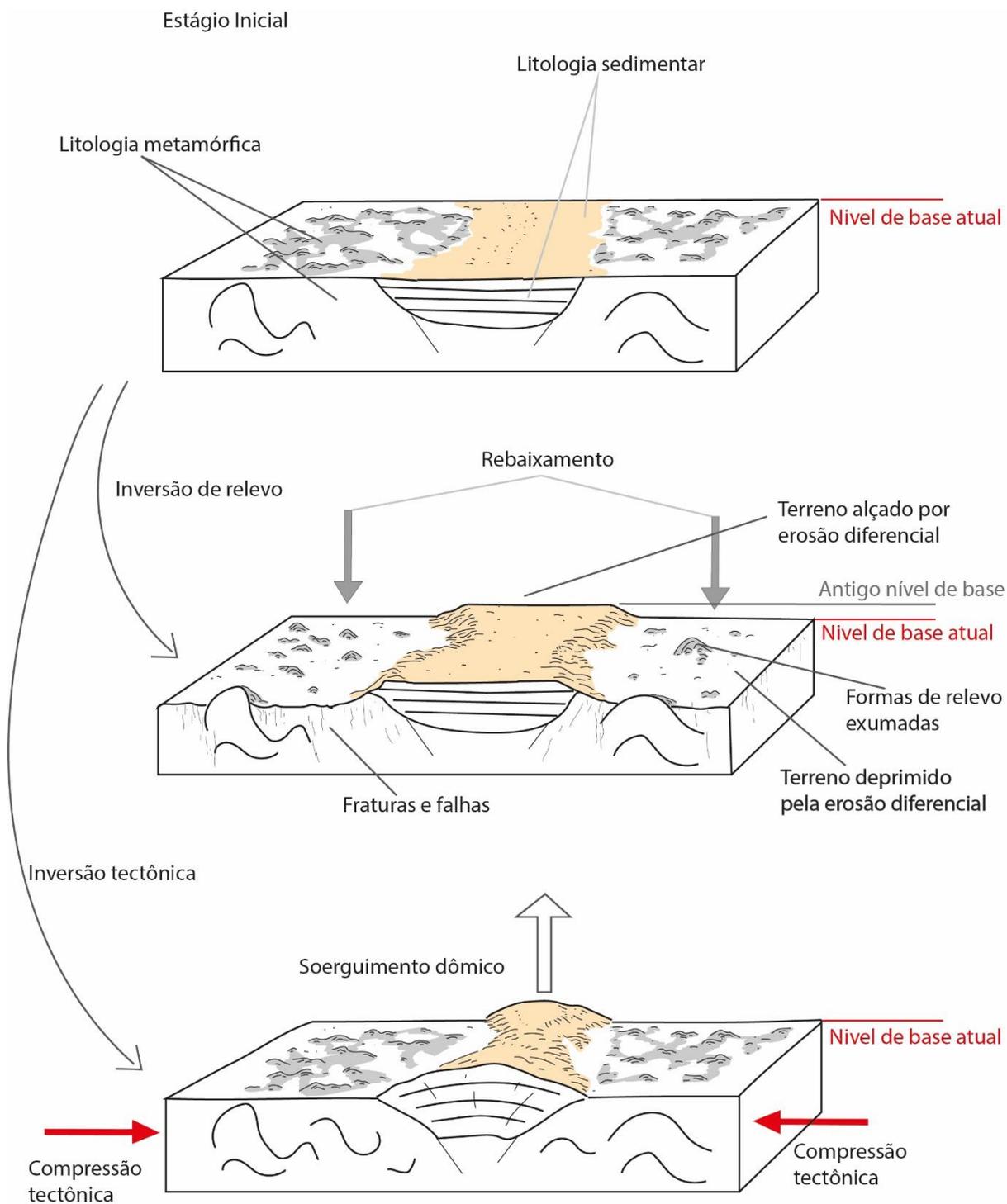
6.1.1 ETAPAS DA EVOLUÇÃO GERAL DA PAISAGEM CÁRSTICA DE MARTINS

Os processos de evolução geomorfológica das paisagens do contexto nordestino seguem uma linha de pensamento que deriva de duas principais teorias: a inversão de relevo e a inversão tectônica. A primeira está associada às diferenciações litológicas aos processos de erosão, neste caso a litologia e o clima atuam como condicionantes morfológicos para a formação do relevo. Isso pode ser traduzido como ciclo de erosão, onde o clima é um agente ativo na formação das feições de relevo e a rocha agente passivo. Neste caso, a alteração dos níveis de base oriundas das variações climáticas e eustáticas, são gatilhos para o início dos processos erosivos (Figura 39).

A inversão tectônica está arraigada nos processos de soerguimento de áreas continentais, gerando alterações nos níveis de base o que por consequência intensifica o processo de erosão diferencial, tendo como resultado o alçamento a cotas mais elevadas de litologias mais resistentes à medida que a erosão atua nas litologias menos resistentes

de forma mais intensa, ou seja, nesta segunda teoria há uma sobreposição de processos climáticos, tectônicos (Figura 39).

Figura 39- Modelos teóricos de inversão tectônica e Inversão de relevo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

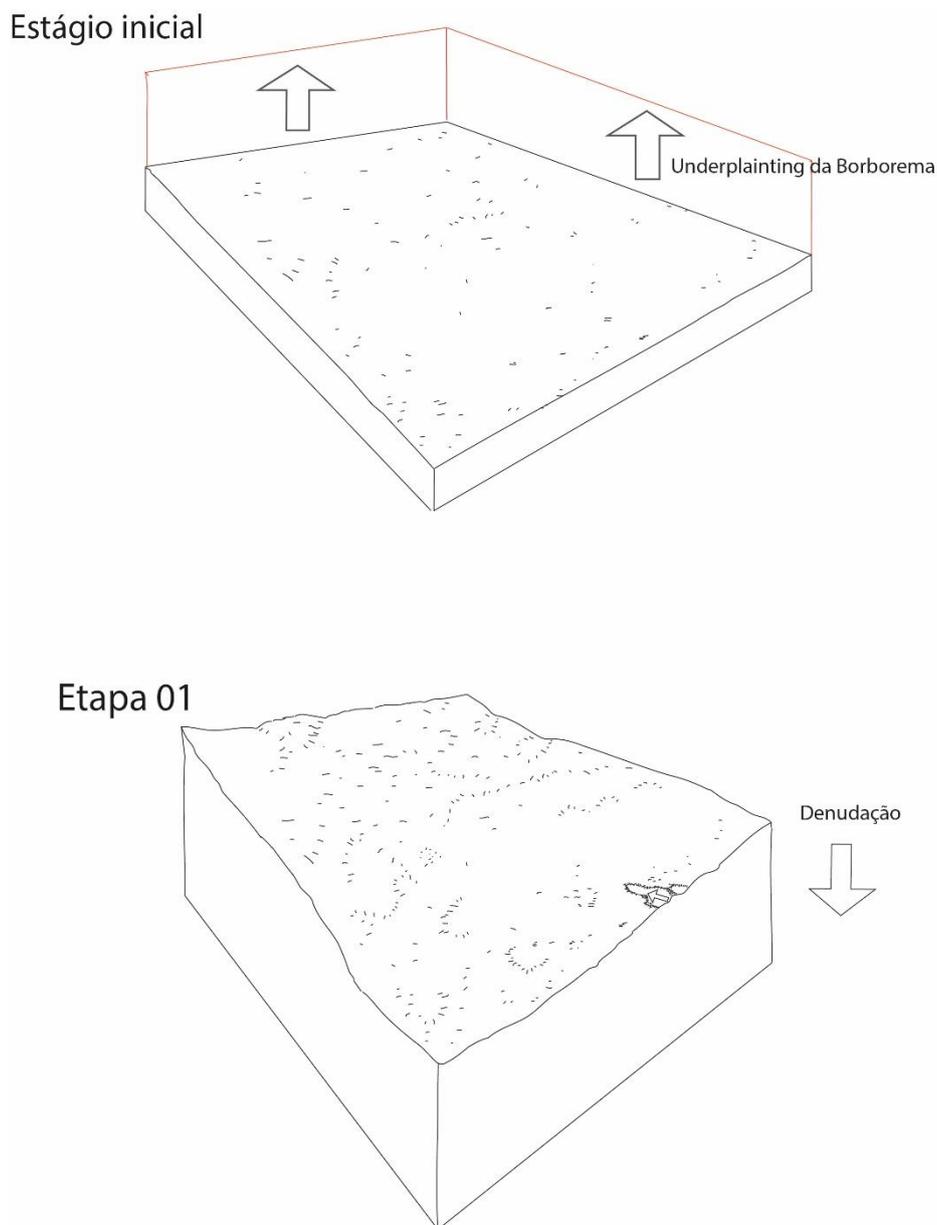
A história evolutiva desta paisagem cárstica, começa a ser contada a partir das mudanças de energia do sistema deposicional para agradacional que formaram a capa sedimentar aqui chamada de platô de Martins e que expuseram a depressão sertaneja e os inselbergues cársticos exumados, respectivamente.

Maia, Betard e Bezerra (2016) descrevem a evolução geomorfológica geral do maciço de Portalegre e Martins como fruto de dois processos distintos. O primeiro se refere ao controle morfoestrutural do relevo, associado à reativação pós *rifte* da Zona Cisalhamento Portalegre e o segundo se refere à erosão diferencial e ao controle litológico. Ainda é atribuído ao *Underplating* que culminou com o soerguimento do maciço da Borborema, o episódio que mais afetou os níveis de base de erosão da região. As taxas de erosão crustais também foram abordadas por Maia, Betard e Bezerra (2016) que contribuiriam de forma determinante para a esculturação da paisagem atual. Ovmo (2012 *apud* MAIA; BETARD; BEZERRA, 2016) afirma que a erosão do embasamento cristalino em diferentes cenários climáticos/ambientais varia de 2 a 50m /Ma.

O relevo da paisagem cárstica de Martins, portanto, passou pelos mesmos processos de evolução geomorfológicas atribuídos a toda a região. A erosão diferencial do embasamento evidenciou as feições esculturadas em rochas supracrustais da Formação Jucurutu. A elaboração provocada pela drenagem evidencia os inselbergues cársticos, que são estruturas herdadas da denudação da depressão. O fato de a Formação Jucurutu ser a parte mais basal do Grupo Seridó, pode ser interpretado como fruto dos processos denudacionais do embasamento, neste caso estando de acordo com as taxas apresentadas acima por Ovmo (2012 *apud* MAIA; BETARD; BEZERRA, 2016).

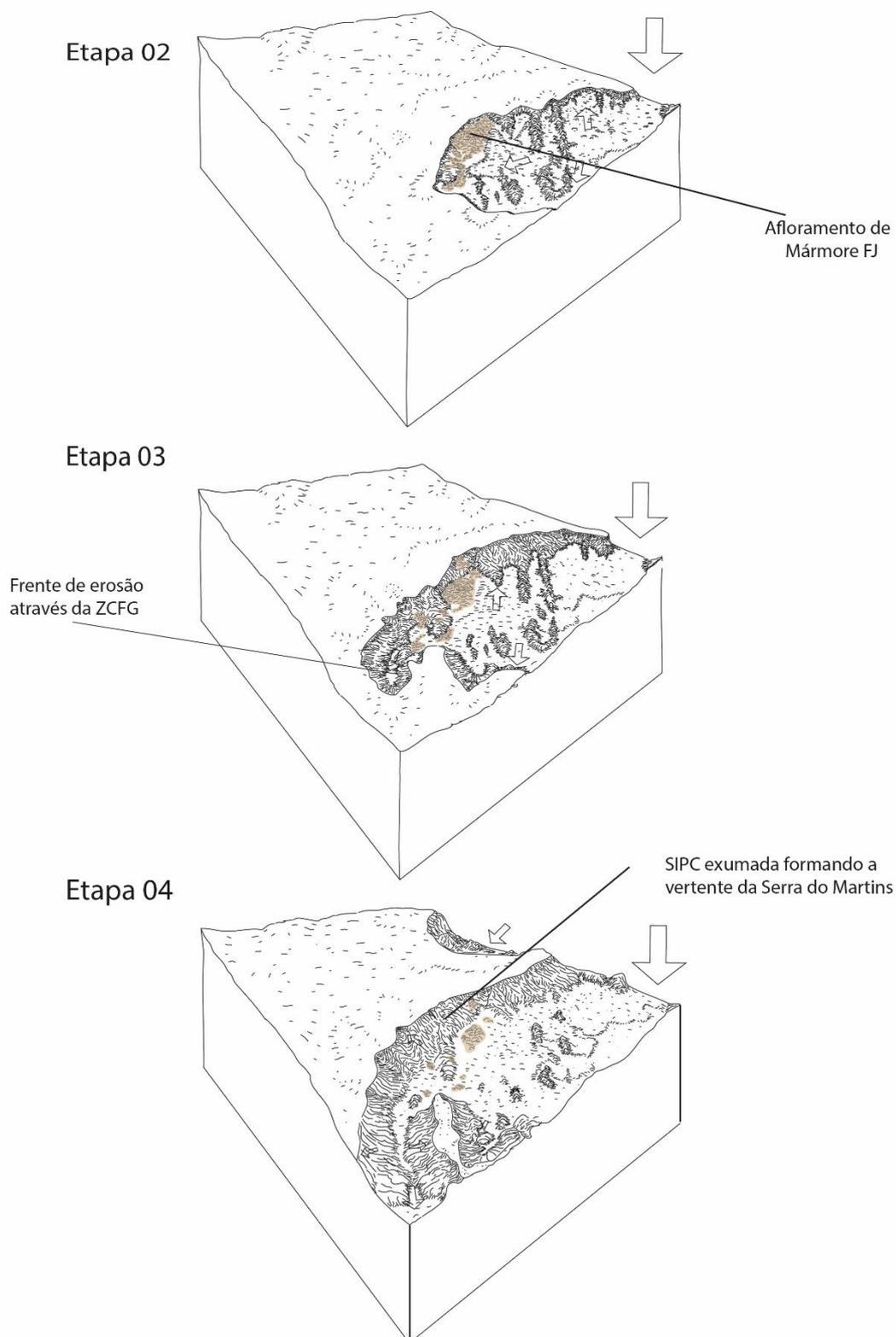
Ao pensar no modelo geral de erosão da área é possível inferir uma sequência de evolução em 7 etapas. Na etapa 01 dar-se início ao processo denudacional relacionado ao *underplating* da Borborema. Neste caso, a inversão tectônica gerou alterações nos níveis de base regionais, que deram início a formação de pequenos anfiteatros erosionais iniciando o processo de remoção da FSM (Figura 40).

Figura 40- Etapas da evolução da área de estudo.



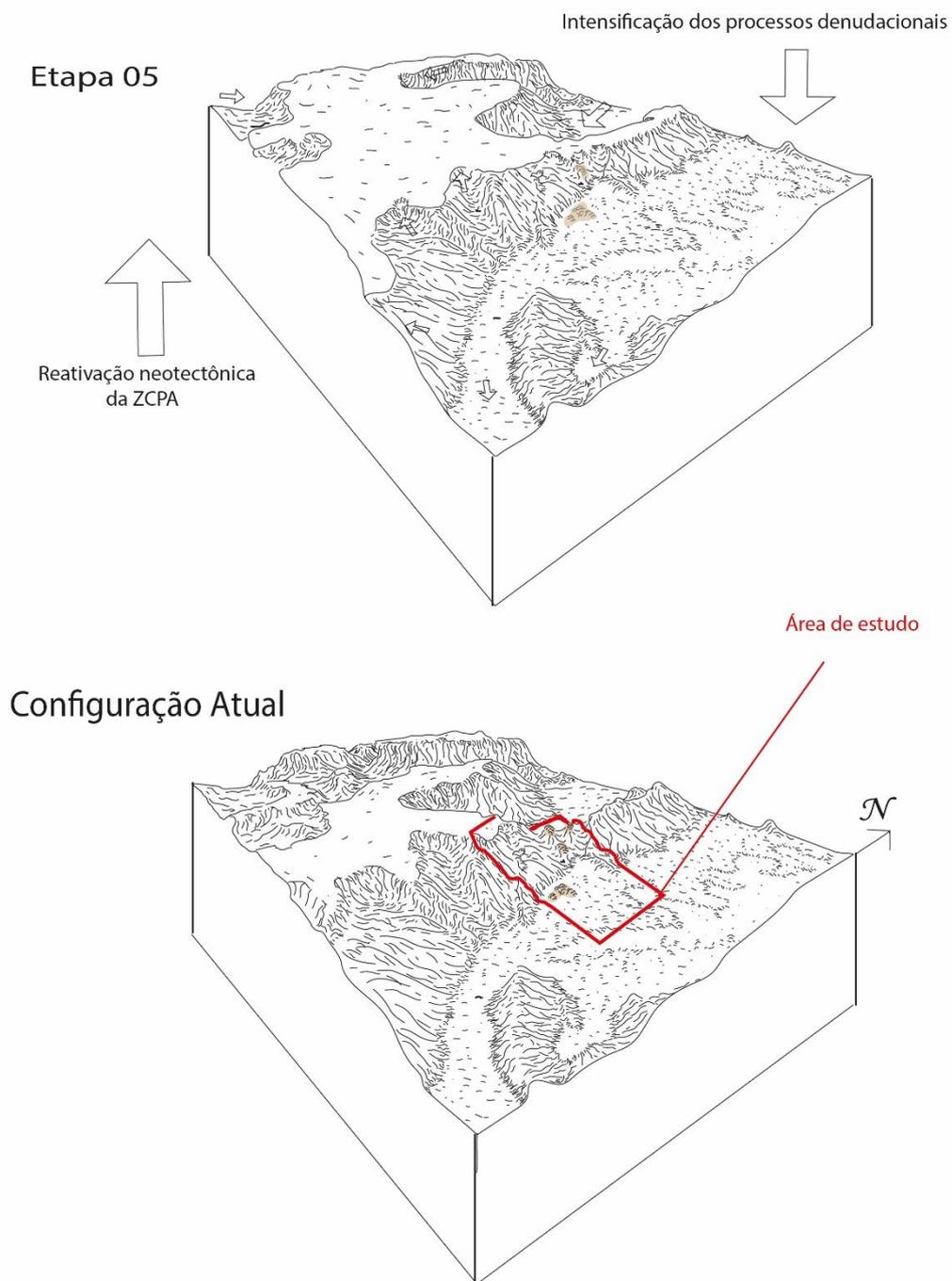
Nas etapas 02, 03, 04, os anfiteatros erosionais, através da rede de drenagem local, expandem-se aprofundando o relevo e expondo as partes mais basais das rochas sotopostas a FSM à superfície. Em 02, tem-se a exumação dos mármore da Formação Jucurutu. Na etapa 03, tem-se a interceptação da frente de erosão pela ZCFG, que direciona a drenagem em sua mesma direção. A etapa 04 mostra a ampliação da denudação geral da área, e a exposição das rochas da SIPC, que irão formar as escarpas do maciço de Martins (Figura 41).

Figura 41- Etapas 02 a 04 da evolução da área de estudo.



Na etapa 05 a SIPC age como uma barreira para o intemperismo mantendo a FSM como topo plano. Porém a área é submetida à reativação neotectônica (MAIA; BETARD; BEZERRA, 2016) o que intensifica a erosão pela alteração dos níveis de base locais, findando com a atual compartimentação geomorfológica da PCM que rochas que foram formadas durante o processo de agradação ocorrido na região, são submetidas a processos de soerguimento, alterando assim o nível de base local, gerando a mudança de um ambiente deposicional para o agradacional. Por fim tem-se a configuração atual (Figura 42).

Figura 42- Etapas 05 e configuração atual do contexto do relevo cárstico de Martins.



Fonte: Elaborado pelo autor

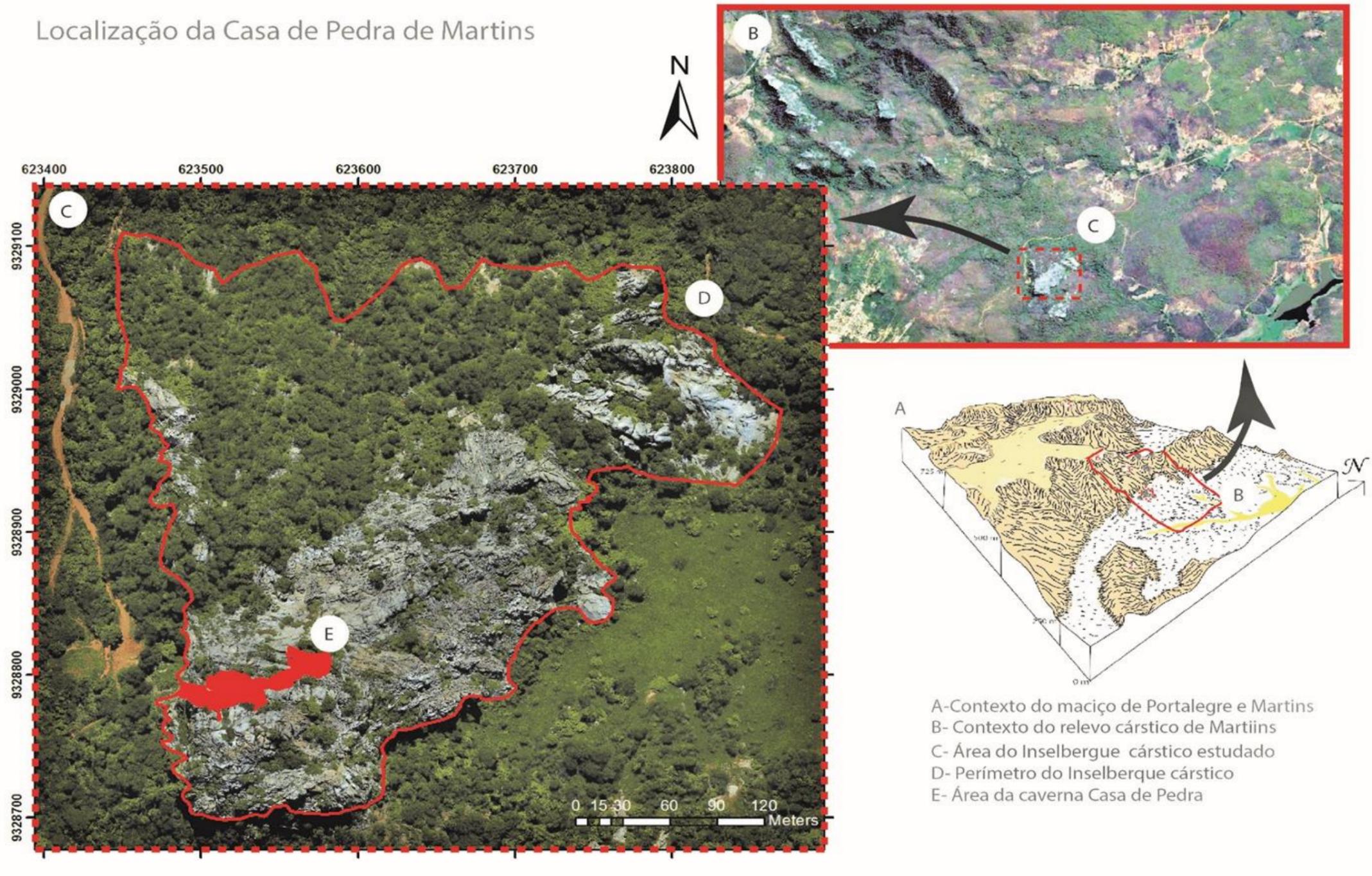
Tendo em vista os fatores acima determinados é possível interpretar que o processo de evolução geomorfológica da paisagem cárstica de Martins corrobora com as ideias de reativação neotectónica e controle morfoestrutural proposto por Maia, Betard e Bezerra (2016) para os maciços de Portalegre e Martins.

6.2 ASPECTOS GERAIS DA CASA DE PEDRA DE MARTINS-RN

A Casa de Pedra de Martins é a principal ocorrência cárstica encontrada na região do presente estudo. Esta feição de relevo, integra uma forma endocárstica associada a uma inselbergue cárstico que possui características que são essenciais para a compreensão das feições exocársticas. Neste sentido, faz-se necessária a caracterização e o entendimento de ambas as feições, a caverna e o inselbergue cárstico.

O inselbergue onde há a ocorrência da caverna Casa de Pedra de Martins, encontra-se inserido na depressão sertaneja pertencente ao contexto do relevo cárstico de Martins (Figura 43).

Figura 43 – Localização da Casa de Pedra de Marstin



Fonte: Elaborado pelo autor

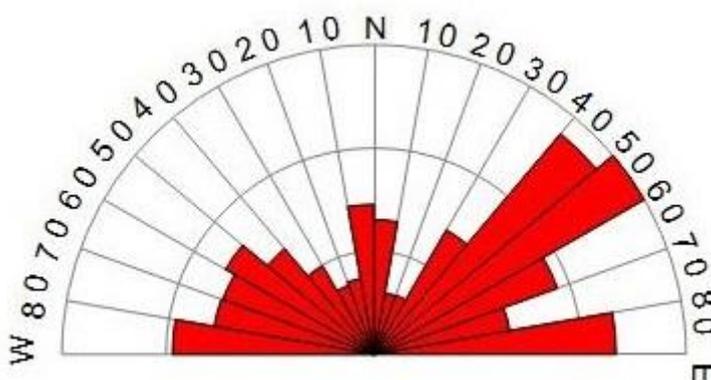
6.2.1 LEVANTAMENTO DO EXOCARSTE/EPICARSTE

O inselbergue cárstico apresenta vários indícios para o estudo e a compreensão da evolução do relevo da região, tendo em vista as aplicações dos modelos de evolução geomorfológicos gerais de denudação do Nordeste Setentrional e específico de desenvolvimento da caverna.

O exocarste é representado pelo corpo rochoso exposto onde são encontradas feições de dissolução, fraturas e dobras. Geologicamente, este inselbergue é constituído pelos mármores aflorante da Formação Jucurutu. A parte voltada para a vertente oriental da serra do Martins é controlada pela ZCFG, o que confere um padrão retilíneo marcante a essa feição (Mapa 03 A). Também é possível perceber que no setor mais elevado do inselbergue existem diversos fraturamentos, compondo uma zona de recarga autogênica para o sistema cárstico específico (Mapa 03).

O inselbergue apresenta coberturas pedológicas e de vegetação ao longo da maior parte de sua extensão (Mapa 03 A). Essas coberturas impedem o levantamento das várias estruturas que auxiliam a formação dos ambientes internos e no controle da drenagem e da morfogênese externa do sistema cárstico. Embora fosse possível levantar as estruturas que abrangem as áreas descobertas dessa forma de relevo. Portanto, estruturalmente o inselbergue apresenta lineamentos de comportamento caótico, porém é possível verificar uma predominância das estruturas de nordeste assim como uma frequência maior destas mesmas estruturas (Figura 44).

Figura 44- Frequência absoluta dos lineamentos do inselbergue cárstico da Casa de Pedra.

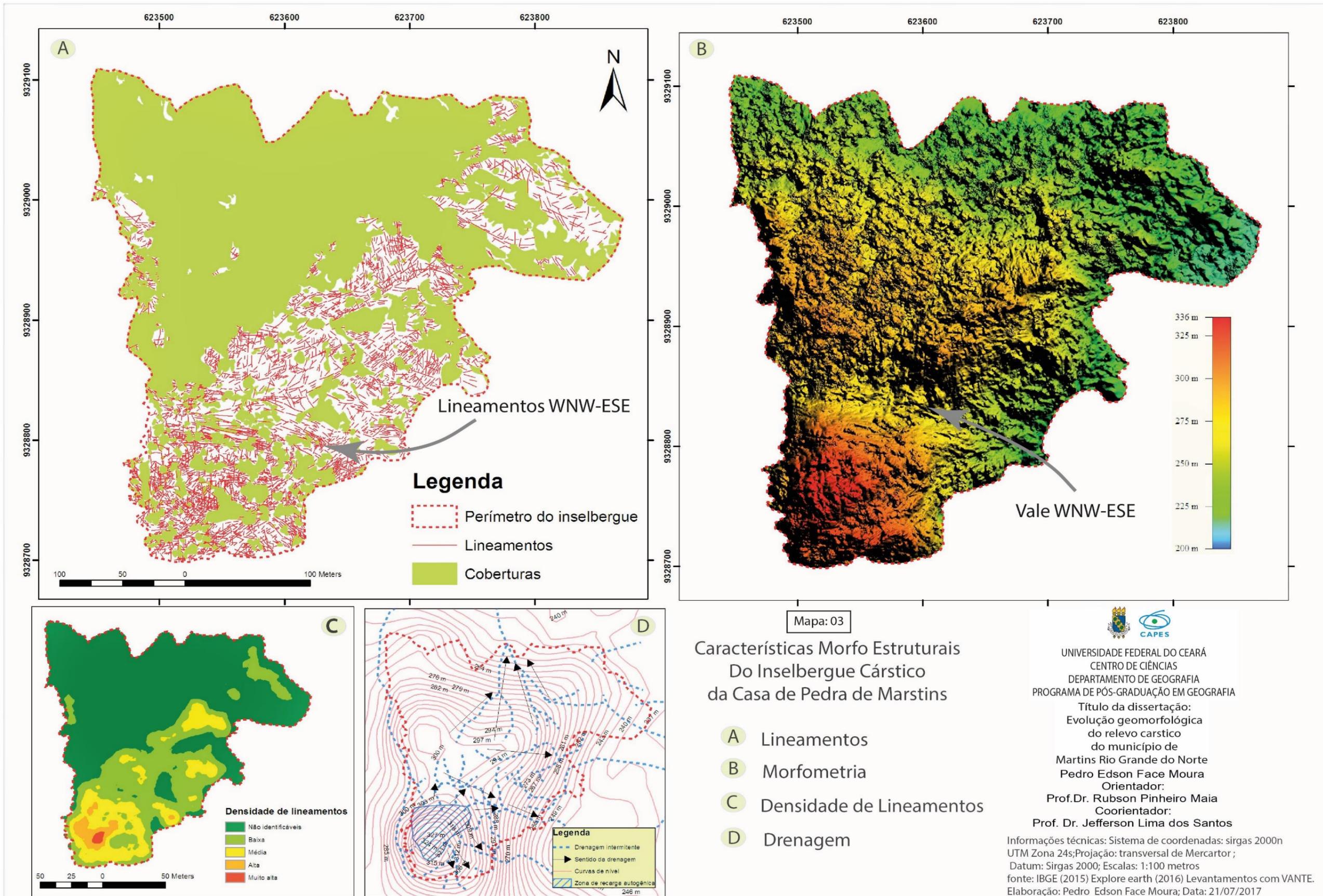


Fonte: Elaborado pelo autor

O setor de maior altimetria do inselbergue é a área sul onde as cotas ultrapassam os 300m (Mapa 03 D). No setor sul também, são encontrados a maior densidade de fraturamentos por metro quadrado da área. É importante lembrar que, este dado se refere as áreas expostas, neste caso, as áreas cobertas podem apresentar dados que alterem o entendimento do controle estrutural do inselbergue.

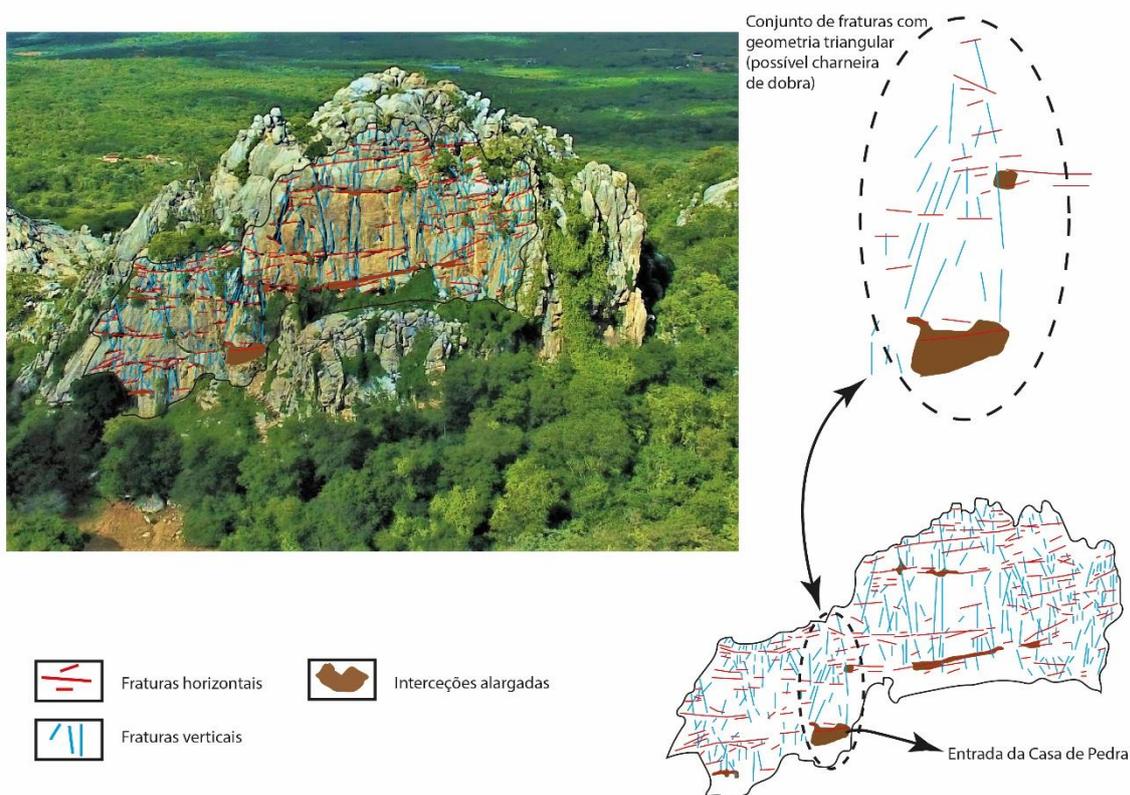
Também é possível visualizar a ocorrência de um vale de orientação WNW-ESE na porção mais central do inselberque, denunciando um domínio estrutural neste setor que possivelmente controla o processo de dissecação e conseqüentemente de erosão formando um rebaixamento do relevo a partir deste ponto.

A drenagem do inselbergue é do tipo anelar possuindo uma zona de recarga autogênica associado à área de maior densidade de faturamento e a maior elevação. É possível que, a altimetria dessa área se deva a porosidade secundária, pois a perda de volume interno ajuda a manter a altimetria externa, até o ponto que o teto da caverna não sustente seu próprio peso e colapse.



Morfológicamente o inselbergue cárstico de Martins se apresenta como um *Casteled inselberg*, embora essa denominação seja mais comum para feições esculpidas em granitos, a presença marcante de fraturamentos horizontais interceptadas por fraturamentos verticais, confere esta característica fisionômica à feição, principalmente as fraturas vistas a partir do paredão formado pela ZCFG onde se encontra a entrada principal da caverna. A geometria triangular das fraturas verticais, associadas à entrada da caverna indica a existência de uma zona de charneira (Figura 45). Neste caso, há uma interceptação das fraturas verticais que formam uma possível charneira e de fraturas horizontais, provenientes do alívio de pressão associado à exumação a Formação Jucurutu.

Figura 45- Fraturamentos horizontais interceptadas por fraturamentos verticais

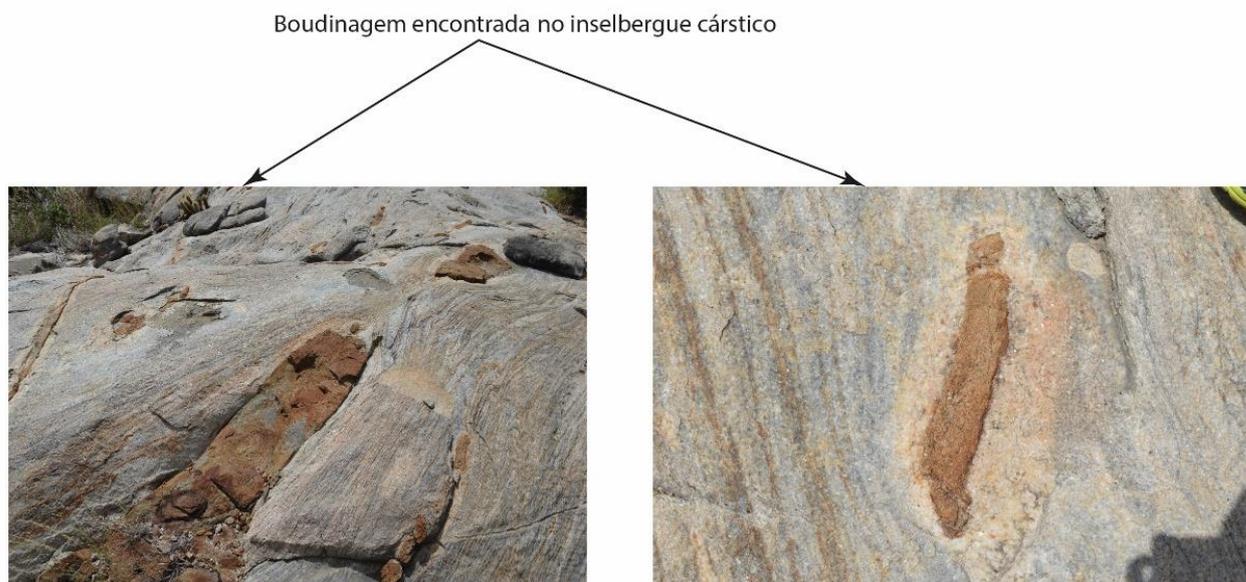


Fonte: Elaborado pelo autor

É possível que o inselbergue seja um remanescente de dobra regional, devido a existência da geometria triangular das fraturas que formam a entrada da caverna e parte do seu interior. Contudo, sabe-se a partir do exposto por Jardim de Sá (1994), que esta rocha se formou em ambiente congressional que deformou sedimentos marinhos rasos

transformando-os em mármore. Também é notório, a existência de boudinagem (Figura 46) que indica deformações dúcteis extencionais. Este cenário revela o quão complexo foi o processo de formação da rocha que forma o relevo cárstico em questão.

Figura 46- Áreas com boudinagem



Fonte: Elaborado pelo autor

Em relação às feições exocársticas, devido ao difícil acesso as demais áreas do inselbergue, serão inventariadas apenas aquelas que estão no setor de maior facilidade de acesso. Listagem das feições:

A) Feições positivas:

O **paredão** onde se situa a entrada para a caverna, está alçado a cerca de 30m metros, podendo chegar a 40m em alguns setores, corresponde a uma estrutura linear associada à ZCFG (Figura 47).

Figura 47- Paredão



Fonte: Do autor.

Torres de pedras, são feições semelhantes fisionomicamente aos *tors* de granito, na área de estudo são encontradas torres de pedras que chegam a 5m de altura (figura 48), formada por empilhamento de blocos de mármore provenientes do saprólito de antigos solos removidos o que indica em uma possível mudança ambiental nesta região.

Figura 48- Torre de pedra.



Fonte: Do autor.

Feições que se assemelham a **cones cársticos** são encontrados nos setores mais elevados do inselbergue, é possível que neles haja cavernas, grutas ou abrigos ainda inexplorados, ou pouco conhecidos. Esses cones cársticos (figura 49), possuem fisionomia que se assemelham aos *fanglins kersts*, pequenas estruturas residuais que sugerem a existência pretérita de *fengcongs kersts*.

Figura 49- Cones cárstico.



Fonte: Do autor.

No Inselbergue também são encontradas feições positivas relacionadas a processos intempéricos favorecidos pelo contato com a atmosfera, como os **lapiás**. Estes se apresentam como formas micro e lapiás de dimensões maiores, formando inclusive **caneluras**. No mesmo contexto, são encontradas **bacias de dissolução** que apresentam a presença de cobertura pedológica incipiente (Figura 50).

Figura 50- Lapiás, caneluras e bacias de dissolução.



1- Lapiás

2- Caneluras

3- Bacia de dissolução

Fonte: Do autor

B) Feições negativas:

Dolinas: em virtude do difícil acesso, foi registrada apenas uma dolina (figura 51). Apresenta perímetro de cerca de 40m com diâmetro aproximado de 12m, profundidade de pelo menos 7m. É provavelmente uma dolina de colapso, devido à existência de muitos blocos colapsados em seu interior.

Figura 51- Dolina.



Fonte: Do autor

Sumidouro: Os sumidouros encontrados (figura 52) são pequenas feições geralmente associadas à entulhamento de caos de blocos, possuem entradas estreitas de cerca de 80cm de largura, porém sua profundidade e desenvolvimentos lineares não são conhecidos. Possivelmente alguns desses sumidouros são entradas de cavernas.

Figura 52- Sumidouro.



Fonte: Do autor.

Esfoliação em esferoidal, é possível que em virtude da descompressão sofrida pela rocha ao ser exumada, as camadas mais superficiais destas se quebrem em um plano de fraturas horizontais, arredondando-se à medida que esta rocha se aproxima da parte mais interna. Processo mecânico semelhante aos que ocorrem em granitoides exumados. Deste modo, é possível observar ao longo do inselbergue vários escamanentos superficiais da rocha exposta (figura 53).

Figura 53- Esfoliação em esferoidal.



Fonte: Do autor.

É possível que existam feições ainda não documentadas na parte externa do carste. Nesse sentido, serão necessárias investigações mais detalhadas do inselbergue cárstico da casa de pedra assim como dos demais inselbergues existentes na PCM.

6.2.2 LEVANTAMENTO DO ENDOCARSTE/ ESPELEOTEMAS

O endocarste do sistema cárstico de Martins é aqui representado pela caverna Casa de Pedra. A entrada apresenta estruturas antrópicas (escadaria, lixeira, corrimãos) construídas a fim de facilitar o acesso dos turistas ao seu interior (figura 54).

Figura 54- Entrada da Casa de Pedra de Martins

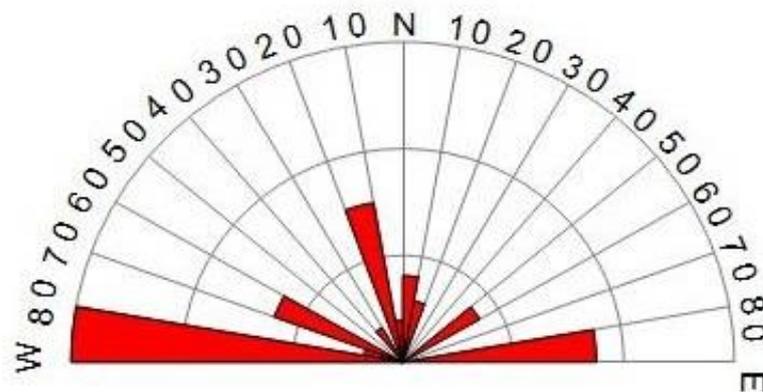


Fonte: Do autor

Para compreender melhor como o ambiente interno está estruturado, é necessário analisar a frequência e o comprimento das estruturas encontradas no interior da caverna. Deste modo é possível notar como os espeleotemas e o desenvolvimento das galerias e salões relacionam-se a essas estruturas. Estes serão analisados a partir de blocos, mapas e inventário das principais ocorrências.

Portanto, no interior da caverna identifica-se direção preferencial do controle dos condutos e dos espeleotemas relacionados de Leste-Oeste, com cruzamentos de estruturas Noroeste–Sudoeste sendo que as maiores estruturas estão orientadas de Leste para Oeste (Figuras 55).

Figura 55- Frequência absoluta dos lineamentos estruturais do interior da caverna.

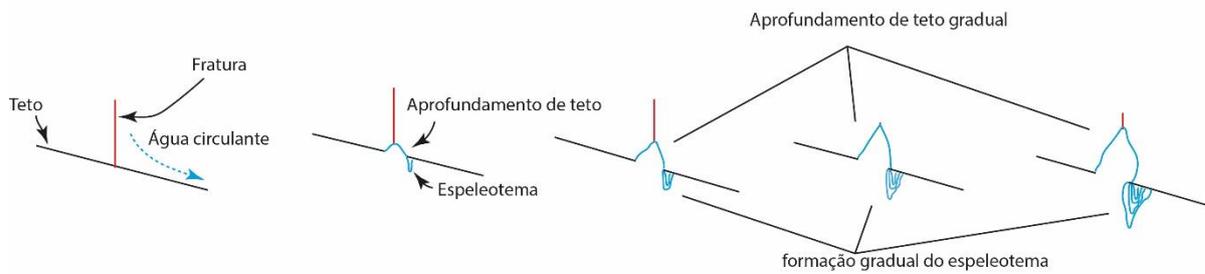


Fonte: Elaborado pelo autor

É possível ver uma ligeira correlação destas estruturas com as que estão presentes no interior, principalmente com as no sentido Leste-Oeste (Mapa 04 B).

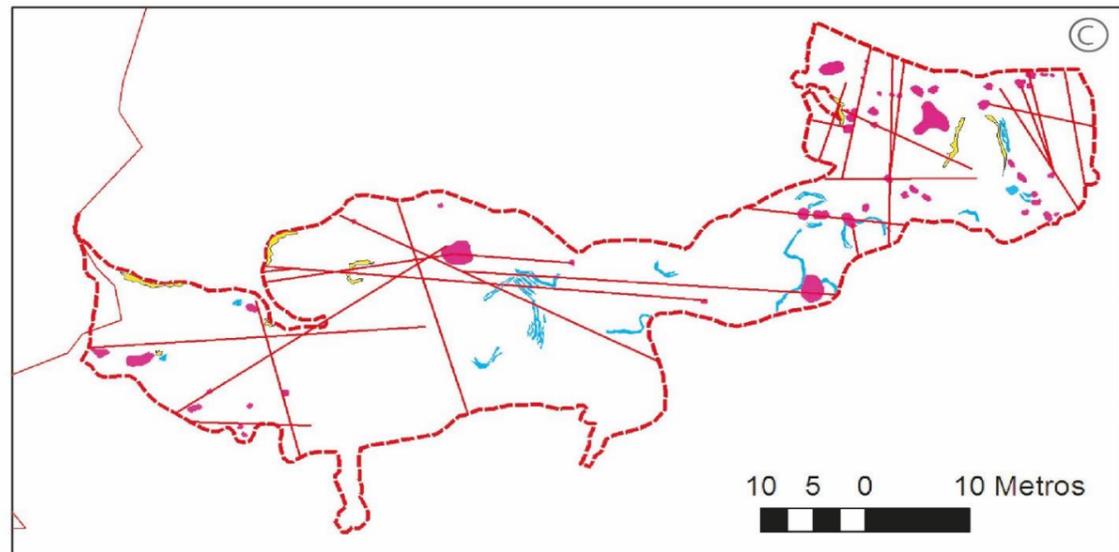
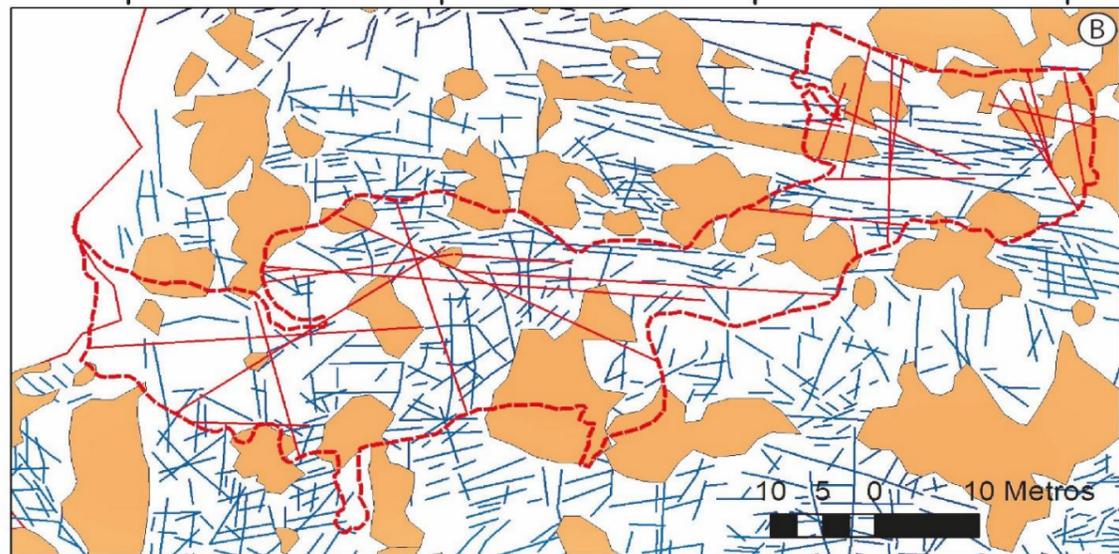
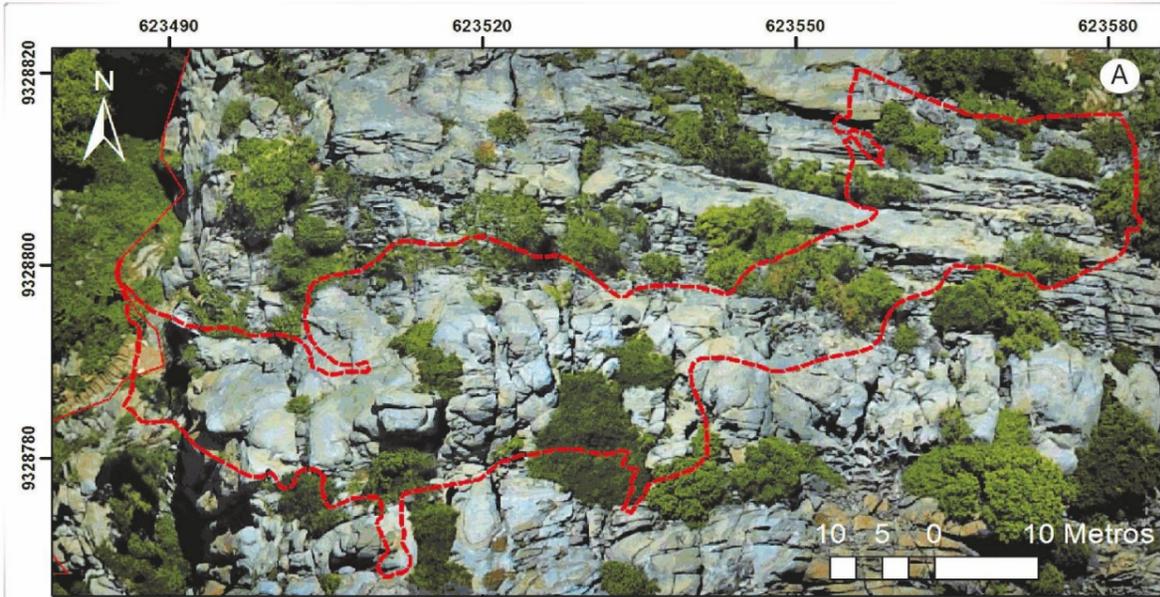
Os Espeleotemas, portanto, estão relacionados a essas estruturas, existindo inclusive alinhamentos de algumas estalactites e estalagmites (Figura 56), estas podem se desenvolver lateralmente a estrutura, neste caso o aprofundamento de teto não apresenta espeleotema em seu centro ou interno ao aprofundamento de teto, assim pode ocorrer espeleotemas dentro do aprofundamento de teto existindo ou não espeleotemas lateralmente. Deste modo é possível afirmar que existe um controle estrutural dos espeleotemas da caverna (Mapa 04 C).

Figura 56- Alinhamentos e aprofundamento de teto da caverna a partir de fraturas L-W.



Fonte: Elaborado pelo autor

Os blocos colapsados no piso da caverna estão relacionados principalmente a área próxima à entrada e a área próxima à saída, apresentando uma correlação com as áreas afetadas pelas fraturas internas da caverna (Mapa 04 D).



Título da dissertação:
Evolução geomorfológica
do relevo carstico
do município de
Martins Rio Grande do Norte

Autor:
Pedro Edson Face Moura

Orientador:
Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia

Coorientador:
Prof. Dr. Jefferson Lima dos Santos



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Mapa: 04

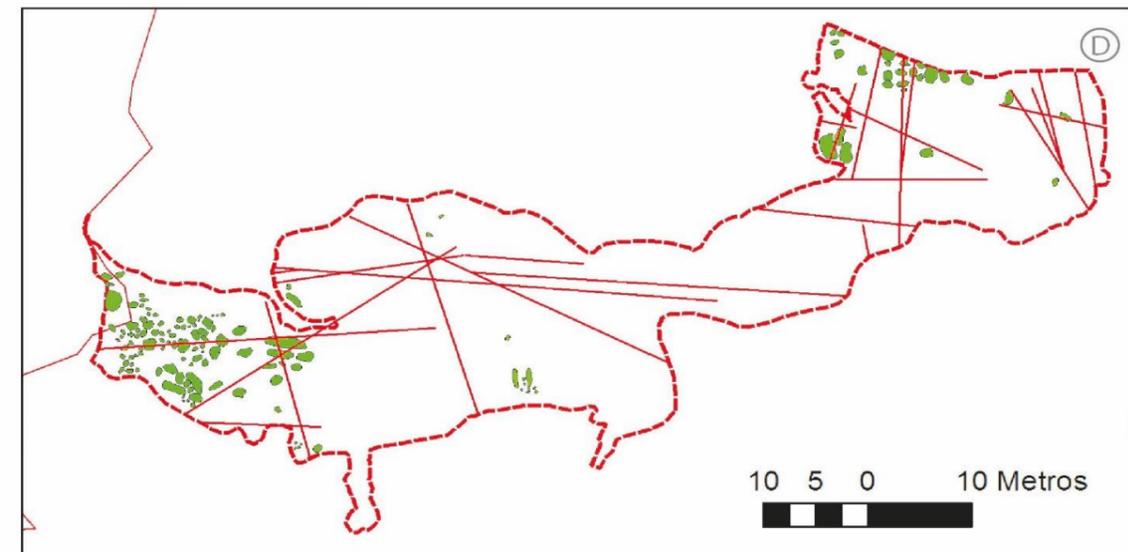
Controle estrutural da Casa de Pedra de Martins-RN

Legenda

- Perímetro do inselbergue
- Perímetro da caverna
- Coberturas
- Estruturas externas
- Estruturas internas
- Blocos
- Estalactites, estalagmites e colunas
- Represas de travertino
- Coraloides

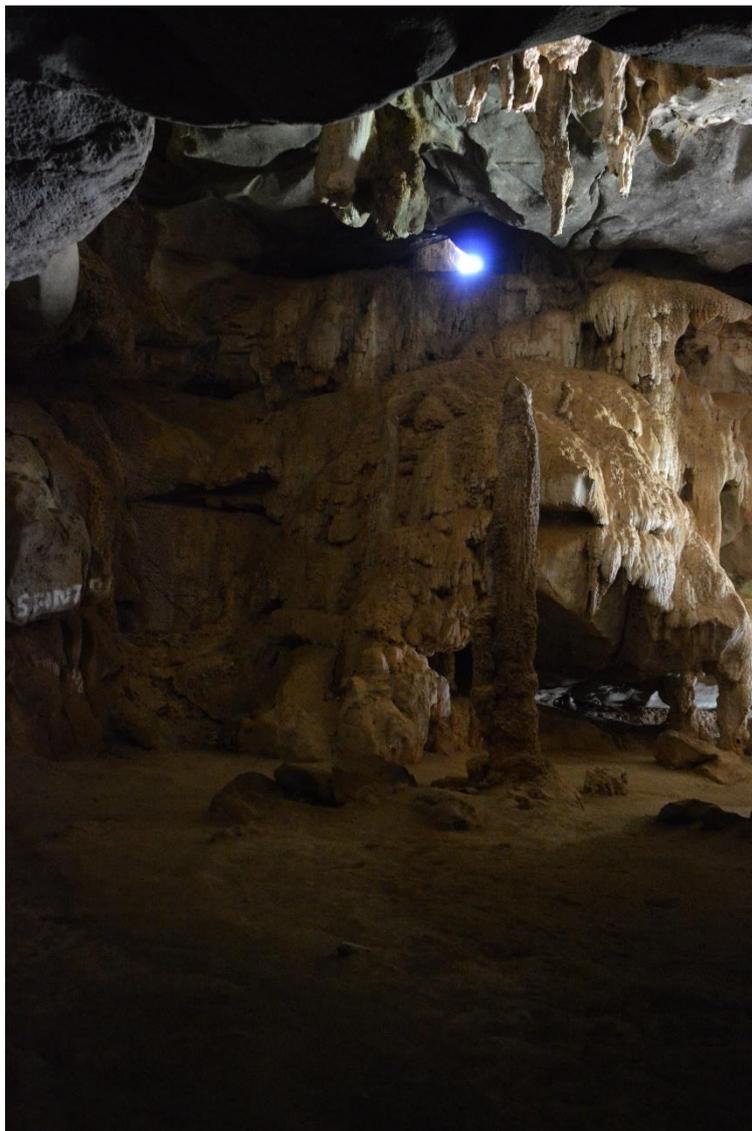
A - Localização da Caverna no Inselbergue
B - Sobreposição de estruturas internas e externas
C - Controle estrutural dos espeleotemas
D - Controle estrutural dos blocos

Informações Técnicas
Sistema de coordenada: SIRGAS 2000 UTM Zona 24S; Projeção: Transversal de Mercator
Datum: Sirgas 2000; Escala: 1:10; Fonte: Levantamento com VANTE
Elaboração: Pedro Edson Face Moura; Data: Novembro de 2016



Em relação à entrada de luz, a caverna apresenta-se em sua maior parte como zona de penumbra, existindo grande quantidade de zona fótica, principalmente relacionada às claraboias presentes em boa parte do teto (Figura 57). Pequenas zonas afóticas, são encontradas em condutos estreitos em parcelas pequenas da caverna.

Figura 57- Zona fótica na casa de Pedra de Martins



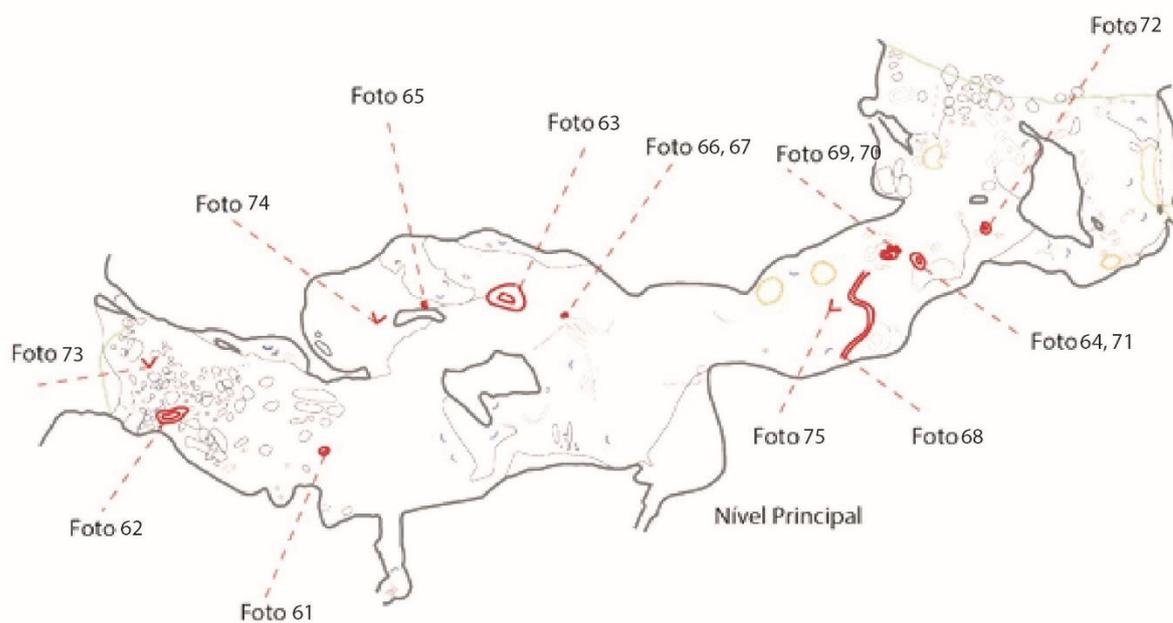
Fonte: Do autor.

A maior parte da caverna se desenvolve como um circuito simples sinuoso, na forma de “curva aberta”. Existem, porém, alguns setores de padrões labirínticos, anastomosado.

Longitudinalmente, a caverna apresenta dois pavimentos principais e níveis escalonados no corredor mais estreito. Também é importante ressaltar a presença de um grande salão logo na entrada da caverna e outro na porção norte da caverna.

Os depósitos minerais desta caverna apresentam-se em uma gama de variações de formas, que são representados pelos depósitos de água estagnadas, circundantes, exsudação e depósitos mistos, assim como depósitos de sedimentos clásticos. As fotografias abaixo foram obtidas nas marcações feitas segundo a figura 58.

Figura 58- Localização das fotografias do endocarste



Fonte: Elaborado pelo autor

Depósito de água circundante:

Estalagmite: O principal espeleotema da caverna (figura 59) é estalagmite do salão principal, esta possui cerca de 5m de altura a partir da base de cerca de 1m de

diâmetro e corresponde a maior estalagmite da caverna. Muito embora, não existam muitos espeleotemas desse tipo na casa de pedra.

Figura 59- Estalagmite na Casa de Pedra de Martins.



Fonte: Do autor.

Escorrimento de calcita: este é o espeleotema mais comum da caverna. Encontrada ao longo de praticamente todas as paredes que formam os condutos. Este escorrimento (figura 60) está situado na entrada principal da caverna e ornamenta o salão principal, tem aproximadamente 8m de altura e recobre alguns blocos colapsados.

Figura 60- Escorrimento de calcita.



Fonte: Do autor.

Colunas: na casa de pedra, são assim como os escorrimentos espeleotemas bastante recorrentes e bem desenvolvidos, este encontrasse próximo ao fim do salão principal, possui cerca de 12 metros e associa-se a uma fratura no teto da caverna (figura 61).

Figura 61- Colunas da casa de Pedra de Martins.



Fonte: Do autor.

Colunas menores são encontradas no setor mais baixo da caverna, geralmente estão coalescidas com outros espeleotemas, neste caso com as barragens de travertinos. Esta possui 1m e 40cm de altura e está associada a uma fratura no teto (figura 62).

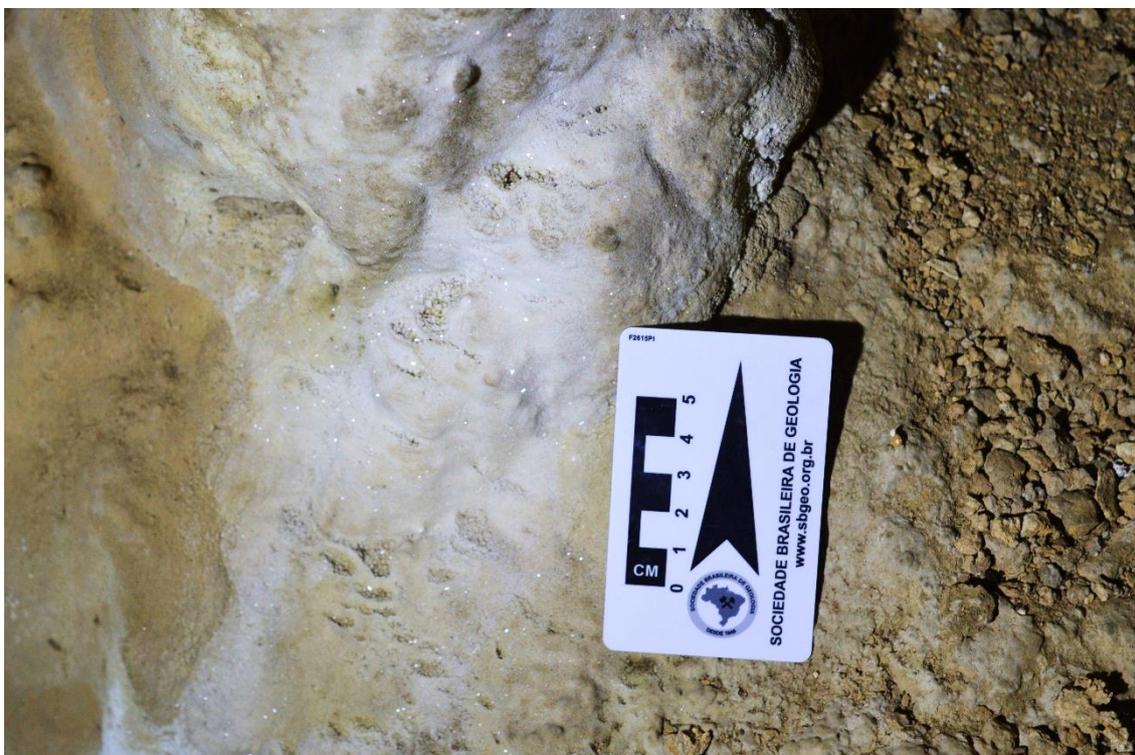
Figura 62- Coluna proveniente da coalescência com outros espeleotemas.



Fonte: Do autor.

“Chão de estrelas” também foi encontrado em Martins. O exemplar mais consistente está associado a uma estalactite de cerca de 1m em que o escorrimento forma pequenos cristais de calcita que brilham quando iluminados (figura 63).

Figura 63- Chão de estrelas.



Fonte: Do autor.

Estalactites: estas são feições espeleológicas associadas ao teto da caverna, em Martins são comuns encontrar estalactites na forma de candelabros de até 4m de comprimento (como é o caso do encontrado acima da estalagmite do salão principal (figura 59). As estalactites apresentadas na figura 64 são do tipo canudo, são formas bastante frágeis que dão origem em seu desenvolvimento a muitos outros espeleotemas.

Figura 64- Estalactites do tipo canudo.



Fonte: Do autor.

No caso da figura 65 é apresentado a formação de uma estalagmite a partir do gotejamento proveniente das estalactites da figura 66.

Figura 65- Estalagmite em formação.



Fonte: Do autor.

Represa de travertino: espeleotemas apresentados ao longo da maior parte da caverna, indicando que um fluxo constante de água flui neste ambiente em algum momento de sua história evolutiva. Essa barragem tem cerca de 60cm de altura e está em uma área de desnível da caverna onde se forma um padrão de piso escalonado (figura 66).

Figura 66- Represa de travertinos.



Fonte: Do autor.

Existem formas menores associadas às espeleotemas maiores, como este conjunto de micro barragens de menos de 1cm de altura (figura 67), formam um padrão sinuoso semelhante a uma cascata. A presença de cera de vela revela a utilização desta para rituais religiosos.

Figura 67- Espeleotema com menos de 1 cm.



Fonte: Do autor.

Depósito de água estagnada:

Pérolas de caverna: depósitos de água estagnada são pouco comuns em regiões semiáridas, já que necessitam tanto da água parada quanto da água em circulação para o seu desenvolvimento. As pérolas de caverna são um dos espeleotemas mais raros de serem encontrados em cavernas de grande visitação. Esse fato se deve a característica de serem desafixados naturalmente do substrato, já que são concreções de carbonato de cálcio que se formam em torno de um núcleo suspenso na água.

Em Martins podem ser observados em lugares de difícil acesso na caverna, pequenos ninhos de pérolas (associação de barragens de travertino com pérolas de caverna) medindo menos de 1cm de diâmetro (figura 68). Junto com essas pérolas são encontradas pequenas jangadas.

Figura 68- Pérolas de caverna.

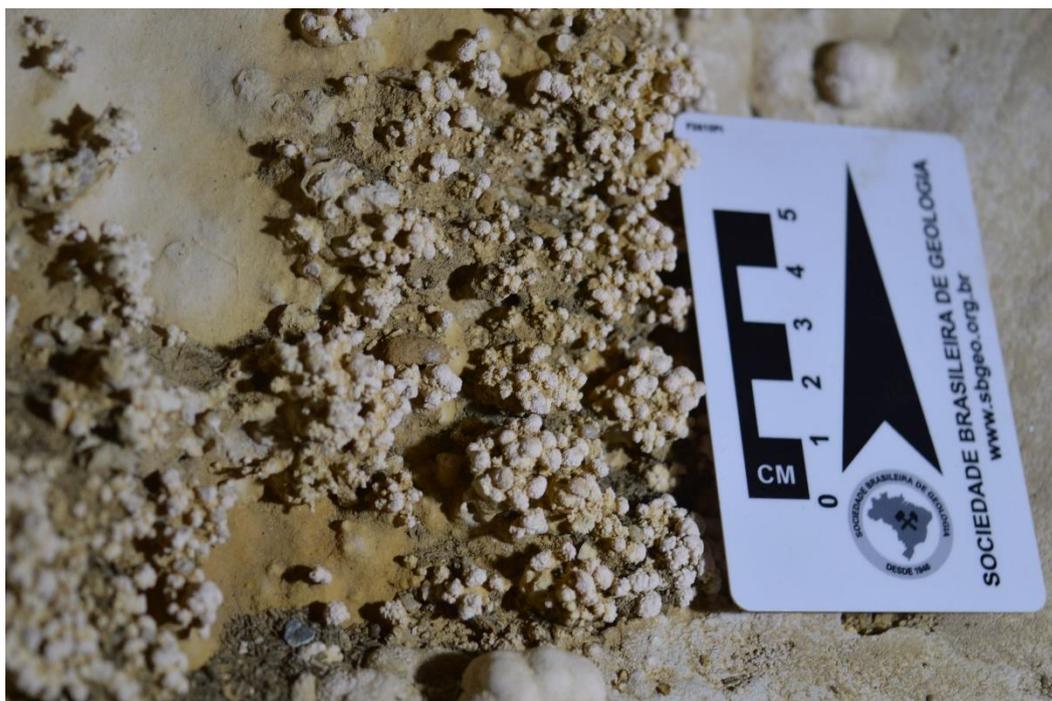


Fonte: Do autor.

Depósito de água de exsudação:

Coraloide: é provável que seja o único tipo de espeleotema de água de exsudação encontrado na casa de pedra. Apresentam-se, como pequenas protuberâncias ásperas por toda a caverna, geralmente associados aos outros espeleotemas e aos sedimentos clásticos. Os coraloides da foto abaixo possuem menos de 1cm de comprimento (figura 69).

Figura 69- Coraloides.



Fonte: Do autor.

Em Martins são encontrados uma variedade de espeleotema que não apresenta característica própria. Na literatura pesquisada para este trabalho, não foi encontrada descrição desta feição. Portanto, será aqui chamada de coluna oca (figura 70), pois se trata de uma capa calcítica na forma de coluna, mas sem preenchimento. Na maioria, estão com uma parte quebrada, o que possibilita visualizar seu interior, mas também são encontrados alguns exemplares intactos. Como se sabe pouco a respeito deste espeleotema, este não será incluso nas classes anteriores.

Figura 70- Coluna oca.

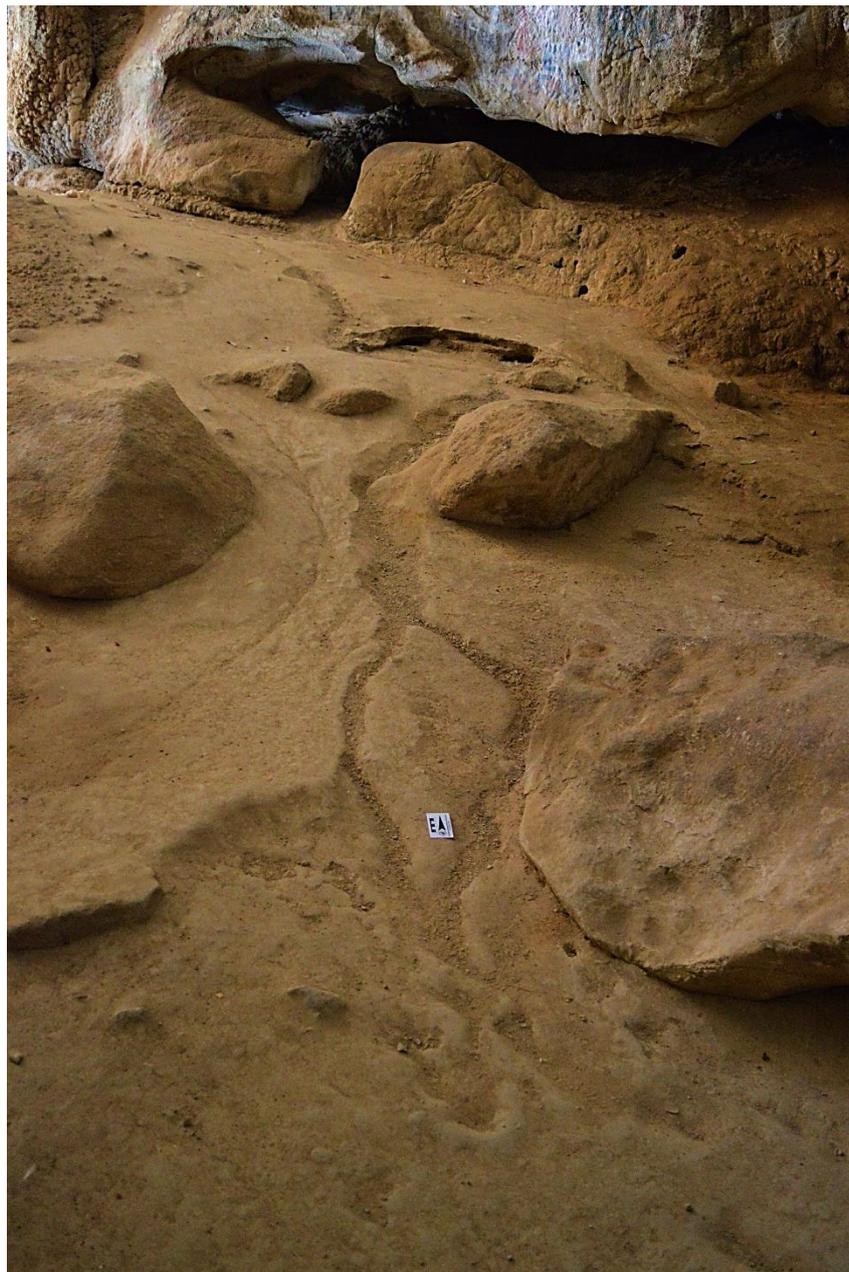


Fonte: Do autor.

Depósitos de sedimentos clásticos:

Blocos colapsados e argilas finas, são os tipos mais frequentes de depósitos de sedimentos clásticos, geralmente os blocos são provenientes de teto colapsado ou de um antigo nível que desmoronou. No caso de Martins, a maior parte dos blocos está recobertos por escorrimentos. As argilas recobrem praticamente todo o piso da caverna, existindo alguns pontos onde ela se mistura com turfa carbonática e/ou detritos ou fezes de morcego. É possível visualizar pequenos canais esculpados na argila seca, estes mostram que no período chuvoso um pequeno fluxo de água (provavelmente de origem autogênica) escoou no piso da caverna (figura 71).

Figura 71- Evidência de fluxo de água dentro da caverna.



Fonte: Do autor.

A Casa de Pedra também revela feições semelhantes, em termos fisionômicos aos espeleotemas, embora não sejam depósitos minerais. Neste caso, são comuns essas cortinas não carbonáticas. Este material que está sobressaltando do mármore, não reage ao ácido clorídrico. Portanto, não há carbonato de cálcio em sua composição, neste sentido é sugerido que seja formado por erosão diferencial das paredes e teto de mármore (figura 72).

Figura 72- Cortina não carbonática.



Fonte: Do autor.

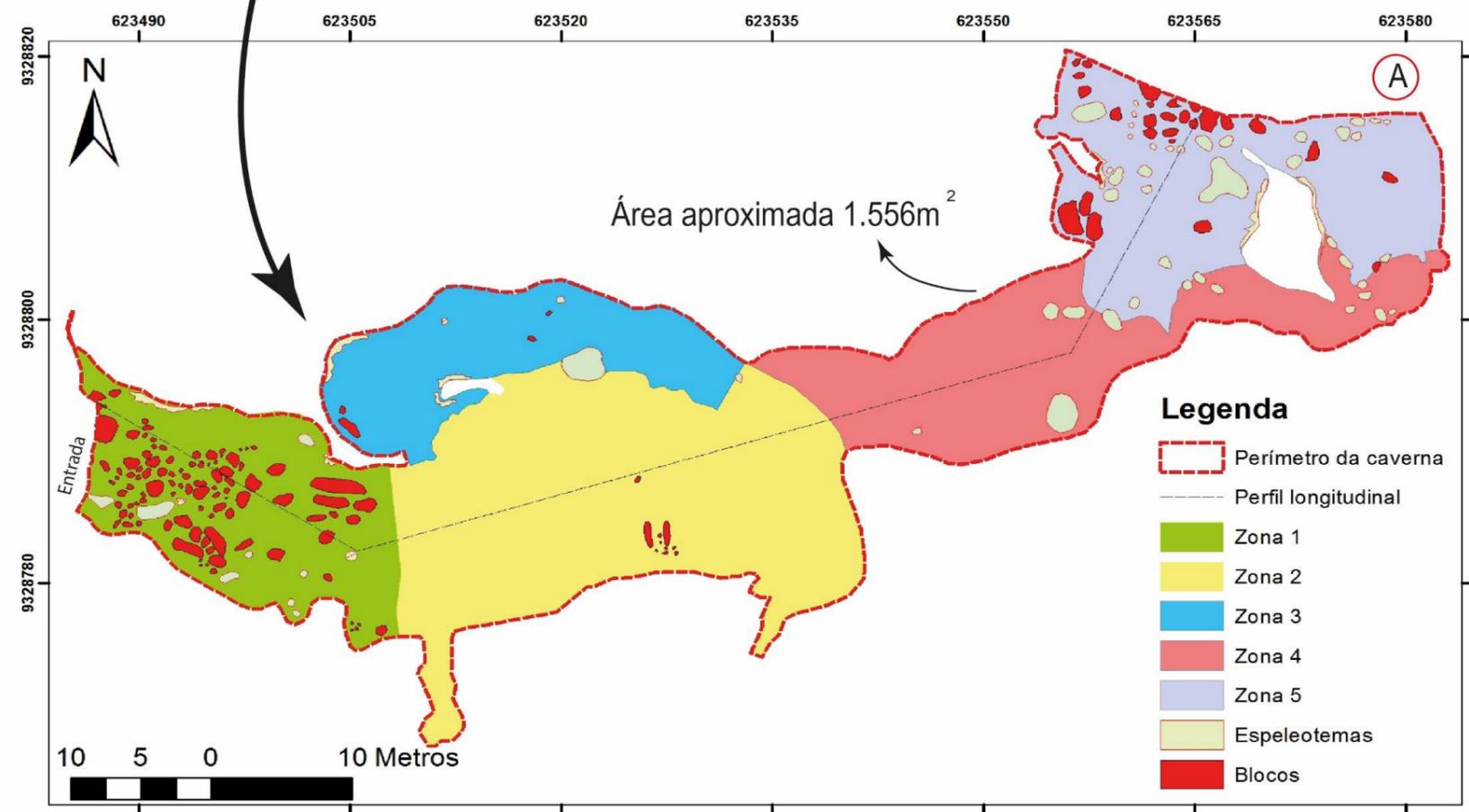
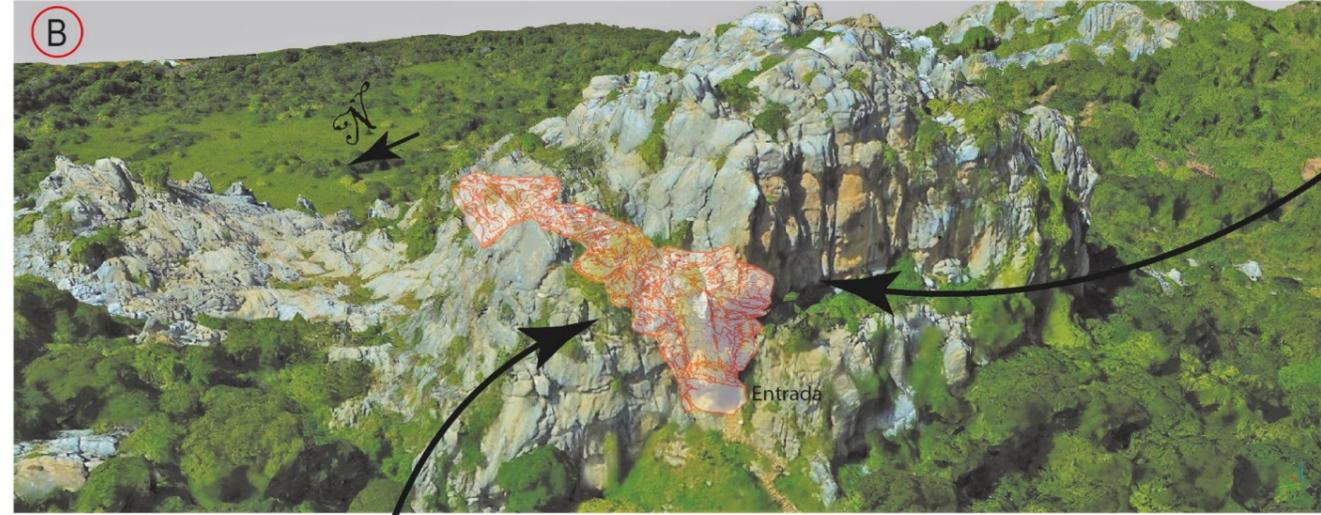
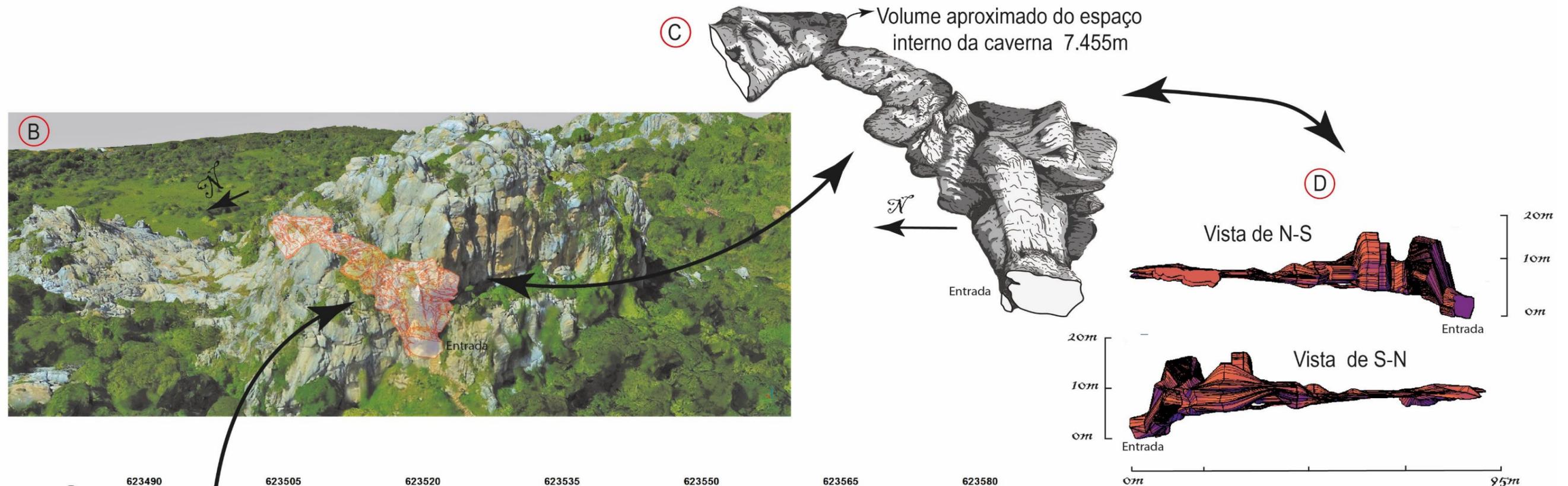
As fraturas no teto também são padrões recorrentes na Casa de Pedra de Martins. Algumas vezes essas fraturas aprofundam-se, formando cúpulas de dissolução, que também estão associadas aos escorrimentos de tetos e de parede (figura 73).

Figura 73- Fratura L-W no teto da caverna.



Fonte: Do autor.

Com base na espeleometria (Apêndice), a caverna está alçada a cerca de 20m da base do inselbergue. A porosidade secundária principal que forma o espaço vazio da caverna, possui um volume de aproximadamente 7.400 m³ e sua área é de aproximadamente 1.500 m², com cerca de 20m de altura do seu ponto mais baixo até o mais alto e aproximadamente 10 metros de altura nos setores mais altos e 60 cm nos setores mais baixos. Para fins de divisão interna, a caverna foi separada em 5 zonas, estas possuem características morfológicas diferentes (mapa 05)



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Características Internas da Casa de Pedra de Martins-RN

Mapa: 05

Título da dissertação:
Evolução geomorfológica do relevo carstico do município de Martins Rio Grande do Norte

Autor:
Pedro Edson Face Moura

Orientador:
Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia

Coorientador:
Prof. Dr. Jefferson Lima dos Santos

A- Zonas internas
B- Projeção da caverna no inselberge
C- Bloco representando o espaço interno da caverna
D- Modelo morfométrico

Informações técnicas:
Sistema de coordenadas: sirgas 2000 utm zona 24s
projeção: Transversal de Mercator; Datu: Sirgas 2000
Escala 1:10; fonte: levantamento espeleométrico,
Elaboração: Pedro Edson Face Moura; Data Julho 2017

A zona 1 é formada por uma área de grande diferenciação topográfica, onde podem ser encontrados a maioria dos blocos colapsados no interior da caverna, também está localizado a maior estalactite, estalagmite, aprofundamento de teto e grande quantidade de espeleotemas, inclusive revestindo blocos colapsados. Os perfis desta área (Ver apêndice P1 até P6 e P7, P8 lado direito) apresentam uma combinação de *canyons* alargados, com passagens retangulares formada a partir de tubos elípticos modificados por queda de blocos e dissolução, sendo possível perceber fraturas horizontais.

A zona 2 (Ver apêndice, lado direito do P9 até P11) relaciona-se a área de ocorrência do segundo nível da caverna, neste são encontradas geometria triangular, associados a formas horizontais adelgadas e padrões retangulares, também é possível perceber a existência de paleoníveis de superfície a partir dos níveis de dissolução, principalmente vistos nos perfis 9, 10 e 11, com algumas áreas de acumulação de sedimentos e blocos.

A zona 3 é formada por uma área relacionada a geometria triangular, onde são encontrados uma grande acumulação de sedimentos friáveis, tornando-a mais elevada que a zona 2, é possível verificar em alguns perfis como no P9 e P10 um nível de dissolução relacionado ao segundo nível da zona 2. Também é interessante, verificar a existência da maior área de aprofundamento de teto da caverna, associada a um conjunto de estruturas de direção preferencial Leste-Oeste. Neste sentido, também são encontradas grande quantidade de escorrimentos e coraloídes na parede, assim como uma coluna, provavelmente o espeleotema de maior massa da caverna que desenvolve-se lateralmente a esta fratura.

Zona 4 (Ver apêndice P15 ao P17) se encontra a área mais baixa da caverna, um conduto adelgado, neste são encontrado a maior parte das barragens de travertino, é possível que associado a essas barragens existissem pérolas de caverna, mas em virtude da facilidade e fluxo relativamente alto de visitantes, esses espeleotemas desaparecem. Esta zona, possui o teto mais baixo da caverna e também um pequeno nível inferior, em alguns locais da zona 4 o teto pode chegar a 60 cm.

Zona 5 (Ver apêndice P8 e P9) é a área mais complexa da caverna, chegando a ter um aspecto labiríntico, a altura média do teto é de dois metros. Também se destaca,

por possuir a maior quantidade de fraturas e apresentar a maior concentração de espeleotemas. É possível que a relativa altura baixa do teto associado à quantidade maior de fraturas no teto, tenha favorecido o desenvolvimento maior de espeleotemas nessa zona quando comparada as outras.

6.3 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO CARSTE DE MARTINS

Baseado no que foi disposto nos tópicos anteriores, é possível traçar um quadro evolutivo hipotético para a caverna. Neste caso, parte-se do processo de exumação das encostas do maciço de Martins, pode-se supor que a rocha fraturada e dobrada, tencionada e comprimida que forma o afloramento do inselbergue cárstico da Casa de Pedra de Martins, foi submetido a sucessivas alternâncias climáticas durante as eras geológicas. Neste caso, a exumação segue o modelo geral para o nordeste onde cada período úmido ao qual a rocha foi submetida, gera um processo de maior pedogênese e consequente maior saprolitização. E cada período seco, favorece a morfogênese e consequentemente o processo de exumação.

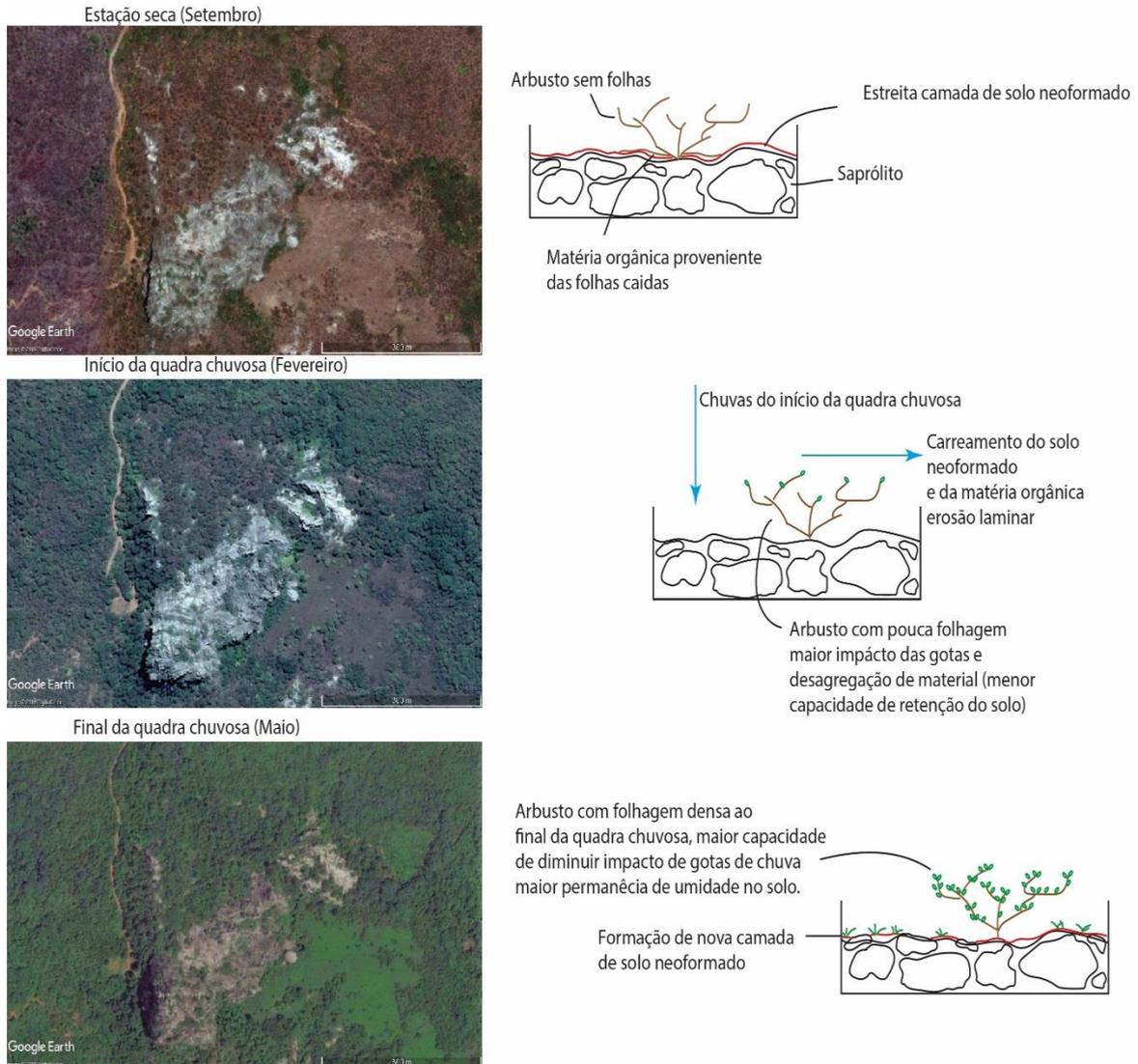
A espeleogênese, neste caso, também segue essa lógica, onde nos períodos de maior umidade as fraturas, fendas e falhas são alargadas e os processos químicos que atuam a partir das águas circulantes como fluxo nas zonas vadasas e na acumulação nas zonas saturadas permite a desagregação química dos minerais na dissolução dos espaços abertos com as porosidades secundárias e na formação de espeleotemas através da precipitação de minerais com a perda de CO₂ e saturação da água com carbonato de cálcio. Essa precipitação consequentemente forma as feições endocárstica.

O relevo do entorno é rebaixado por processos de erosão diferencial, que reorganizam o sistema cárstico abrangente isolando a caverna do sistema. Assim, a zona de recarga que poderia ser originalmente mista, passa a ser autogênica. Neste ponto, há a desmobilização de blocos e a desestruturação leva ao colapso gradual da caverna.

Embora o clima atual no semiárido favoreça a manutenção das formas de relevo, é importante lembrar que as alterações sazonais (Figura 74) marcadas pelas precipitações concentradas e de grande intensidade durante um curto período do ano, relacionada à quadra invernos nordestina, são essenciais para a exumação desse relevo,

pois a erosão laminar, neste caso, desempenha um importante papel para o alçamento desta litologia a cotas mais altas.

Figura 74- Alterações sazonais ao longo dos meses



Fonte: Elaborado pelo autor.

A medida que o mármore aflora, sofre descompressão, gerando fraturas que funcionam como caminho para a circulação da água no nível freático. Estas quando associadas às fraturas geradas pelas zonas de charneira de dobras, iniciam, ainda em nível freático o processo de saprolitização. Com as alterações de nível de base, oriundas, dos processos de soerguimento neotectônicos do lado leste do maciço de Portalegre e Martins, gerados pela reativação da Zona de Cisalhamento Transcorrente Portalegre e Martins associadas à alternância de clima úmido para o seco, é então iniciado o

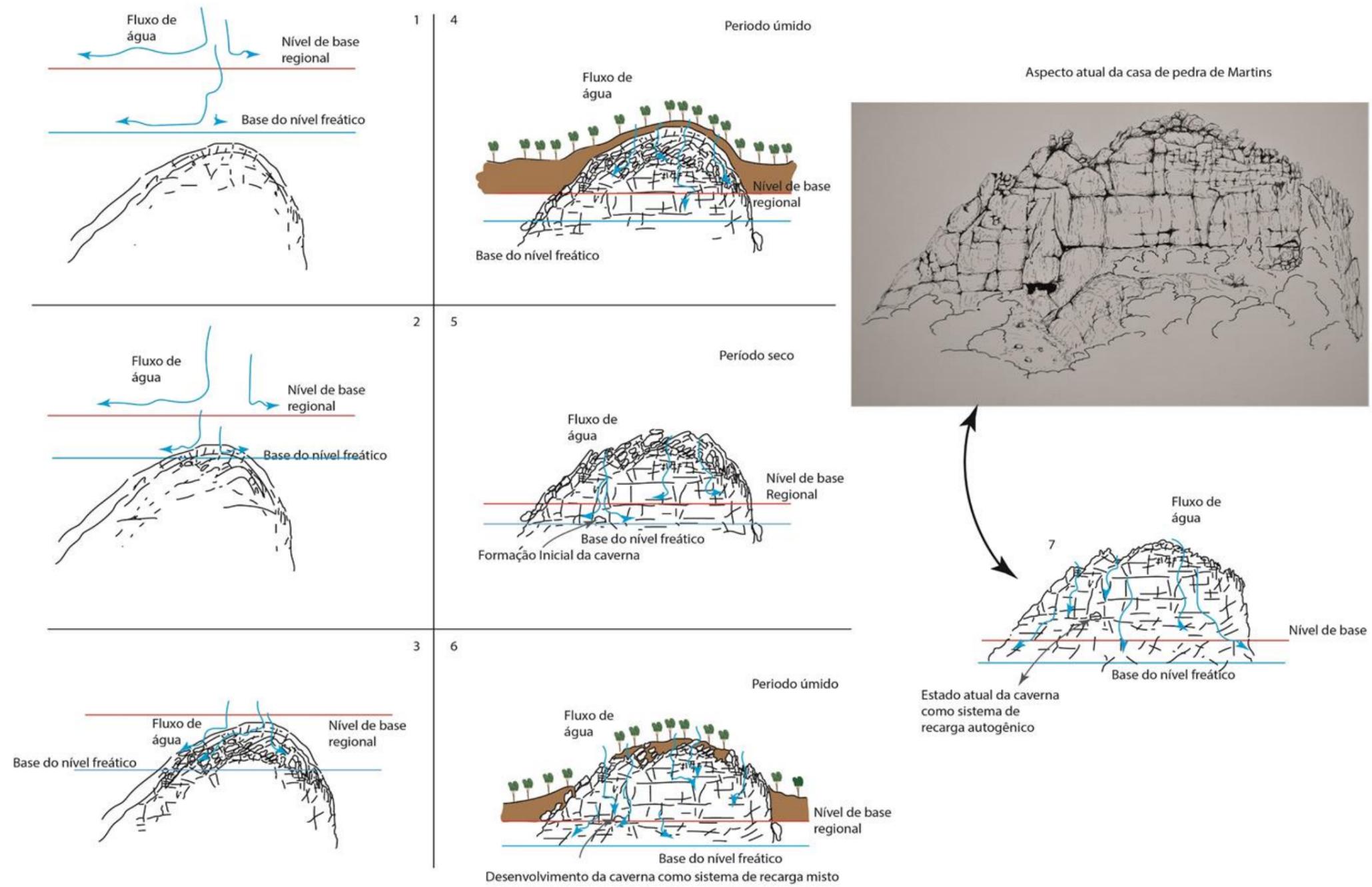
processo de espeleogênese com a formação e ampliação de porosidades secundárias que formam os espaços vazios da caverna.

O colapso gradua do teto e, portanto, a destruição da caverna, permanece até os dias de hoje, onde verifica-se a desmobilização de materiais seguindo as estruturas a partir das áreas de entrada e saída da caverna.

Portanto, a Casa de Pedra de Martins é, em termos, etapa da evolução, uma feição cárstica reliquial de caráter residual, gerada a partir de uma dobra, submetida a processos de exumação e conseqüente espeleogênese.

Deste modo é pensado o seguinte modelo de evolução da casa de pedra de Martins:

Figura 75 – Modelo de evolução da Casa de Pedra de Martins



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em 1, 2 e 3 (Figura 75) tem-se os processos iniciais de exumação do inselbergue cárstico, nestes o fluxo de água promove a erosão laminar que remove as camadas superiores da crosta com a formação da Serra de Martins e as rochas supracrustais da Formação Jucurutu. Em 1, há o início da exumação da rocha e seu fraturamento por descompressão. Em 2, a base do nível freático atinge a rocha fraturada onde a água aproveita as fraturas e percola pelas fraturas de descompressão da dobra, atingindo o mármore e iniciando a saprolitização dos setores superiores da mesma. Em 3, ocorre o aprofundamento das fraturas e conseqüente alargamento.

Em 4, 5, 6 e 7 (Figura 75), o inselbergue cárstico está em superfície, inicialmente. Em 4 tem-se um processo de formação de camadas espessas de solo e de saprólito, neste estágio é possível que o carste fosse do tipo coberto, sendo predominantemente epigênico. Em 5, o fluxo de água diminui e o inselbergue passa por intenso processo de exumação associado a climas secos, neste momento o setor onde a caverna se desenvolve está na marca da base do nível freático, gerando o início do processo de formação da caverna, a remoção de sedimentos, saprolíticos e a ampliação da porosidade secundária que a forma. Em 6, o nível de base regional atinge a marca da caverna, é possível que a caverna integrasse o sistema hidrológico do contexto, formando uma zona de recarga mista. Salienta-se que no momento de maior umidade, deu-se o início da formação dos espeleotemas de maior volume da caverna em seu estado atual. Em 7, há a retomada dos processos de remoção de solos e erosão laminar típicos dos períodos secos que culminam na configuração atual da Casa de Pedra de Martins-RN.

7 CONCLUSÃO

A geomorfologia do Nordeste é muito variada, apresenta uma infinidade de feições que ajuda a entender os processos dinâmicos imperceptíveis na escala da vida humana. Dentre essas feições, se destaca o relevo cárstico que se apresenta como um importante componente no entendimento da gênese e evolução mediante controles estruturais e alternâncias no ambiente ao longo do cenozóico. No caso do contexto do relevo cárstico de Martins, também são vistas feições que auxiliam no entendimento dos processos de formação crustal frente aos processos deposicionais e denudacionais verificados em grande parte da província Borborema.

A concepção sistêmica, para a abordagem em relevos cársticos, é fundamental para o entendimento dos processos de morfogênese, especificamente a espeleogênese. Pois a formação de endocarste, exocarste e epicarste, depende de como a área específica, ou sistema cárstico específico, se insere no contexto ou no sistema cárstico abrangente. Sendo portando, possível verificar a função de cada componente deste sistema em relação ao todo.

A partir destas informações, foi possível verificar que as unidades geomorfológicas do contexto do relevo cárstico de Martins, se configuram como uma paisagem onde são encontradas formas residuais originadas em consequência de alteração dos níveis de base regional, por exemplo os inselbergues cársticos e o platô de Martins, e formas que compõem fatores de resistência como a escarpa do maciço de Martins.

O inselbergue cárstico onde ocorre a caverna Casa de Pedra, é um forte indicador na paisagem da dinâmica crustal, pois devido a sua complexa trama estrutural, associada aos registros de deformações dúcteis tanto compressionais, quanto extensionais, nos leva a inferir que esta rocha esteve sujeita a diversas fases em sua formação, que foi criada e retrabalhada mudando de ambiente do agradacional marinho raso, passando ao compressional, no interior da crosta, tronando-se no ambiente erosional na superfície atual. Existindo, contudo, evidências que possibilitam uma interpretação de que este inselbergue seja um remanescente de uma dobra regional. A marcante presença de feições saprolíticas também ajudam a evidenciar o processo de exumação. Sua superfície, portanto, apresenta-se, a partir da visão sistêmica, como a expressão geomorfológica do exocarste.

A caverna Casa de Pedra é um ambiente espeleológico que apresenta características que corroboram com as interpretações de alterações ambientais associadas às alternâncias climáticas. O fato da caverna está alçada cerca de 20 metros em relação à base do inselbergue que a contém, mostra que houve a exumação do relevo em questão. Provavelmente, este relevo sofreu alteração do seu nível de base local associado aos processos neotectônicos de reativação da Zona de Cisalhamento Portalegre e Martins gerando um soerguimento de aproximadamente 100m do bloco Leste do Maciço homônimo. É notório também, o papel das alterações sazonais na paisagem durante o ano, estas são responsáveis pela lenta transformação do relevo que leva a evolução do exocarste e consequentemente do endocarste.

A caverna também apresenta grande quantidade de espeleotemas, porém, uma variedade pequena. Este fato pode estar relacionado ao estágio climático, que não favorece a formações de espeleotemas que necessitam de maior constância na umidade durante o ano e maior fluxo de água circulante.

Destaca-se a variedade de ambientes na Casa de Pedra, com presença de salões que podem chegar aos 13 metros de altura, condutos estreitos que não ultrapassam 1,50m de altura, variando entre passagens de geometria triangular e passagens delgadas formadas a partir de fraturas de alívio de pressão da rocha durante seu processo de exumação. De modo geral, a caverna pode ser considerada uma passagem labiríntica de padrão anastomosado na forma de ferradura, apresentando configuração longitudinal complexa, com a presença de salões, passagens estreitas e pavimentos: um principal, um superior e um menor inferior.

A partir do que foi exposto é possível interpretar a Casa de Pedra como um remanescente do antigo sistema de recarga alogênico ou misto, podendo esta ter funcionado no passado da área como um rio subterrâneo. Hoje a caverna possui um sistema de recarga autogênico, funcionando como um dispersor de água em um padrão de drenagem anelar dentro do atual sistema cárstico.

Por fim, os levantamentos e as análises em gabinete proporcionaram um entendimento geral a respeito da área de estudo incluindo seu contexto. Porém é necessário ressaltar que os levantamentos em campo, principalmente a espeleometria e a aerofotogrametria, foram cruciais para o levantamento de dados específicos da caverna

e do inselbergue já que dados morfométricos com esse nível de detalhamento ainda não existem.

A discussão a respeito da Casa de Pedra e sobre o carste no nordeste setentrional, não se dá por encerrada, mas acrescenta-se com este trabalho uma nova página ao debate, sendo sugerida para sua continuidade temas como: a influência da neotectônica no controle estrutural; a influência das diferenciações faceológicas e sua repercussão nos processos de espeleogênese e a utilização de novas tecnologias para a apreensão de dados nesta e em outras áreas cársticas.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. **Os domínios de natureza do Brasil: potencialidades paisagísticas**, São Paulo, Ateliê editorial: 2003.
- AB'SABER, A. N. geomorfologia e espeleologia. **Anais do XII congresso brasileiro de espeleologia**. SBE. Boletim informativo da sociedade brasileira de espeleologia. v.12. p. 24-31. 1979.
- AB'SABER, A. N. O Platô da Borborema na Paraíba. **Boletim Paulista de Geografia**. n. 13, 1953.
- ALBARÈDE, F. **Geoquímica: uma introdução**. São Pãulo, Oficina de textos, 2011.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**. N. 26. V. 3. 1996.
- ALMEIDA, F. F. M; NEVES, B. B. B; FUCK, R. A. **Províncias estruturais brasileiras**. Atlas do 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 1977.
- ALMEIDA, J. C. H. **Zona de cisalhamento dúctil de alto grau do médio vale do rio Paraíba do Sul**. Rio Claro. UNESP. Tese de doutorado, 2000.
- ANGELIM, L. A. de A. et al. **Geologia e Recursos minerais do Rio Grande do Norte: Escala 1.500000**. Recife: CPRM, 2007.
- ANGELIM, L. A. de A. et al. Geologia e Recursos minerais do Rio Grande do Norte: Escala 1.500000. Recife: CPRM, 2006.
- AULER, A. S; SMART, P. L. 2003. **The influence of bedrock-derived acidity in the envelopment of surfasse and underground karst: evidence from the precambrian carbonates of semi- arid Northeastern Brasil**. Earth Surf. Process. And landforms v. 28, p. 157-168, 2003.
- AULER, A; ZOGBI, L. **Espeleologia: noções básicas**. São Paulo, rede espeleo Brasil, 2005.
- AYOADE, J. O. **Introdução a climatologia para os trópicos**. 4. Ed. Rio de Janeiro. Bertrad Brasil, 1996.
- BARROS, S. D. S. **Aspectos morfo-tectônicos nos platôs de Porto Alegre, Martins e Santana, RN**. Dissertação de mestrado. Universidade Estadual do Rio Grande do Norte. 1998.
- BEURLIN, K. Bacias sedimentares do bloco brasileiro. **Revista Estudos de Sedimentologia**. V. 1, n. 2, 1971.
- BIGARELLA, J. J. et al. **Estruturas e origens das paisagens tropicais e subtropicais: VI.1 – Fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas. Relevo cárstico e dômico**. Editora da UFSC, Florianópolis-SC, 1994.
- BIGARELLA, J. J. The barreiras group in northeastern Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc. Supl.** V. 47. p. 365-393, 1975.

- BOGLI, A. **karst hydrology and physical speleology**. Szombathely- Hungary , Springer verlag 1982.
- BOUILLON, M. **descoberta do mundo subterrâneo**. Livros do Brasil. Lisboa-PT, 1972.
- BUCHMANN, F.S.C.; CARON, F; LOPES, R.P.; TOMAZELLI, L. J. 2003. Traços fósseis (paleotocas e crotovinas) da megafauna extinta no Rio Grande do Sul, Brasil. **In: IX Congresso da ABEQUA - Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, Recife, PE, Anais, 1 CD-ROM.
- CAVALCANTE, A. M. Jardins suspensos do sertão. **Revista Scientific american**. n. 32, 2005.
- CAVALCANTI, I. F. de A. et al. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo. Oficina de Texto 2009.
- CHRISTOFOLRTTI, A. **Geomorfologia**. 2. Ed. 13º reimpressão. São Paulo. Editora Blucher. 2011.
- CORNEJO, C; BARTORELLI, A. **Minerais e pedras preciosas do Brasil**. São Paulo, solares edições, 2014.
- CRANDALL, R. **Geographia e Geologia, suprimento d'água, transportes e açudagem nos estados orientais do norte do Brasil, Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba**, IFOCS, 1910.
- DAMASCENO, J. M. **Fáceis carbonáticas da formação jandaíra na região Guamaré, Rio Grande do Norte**. DG/CT/UFPE, Recife/PE. Dissertação de mestrado. F. 180, 1981.
- EMBRAPA. **Reconhecimento dos solos do Rio Grande do Norte**. SUDENE/EMBRAPA- Levantamentos exploratórios. Recife , 1971.
- FEIO, M. Notas acerca do relevo da Paraíba e Rio Grande do Norte. **Revista Fac. Fil. Paraíba**, v. 1,1954.
- FETTES, D; DESMONS, J. **Rochas metamórficas: Classificação e glossário**. São Paulo, oficina de textos, 2014.
- FORD, D. C.; WILLIAMS, P.W. **Karst geomorphology and hidrology**. United Kingdom: Wiley, 2007.
- FORD, D. C; WILLIANS, P. W. **Karst geomorphology end hydrology**. Boston, Unwin hymam, 1989.
- FORTI, F. **Grotta Gigante**. Bruno fachin editore. Trieste. Itália, 1995.
- GAMBARINI, A. **Cavernas no Brasil**. São Paulo, Metalivros, 2012.
- GOUDIE, A. S. et al. **Encyclopedia of geomorphology**: v1, v2. New York-USA, Routeledge, 2004.
- GREGORY, K. J. **A natureza da Geografia física**. Bertrad Brasil, Rio de Janeiro,1992
- GUARESCHI, V. D.; NUMMER, A. V. . Relevos cársticos em rochas não calcárias: uma revisão de conceitos. In: FIGUEIREDO, L. C.; FIGUEIRÓ, A. S. (Org.). **Geografia do Rio Grande do Sul: Temas em debate**. Santa Maria: UFSM, 2010.

- GUERRA, A. T; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. Rio de Janeiro. Bertrad Brasil, 2011.
- HARDT, R; PINTO, S. A. F. Carstes em litologias não carbonáticas. **Revista Brasileira de geomorfologia**, v. 10, n°2, p. 99-105, 2009.
- HASUI, Y. et al. (Orgs). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca 2012.
- HASUI, Y. Sistema orogênico Borborema. In: HASUI, Y. et al. (Orgs). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca 2012.
- HUANG, W. **Spatial dimensions of Tower Karst and Cockpit Karst: A Case Study of Guilin, China**. Dissertation of masters. The University of Wisconsin-Milwaukee-E.U.A. December of 2014.
- HUGGETT, J. R. **Fundamentals of Gemorphology**, 2.Ed. New York-USA, Routledg, 2007.
- JAKUCS, L. **Morphogenetics of karst regions**. Adam hilgar. Britol, 1977.
- JARDIM DE SÁ, E. F. **A faixa Seridó (província Borborema, Nordeste do Brasil) e seus significado geodinâmico na cadeia brasileira/Pan-Africa**. Universidade de Brasília. Tese de doutorado, 1994.
- JENNINGS, J. N. **Karst geomorphology**. Brasil blackwell, 1985.
- KEAREY, P.; KLEPEIS, K. A.; VINE, F. J. **Tectônica Global** 3. Ed. Porto Alegre: Bookman, 2014.
- KING, L. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, n. 18, v. 2, 1956.
- KLIMCHOUK, A. B; FORD, D. C. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings. In: Klimchouk, A. B. et al. **Speleogenesis: evolution of kasrt aquifers**. National speleological society huntsville, 45-53, 2000.
- KLIMCHOUK, A. **Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective**. USA. Carlsbad: 2011.
- KOHLER, C. H. **Geomorfologia Cárstica**. Im GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. da; Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 11. Ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. 2011.
- LIMA, M. da G. **A história do intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas**. Tese de doutorado, Universidade Federal do rio Grande do norte, Natal-RN, Julho de 2008.
- LIMA, E.A.M et al. **Projeto Scheelita do Seridó**. DNPM/CPRM, Rel. final, texto e mapas (ined .) 1980.
- LINO, C. F. **Cavernas: o fascinante Brasil subterrâneo**, 2.ed. São Paulo: Gaia, 2009.
- MABESSONE, História geológica da província Borborema (NE-Brasil), *Revista de Geologia*, Vol. 15, p. 119-129, 2002.
- MAGINI, C. **Evolução pré-cambriana na província Borborema: o extremo oeste potiguar**. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. Tese de doutorado, 2001.

- MAIA, R. P. et al, A importância do Controle tectônico para a formação da paisagem cárstica na Bacia Potiguar Brasil, **Revista Brasileira de Geomorfologia**. V. 13, nº 4. p. 451-463, 2012.
- MAIA, R. P. **Geomorfologia e neotectônica do rio Apodi-Mossoró, RN**. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2012.
- MAIA, R. P. **Planície fluvial do rio Jaguaribe: evolução geomorfológica, ocupação e análise ambiental**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Ceará, 2005.
- MAIA, R. P; BÉTARD, F; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins-NE do Brasil: inversão do relevo em análise. **Revista brasileira de geomorfologia**. 2016.
- MAIA, R. P; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de geomorfologia estrutural: Nordeste Brasileiro**. Fortaleza, edições UFC, 2014.
- MASON, R. The Kenoran Orogeny and the first Supercontinent, In: **Precambrian 95**, Program and abstracts, Montreal-Canadá, 1995.
- MEDEIROS, V. C. de. et al. (org). **geologia e recursos minerais da folha Souza SB 24XA Escala 1. 250000**: Estudo da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Recife: CPRM, 2008.
- MEDEIROS, V. C. de. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos piancó-alto Brigada e Alto Pajeú, Domínio da zona transversal do nordeste brasileiro**. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2004.
- MIGÓN, P. **Granite landscapes of the world**. Oxford, Springer geology editions, 2006
- MONTEIRO, F. A. D. **A espeleologia e as cavernas no Ceará: Conhecimento, Proteção ambiental e panorama atual**. Dissertação de Mestrado, UFC: 2014.
- MORAES, L. J. Serras e montanhas do Nordeste. **IFOCS**, v.2, 1924.
- MORAIS NETO, J. M. et al. **Age the of Serra do Martins Formations, Borborema Plateau, Northeastern Brazil**: Constraints from apatite and zircon fission track analysis. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 16, p. 23-52, 2008.
- MORAIS NETO, J. M; ALKMIM. Age of serra do Martins formation, Borborema pleuteu, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim of geocience**, petrobras. V. 16, n.1, p. 23-52. 2008.
- NASCIMENTO, R. S. C. do. **Quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aplicada a mármore da faixa Seridó**: implicações geotectônicas e paleoambientais. Tese de doutorado. Universidade Federal do Pernambuco, 2002.
- NERES, S. T. **Nascentes da região serrana de Porto Alegre e Martins: Aspectos hidrodinâmicos e macroscópicos como subsidio a conservação**. Dissertação de mestrado. Universidade Estadual do Rio Grande do Norte. 2014.
- NEVES, B. B. de B, **América do Sul**: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista brasileira de Geociências*, vl: 29, nº3, p. 379-392, 1999.
- NIMER E. Clima. In: **Geografia do Brasil**: Região Nordeste. IBGE, 1997.

- PALMER, A. N. **Cave geology**. Dayton- USA, Cave Books editions. 2007.
- PEULVAST, J. P; CLAUDINO SALES, V. **Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian Nordeste**: Constraints on models of tectonic evolution. *Geomorphology*. V. 3. P. 89-122, 2003.
- PEULVAST, J. P; et al. Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brasil. **Geodinâmica Acta**. V. 19. 2006.
- PEULVAST, J. P; SALES, V. de C. stepped surfaces and paleolandforms in the northern Brazilian << Nordeste>>: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, vl. 62. p. 89-122. 2004.
- PFALTZGRAFF, P. A. dos S; TORRES, F. S. de M. **Geodiversidade do Rio Grande do Norte**. CPRM, Recife 2010.
- PILÓ, L. B. Revisão de Literatura: Geomorfologia cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, V. 1, nº1 p. 88-102, 2000.
- PLUIJM, B. V; MARSHAK, S. **Earth Structure**, 2.Ed. W.W. Norton e Company, New York-USA, 2004.
- POMEROL, C. et al. **Princípios de Geologia**: técnicas, modelos e teorias. 14 Ed. Porto Alegre. Bookman. 2013.
- PRESS, F. et al, **Para Entender a terra**, 4.ed. Porto Alegre, Bookman, 2006.
- RODRIGUES, M. L. , et al. **Glossário de termos cársticos**. Edições Colibrir. Lisboa, 2007.
- RODRIGUEZ, J. M. M. SILVA, E. V. da. CAVALCANTI, A. P. B. **Geocologia das paisagens**: uma visão geossistêmica da análise ambiental. 4. Ed. Fortaleza, Edições UFC, 2013.
- ROSS, J. L. S. **Geomorfologia**: ambiente e planejamento. São Paulo: Contexto, 2000.
- SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço de interpretação preliminar.
- SALGADO, O. A; JORDY FILHO, S; GONÇALVES, L. M. C. Vegetação in: **projeto radambrasil**, v. 23. P. 485-544, 1981.
- SANTOS, J. L. dos; **Controle estrutural e faciológico na espeleogênese em calcários da Formação Jandaíra (bacia Botiguar)**: lajedo de Rosário Município de Filipe Guerra-RN. Tese de doutorado –UFC, Fortaleza, 2015.
- SCALEANTE, J. A. B; SCALEANTE, O. A. F. **curso básico de espeleologia**. Campinas, grupo de espeleologia de campinas (GESCAMO), 2010.
- SILVA, T. P; MELLO, C. L. reativação neotectônica na zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). **Revista Geologia da USP**. V. 11, n. 1. 2011.
- SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo, Oficina de textos, 2010.
- SZATMARI, P. et al. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 17, 1987.
- TRAVASSOS, L. E. P. et al. **cavernas, rituais e religião**. Ilheus: Editus, 2011.

- TRICART, J. As zonas morfoclimáticas do nordeste brasileiro. **Revista Progresso**, 1959.
- VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental: Desnudação, superfície de aplainamento e movimentos crustais.** Tese de doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, 1998.
- VASCONCELOS et al. **Geochronology at the instrumentation: analytical procedures, and calibration.** Instituto de Geociências USP: anais da academia brasileira de ciências v 74, p. 297-342, 2002.
- VERESS, M. **Covered Karsts.** Szombathely- Hungary, Springer geology editions, 2016.
- VERÍSSIMO, C. U. V. et al. Espeleoturismo e microclima da gruta de Ubajara, CE. **Revista Estudos Geológicos**, v. 15, p. 244-253, 2005.
- WALTHAM, A. C; FOOKES, P. G. **Engineering classification of karst ground conditions.** Q. J. Eng Geol Hydrogeol v. 36, 101-118, 2003.
- WALTHAM, A. C; FOOKES, P. G. **Engineering classification of karst ground conditions. Speleogenesis and evolution of karst aquifers.** 2005 .
- WALTHAM, T. fengcong, fenglin, cone karst and tower karst. **Cave and karst Science**, v. 35, n. 3. P. 77-88. 2008.
- WHITE, W. B. **Geomorphology and hydrology of karst terrains.** New York-USA. Oxford University Press. 1988.
- WHITE, W. B.; WHITE, E. L. **Karst Hydrology: concepts from Mammoth cave area.** New York- USA. Van nostrand Reinhold editions. 1988.

APÊNDICE A – PLANTA BAIXA DA CAVERNA CASA DE PEDRA DE MARTINS-RN



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Equipe de levantamento:
Croquistas:
Pedro Edson Face Moura
Jefferson Lima dos Santos
Instrumentista:
Thiago Rodrigues Sousa Lima
Anotadora:
Nágila Fernanda Furtado Teixeira

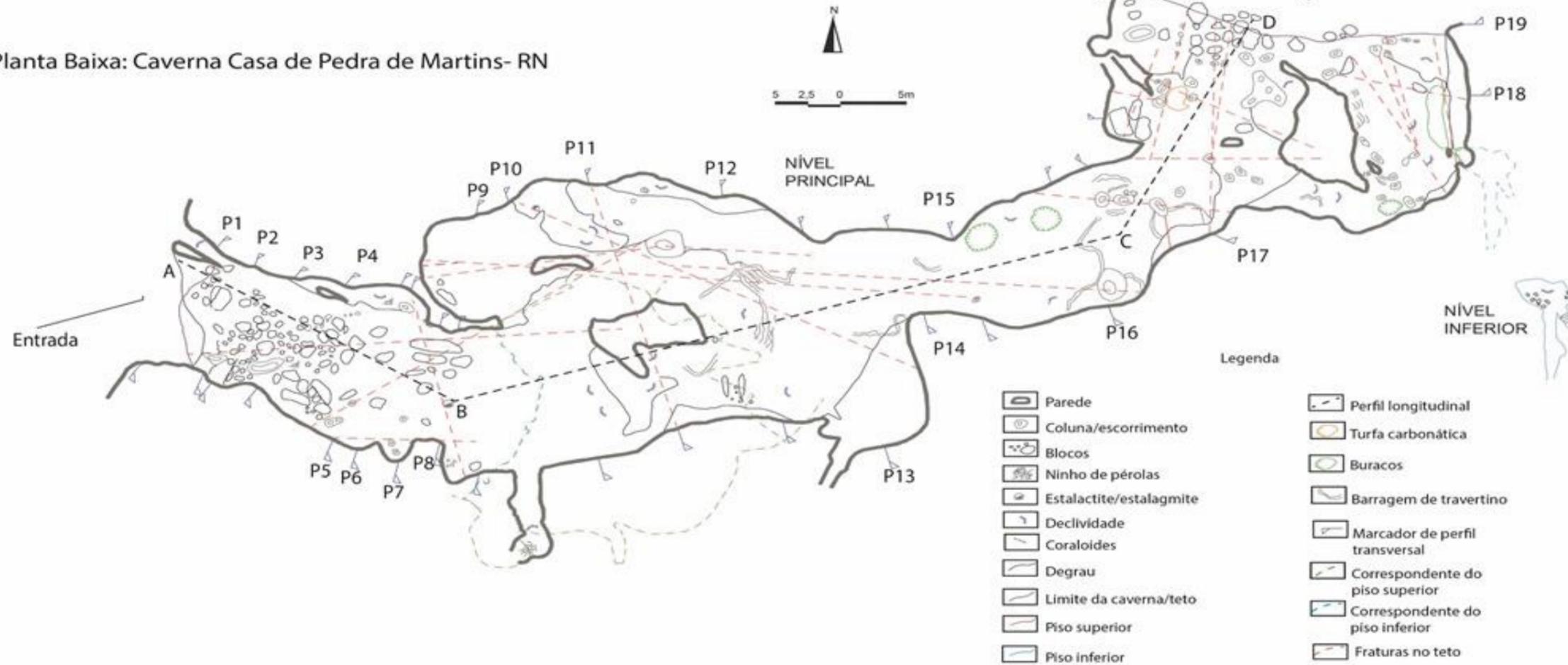
Título da dissertação: Evolução geomorfológica
do relevo cárstico do município de
Martins Rio Grande do Norte

Autor:
Pedro Edson Face Moura
Orientador:
Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia
Coorientador:
Prof. Dr. Jefferson Lima dos Santos



Organização dos prfis
Perfil Longitudinal - Folha1
P1 ao P4 - Folha 2
P4 ao P8 - Folha 3
P9 ao P11 - Folha 4
P12 ao P16 - folha 5
P17 ao p 19 - folha 6

Planta Baixa: Caverna Casa de Pedra de Martins- RN

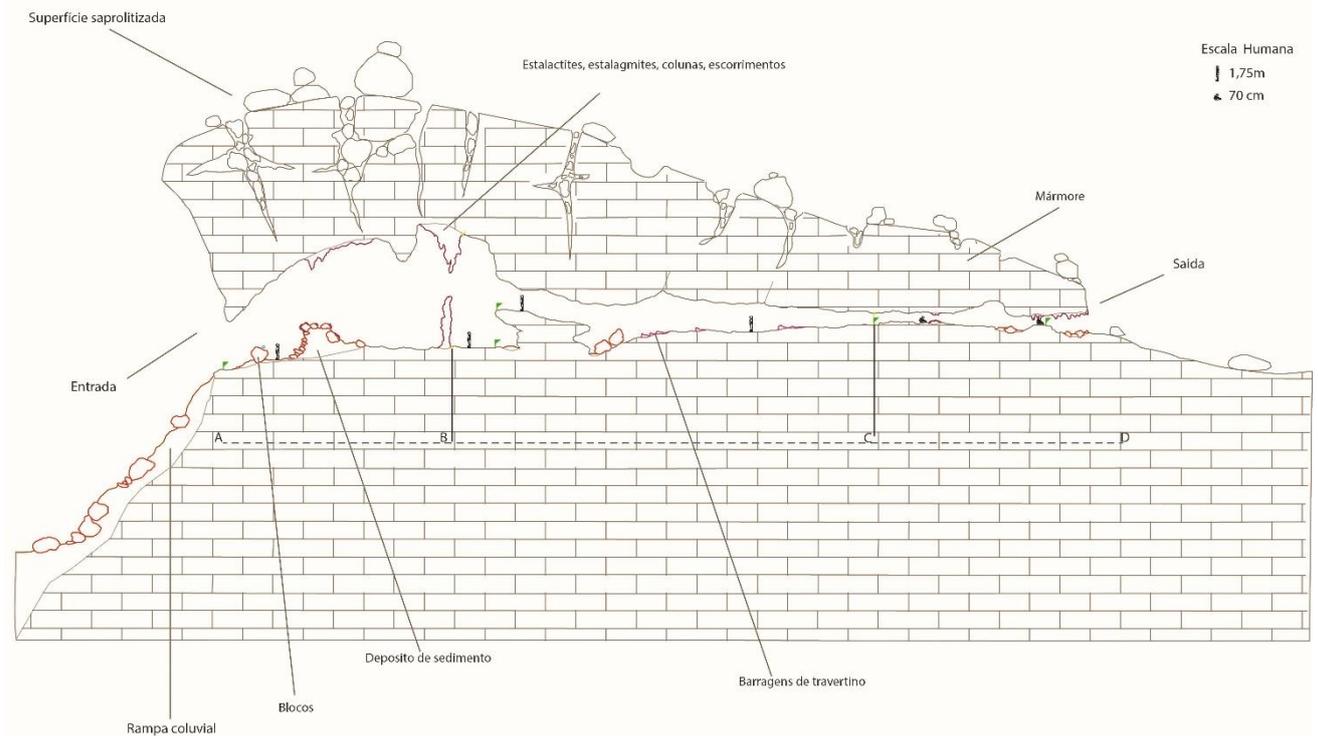


Legenda

	Parede		Perfil longitudinal
	Coluna/escorrimento		Turfa carbonática
	Blocos		Buracos
	Ninho de pérolas		Barragem de travertino
	Estalactite/estalagmite		Marcador de perfil transversal
	Declividade		Correspondente do piso superior
	Coraloides		Correspondente do piso inferior
	Degrau		Fraturas no teto
	Limite da caverna/teto		
	Piso superior		
	Piso inferior		

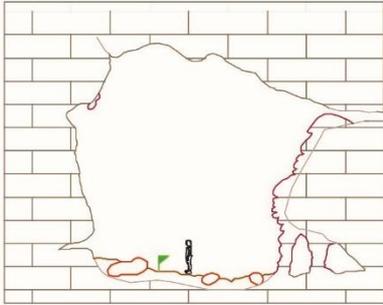
Folha 1

Perfil Longitudinal

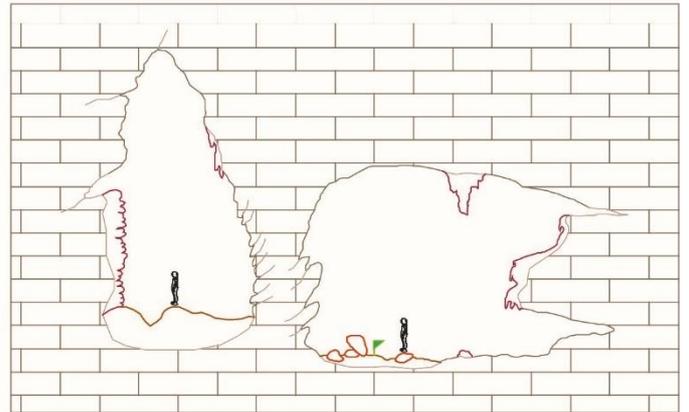


Folha 3

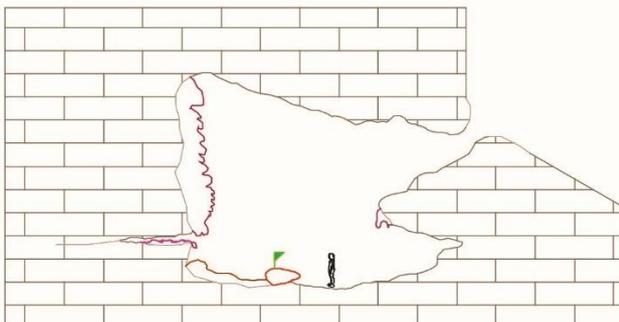
P5



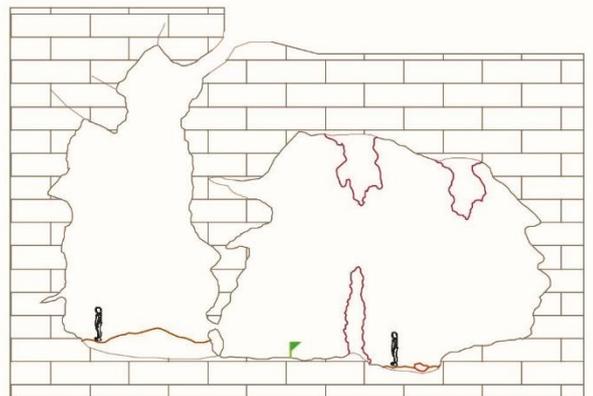
P7



P6

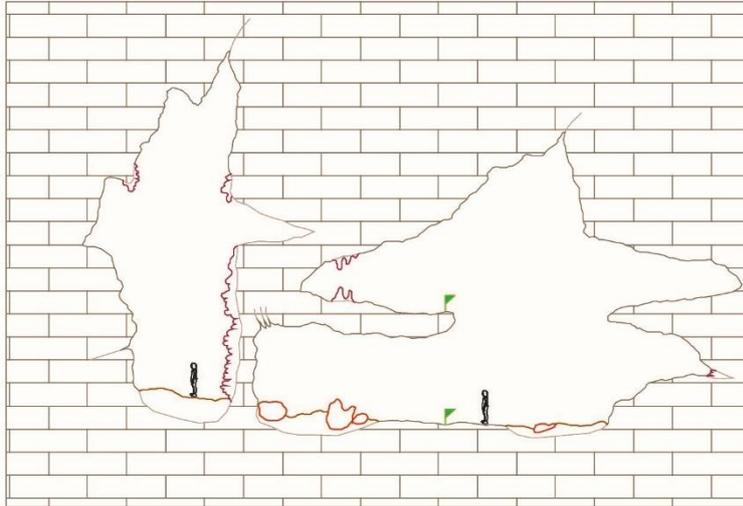


P8

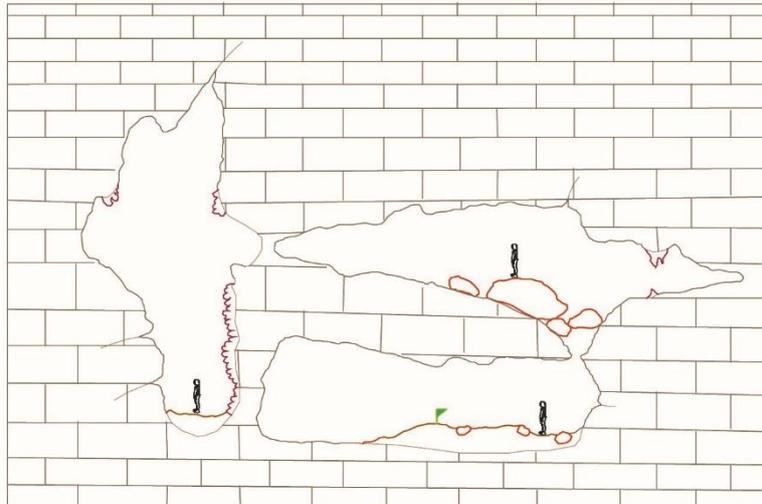


Folha 4

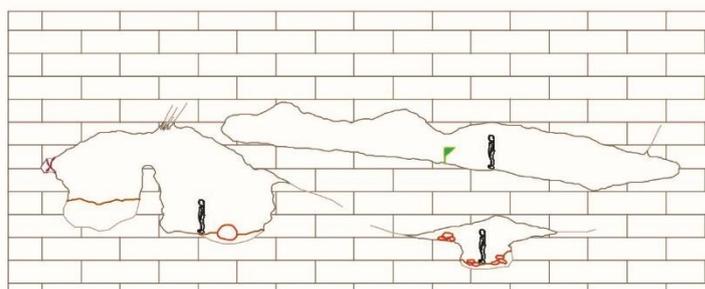
P9



P10

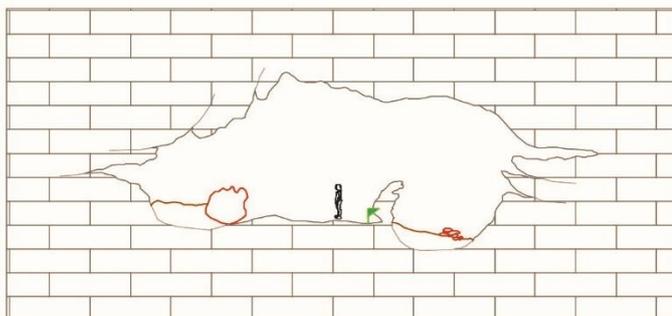


P11

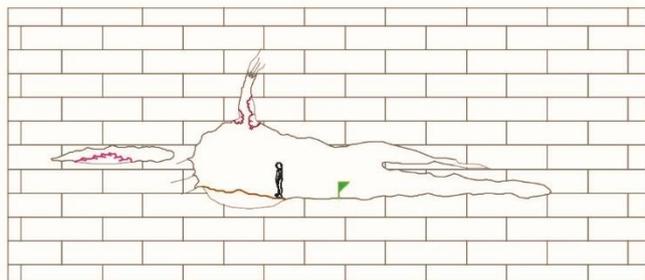


Folha 5

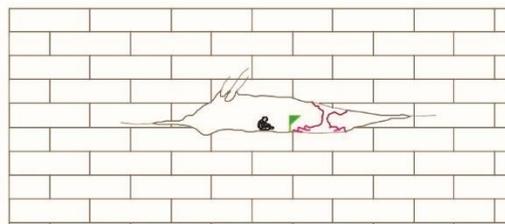
P12



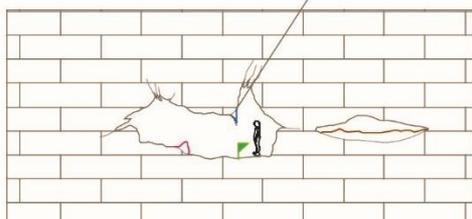
P13



P15

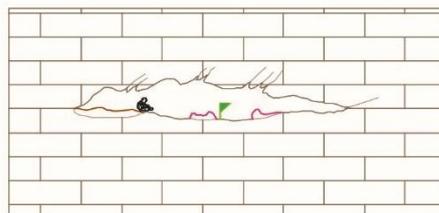


P14



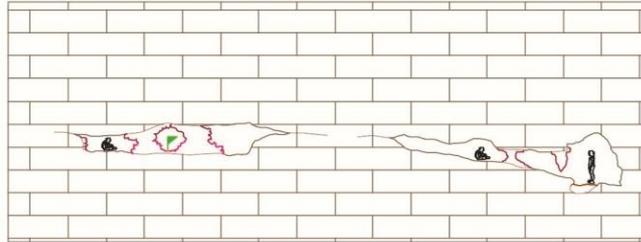
Gotejamento

P16

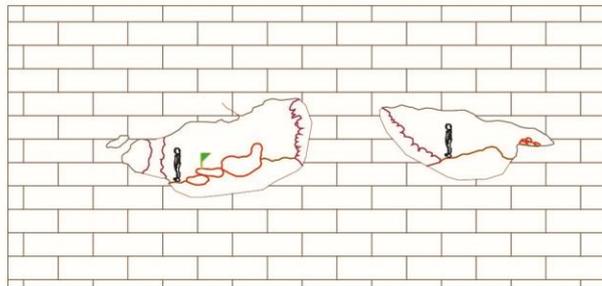


Folha 6

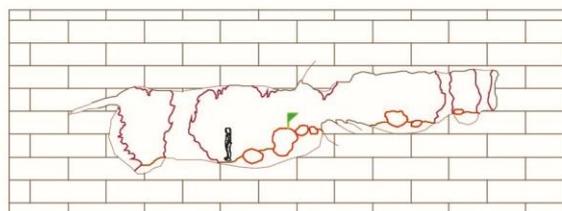
P17



P18



P19



ANEXO A – TABELA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL



TABELA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL

www.stratigraphy.org

Comissão Internacional de Estratigrafia

v 2013/01



Eonotema / Era / Sistema / Período		Série / Época	Andar / Stufe	GSSP	Idade (Ma)
Fenozoico	Quaternário	Holocénico			0.0117
		Superior			0.126
			Médio		0.781
		Pleistocénico	Calabrianiano		
	Gelasiano				2.588
	Piacenziano				3.600
	Zancleano				5.333
	Pliocénico	Messiniano			7.248
		Tortoniano			11.62
		Serravalliano			13.82
		Langhiano			15.97
	Neogénico	Burdigaliano			20.44
		Aquitaniano			23.03
		Chatthiano			28.1
		Rupeliano			33.9
	Oligocénico	Priaboniano			38.0
		Bartoniano			41.3
		Lutetiano			47.8
		Ypresiano			56.0
	Paleocénico	Thanetiano			59.2
Selandiano				61.6	
Daniano				66.0	
Maastrichtiano				72.1 ± 0.2	
Mesozoico	Cretácico	Superior			83.6 ± 0.2
		Santoniano			86.3 ± 0.5
		Coniaciano			89.8 ± 0.3
		Turoniano			93.9
	Jurássico	Superior			100.5
		Cenomaniaco			105.0
		Albiano			113.0
		Aptiano			125.0
	Triássico	Superior			129.4
		Hauteriviano			132.9
		Valanginiano			139.8
		Berriasiano			145.0
Fenozoico	Devónico	Superior			358.9 ± 0.4
		Famenniano			372.2 ± 1.6
		Frasniano			382.7 ± 1.6
		Givetiano			387.7 ± 0.8
	Silúrico	Médio			393.3 ± 1.2
		Eifeliano			407.8 ± 2.6
		Emsiano			410.8 ± 2.8
		Pragiano			419.2 ± 3.2
	Ordovícico	Inferior			423.0 ± 2.3
		Ludlow			425.6 ± 0.9
		Wenlock			427.4 ± 0.5
		Llandovery			430.5 ± 0.7
Permiano	Superior			433.4 ± 0.8	
	Telychiano			438.9 ± 1.1	
	Aeroniano			440.8 ± 1.2	
	Rhuddanian			443.4 ± 1.5	
Carbonífero	Médio			445.2 ± 1.4	
	Hirnantiano			453.0 ± 0.7	
	Katiano			458.4 ± 0.9	
	Sandbian			467.3 ± 1.1	
Triássico	Inferior			470.0 ± 1.4	
	Floiano			477.7 ± 1.4	
	Darnelliano			485.4 ± 1.9	
	Dispingiano			489.5	
Jurássico	Superior			494	
	Changhsingiano			497	
	Wuchiapingiano			251.2	
	Lopingiano			251.7 ± 0.06	
Permiano	Inferior			254.14 ± 0.07	
	Changhsingiano			259.8 ± 0.4	
	Wuchiapingiano			265.1 ± 0.4	
	Capitaniano			268.8 ± 0.5	
Devónico	Superior			272.3 ± 0.5	
	Roadiano			283.5 ± 0.6	
	Kunguriano			290.1 ± 0.26	
	Artinskiano			295.0 ± 0.18	
Silúrico	Médio			298.9 ± 0.15	
	Sakmariano			303.7 ± 0.1	
	Aseliano			307.0 ± 0.1	
	Gzheliano			315.2 ± 0.2	
Ordovícico	Superior			323.2 ± 0.4	
	Kasimoviano			330.9 ± 0.2	
	Moscoviano			339.9 ± 0.2	
	Bashkiriano			346.7 ± 0.4	
Permiano	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Rhaetiano			358.9 ± 0.4	
	Hettangiano			358.9 ± 0.4	
	Sinemuriano			358.9 ± 0.4	
Jurássico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Toarciano			358.9 ± 0.4	
	Aaleniano			358.9 ± 0.4	
	Bajociano			358.9 ± 0.4	
Triássico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Pleinsbachiano			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano			358.9 ± 0.4	
Devónico	Superior			358.9 ± 0.4	
	Norian			358.9 ± 0.4	
	Carniano			358.9 ± 0.4	
	Ladiniano			358.9 ± 0.4	
Silúrico	Médio			358.9 ± 0.4	
	Artinskiano			358.9 ± 0.4	
	Sakmariano			358.9 ± 0.4	
	Aseliano			358.9 ± 0.4	
Ordovícico	Inferior			358.9 ± 0.4	
	Kasimoviano			358.9 ± 0.4	
	Moscoviano			358.9 ± 0.4	
	Bashkiriano			358.9 ± 0.4	
Permiano	Superior			358.9 ± 0.4	
	Serpukhoviano			358.9 ± 0.4	
	Viseano			358.9 ± 0.4	
	Tournaisiano				