



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

HUDSON SILVA ROCHA

FEIÇÕES DO RELEVO GRANÍTICO DO
REFÚGIO DE VIDA SILVESTRE PEDRA DA ANDORINHA, SOBRAL – CEARÁ:
CLASSIFICAÇÃO E POTENCIALIDADES GEOTURÍSTICAS

FORTALEZA

2019

HUDSON SILVA ROCHA

FEIÇÕES DO RELEVO GRANÍTICO DO
REFÚGIO DE VIDA SILVESTRE PEDRA DA ANDORINHA, SOBRAL – CEARÁ:
CLASSIFICAÇÃO E POTENCIALIDADES GEOTURÍSTICAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito à obtenção do título de Mestre em Geografia.
Área de concentração: Dinâmica Territorial e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia

FORTALEZA

2019

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)

- R573f Rocha, Hudson Silva.
Feições do relevo granítico do Refúgio de Vida Silvestre Pedra da Andorinha, Sobral - Ceará :
classificação e potencialidades geoturísticas / Hudson Silva Rocha. – 2019.
121 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação
em Geografia, Fortaleza, 2019.
Orientação: Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia.
1. Etchplanação. 2. Manto de intemperismo. 3. Exumação. 4. Formas graníticas. 5. Geoturismo. I. Título.
CDD 910

HUDSON SILVA ROCHA

FEIÇÕES DO RELEVO GRANÍTICO DO
REFÚGIO DE VIDA SILVESTRE PEDRA DA ANDORINHA, SOBRAL – CEARÁ:
CLASSIFICAÇÃO E POTENCIALIDADES GEOTURÍSTICAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Dinâmica Territorial e Ambiental.

Aprovado em: 18 / 07 / 2019

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Frederico de Holanda Bastos (Examinador)
Universidade Estadual do Ceará (UECE)

Prof. Dr. Marcelo Martins de Moura-Fé (Examinador)
Universidade Regional do Cariri (URCA)

*“Aos meus pais, minha irmã,
minha família e meus amigos
pelo apoio incondicional
nessa trajetória acadêmica.”*

AGRADECIMENTOS

Agradecer é um ato de gratidão. É manifestar e reconhecer auxílio de pessoas nos diversos momentos da vida, assim como ser reconhecedor às situações e dádivas que a vida lhe proporcionou e ainda proporciona.

Grande foi o apoio dos meus pais, Salete e Verardo, e da minha irmã, Naiara, principais incentivadores na minha carreira acadêmica, prezando pela educação de qualidade e pela busca de novos conhecimentos. Esses pilares contribuíram nos sucessos que obtive até então e na construção dos meus valores que levarei para toda a vida.

Relembrando as etapas da minha vida da graduação à pós, também me vem em mente meus familiares, sempre animados diante de cada conquista alcançada e almejada. Destaco meus tios e tias (Araújo, Andréa, Quinquinha, João, Edson e Elaine), primos (Natan, Taynara, Ariadson, Ariadne, Aridane, Emildo, Maria Eduarda e Erick) e avós maternos, Chico (*in memoriam*) e Elsa, e paternos, José e Hilma (*in memoriam*), e demais familiares pela confiança, carinho e apoio aos estudos. Meus priminhos também merecem espaço nesse texto, por sempre me alegrarem quando presentes, Angelina, Benjamim, João Marcos e José Augusto, sendo o último meu afilhado, uma preciosidade em minha vida.

Assim destaco que o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 (Portaria nº 206, de 4 de setembro de 2018).

Diante disso, agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia, coordenador do Laboratório de Geomorfologia (LAGECO), reconhecimento e incentivo à temática abordada. Também aos meus amigos do LAGECO, Israel, Pedro, Wesley, Sabrina, Henrique, Eliomara, Beatriz, Júlio, importantes para a construção do pensamento geomorfológico.

Embora ligado oficialmente ao LAGECO, o Laboratório de Pedologia, Análise Ambiente e Desertificação (LAPED) tornou-se um lar, um vínculo mantido desde a graduação. Grato a Prof^a. Dr^a. Vlândia Vidal Pinto de Oliveira, coordenadora deste pela confiança e ajuda, assim como aos integrantes do LAPED, Prof. Lineu, Christina Bianchi, Raul, Luiz Eduardo, Osmar, Larisse, Moisés, Gislane, Joy, Tasso, Alice e demais por todos os momentos compartilhados.

Certas amizades se tornam tão fortes que transcendem as paredes dos laboratórios, dos Departamentos e até da Universidade. Assim foi com Letícia, Carol, Júnior, Léo, Samuel, Bia, Aline, Lícia, pessoas que compartilharam os momentos de angústia e alívio com o decorrer do

mestrado, sendo fulgas da pressão acadêmica. Ressalto também a preciosa amizade da Karol Veloso, da Universidade Federal do Piauí, que durante essa trajetória contribuiu na minha evolução, sendo ponte para conquistar amizades piauienses, obrigado pela confiança. Destaco também novos amigos que surgiram já no decorrer do mestrado em razão de um hobby, tanto na própria UFC como fora dela. O departamento de Biologia ganhou valor pessoal para mim, graças ao Pedro, Hugo, Virgínia, Léo, Dyons, Joaquim, ótimas pessoas para dar boas risadas. E esse mesmo jogo trouxe também novas amizades de fora do ambiente da UFC, que com a convivência tornaram-se grandes apoiadores dessa etapa da minha vida: Dui, Harry, Mateus, Lucas, Marília, e outros, especialmente Daniele, que ganhou um lugar especial na minha vida, companheira e torcedora número 01 do meu sucesso, complementando minha energia e ânimo para concluir essa etapa.

E desde a graduação tem pessoas especiais que me acompanharam e acompanham, verdadeiros combustíveis motivacionais, em especial Larissa Carlos e Bruna Lima. Mesmo seguindo novos rumos, ambas são incentivadoras assíduas ao meu crescimento profissional, acadêmico e pessoal, e por isso sou muito grato.

Registro também o agradecimento aos professores do Departamento de Geografia, pela transmissão dos conhecimentos. Agradeço também aos funcionários do mesmo, destacando Erandir, Edilene, Sandra, Evaldo, D. Edna, D. Zélia, Tia Denise, sempre solícitos e atenciosos. Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia pelo auxílio para eventos, para as atividades de campo e para a participação de disciplina cursada na Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Também agradeço aos funcionários da Biblioteca Central, local onde fui bolsista na graduação e que até hoje mantive boas amizades de lá. Grato também a Universidade Federal do Ceará, por toda a experiência proporcionada, palco de uma nova vida construída. Grato a tudo e a todos.

“Deixa eu te dizer algo que você já sabe. O mundo não é um mar de rosas. É um lugar muito cruel e sórdido, e não importa o quão durão você seja, o mundo vai te bater até você ficar de joelhos e vai te manter assim permanentemente se você deixar. Nem você, nem eu, nem ninguém bate mais forte que a vida. Mas a questão não é quão forte você bate. A questão é o quanto você aguenta apanhar e continuar seguindo em frente; quanto você suporta e continua indo em frente. É disso que as vitórias são feitas! Agora, se você sabe o quanto você vale, então vá lá e reivindique. Mas você tem que estar disposto a suportar, e não apontar o dedo dizendo que você não está onde deveria estar por causa dele, dela ou ninguém. Covardes fazem isso, e você não é covarde. Você é melhor que isso!”

(Discurso de Rocky Balboa, no filme “Rocky: um lutador” - 1976)

RESUMO

Os relevos graníticos normalmente se destacam na paisagem com formas expressivas e bastante peculiares. Isso ocorre em função da maior resistência oferecida pelas rochas graníticas, uma vez que os processos que as alteram ocorrem praticamente confinados ao longo dos fraturamentos. Apesar dessa maior resistência, processos químicos também atuam na sua meteorização, principalmente quando ainda estão em subsuperfície, no manto de intemperismo. Sua exposição por processos erosivos gera formas que refletem suas estruturas e evidenciam os processos que atuaram em profundidade, podendo estes guiar também a meteorização superficial, ao criarem zonas de fraqueza. O Refúgio de Vida Silvestre Pedra da Andorinha, localizada no município de Sobral, Estado do Ceará – Brasil, apresenta uma gama de feições graníticas que evidenciam os processos citados. Para tal, foram consultadas bibliografias sobre Teoria da Etchplanação e feições graníticas, em sua maioria internacionais. *Inselberg, boulders, caos de blocos, tors, castle koppies, tafoni, honeycombs, gnammas, caneluras, flared slope, microespeleotemas, split rocks, polygonal cracks* são feições que expressam processos químicos e físicos, no qual o corpo granítico da Pedra da Andorinha foi submetido. Diante da diversidade de geofomas, a área de estudo apresenta um potencial para o desenvolvimento de atividades geoturísticas, de modo que contribua na disseminação das geociências à sociedade. Para isso, foram propostos 4 circuitos, que foram mapeados, nos quais contêm pontos específicos que apresentam essa gama de feições e processos, sendo objetos para a interpretação ambiental. A elaboração do mapa de trilhas foi utilizado o *software* ArcGis 10.1, assim como para os demais mapas temáticos. Foram atribuídas colorações aos circuitos de modo que expressem o grau de dificuldade. Os circuitos e suas dificuldades de realização são, respectivamente: 1. Circuito Cidade de Pedra (verde – fácil); 2. Circuito Pedra do Sofá (amarelo – intermediário); 3. Circuito Pedra do Urso (laranja – difícil); e Circuito Inselberg Pedra da Andorinha (vermelho – muito difícil). Tais resultados visam um estreitamento entre geociências e a sociedade, especificamente os visitantes da REVIS. As feições detectadas na área são didáticas, com ótimos exemplares, que facilitar a compreensão do material e processos formadores de tais.

Palavras-chave: Etchplanação. Manto de intemperismo. Exumação. Intemperismo. Formas graníticas. Geoturismo

ABSTRACT

The granite reliefs always stand out in the landscape, with expressive and quite peculiar forms. This is due to the greater resistance offered by granitic rocks, since the processes that alter them occur practically confined throughout the fractures. Despite this higher resistance, chemical processes also act on their weathering, especially when they are still in subsurface, in the mantle of weathering. Their exposure through erosive processes generates forms that reflect their structures and evidence the processes that have worked in depth, which can also guide surface weathering by creating zones of weakness. The Wildlife Refuge Pedra da Andorinha, located in the municipality of Sobral, State of Ceará - Brazil, presents a range of features that highlight the cited processes. To this end, we consulted bibliographies on Etchplanation Theory and granitic features, mostly international. Inselberg, boulders, block chaos, tors, castle koppies, tafoni, honeycombs, gnammas, karrens, flared slopes, microespeleothemas, split rocks, polygonal cracks are features that express chemical and physical processes, in which the granite body of the Pedra da Andorinha was subject. Given the diversity of geoforms, the study area presents a potential for the development of geotourism activities, so that it contributes to the dissemination of geosciences to society. For this, 4 circuits were proposed, which were mapped, in which they contain specific points that present this range of features and processes, being objects for the environmental interpretation. The elaboration of the trail map was used ArcGis 10.1 software, as well as for the other thematic maps. Form assigned colors to the circuits so express the degree of difficulty. The circuits and their difficulty of accomplishment are, respectively: 1. Circuit City of Stone (green - easy); 2. Sofa Stone circuit (yellow - intermediate); 3. Bear Stone circuit (orange - difficult); and Inselberg Circuit Rock Swallow (red - very difficult). These results aim at a closer relationship between geosciences and society, specifically REVIS visitors. The features detected in the area are didactic, with excellent examples, which facilitate the understanding of the material and processes that form such.

Keywords: Etchplanation. Weathering mantle. Exhumation. Weathering. Granite forms. Geotourism.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Sequência evolutiva do relevo através do processo de etchplanação.....	19
Figura 2	– Bloco diagrama simplificado de um relevo granítico.....	22
Figura 3	– Diagrama QAP para classificação das rochas graníticas e granitoides.....	24
Figura 4	– Setor setentrional do Maciço Correntes com vista para a extensa superfície de aplainamento do entorno, podendo ser visualizado o inselberg Pedra da Andorinha.....	35
Figura 5	– Médias mensais de pluviosidade e de temperaturas de 1999 a 2008 para o distrito de Taparuaba.....	39
Figura 6	– Posições dos crátons, blocos, Orogênese Brasiliana e cinturões e dobras neoproterozoicos-cambrianos no Brasil.....	43
Figura 7	– Província Borborema Setentrional e geologia simplificada.....	44
Figura 8	– Domínios geológicos da Província Borborema Setentrional, com principais zonas de cisalhamento.....	45
Figura 9	– Complexo Tamboril-Santa Quitéria e intrusões graníticas no estado do Ceará (Brasil).....	48
Figura 10	– <i>Inselberg</i> nomeado de Pedra da Andorinha na REVIS Pedra da Andorinha.....	50
Figura 11	– Modelo de evolução dos inselbergs. Após o processo de aprofundamento intempérico, os detritos alterados são removidos no estágio erosivo.....	51
Figura 12	– Vista aérea das fraturas do <i>inselberg</i>	53
Figura 13	– Vista aérea do Vale da Andorinha e sua densidade de lineamentos.....	54
Figura 14	– Vista do vale.....	55
Figura 15	– Granito alterado.....	55
Figura 16	– <i>Boulder</i> granítico.....	57
Figura 17	– Evolução dos <i>corestones</i> e <i>boulders</i> no interior do manto de intemperismo.....	58
Figura 18	– Intemperismo esferoidal no entorno do <i>corestone</i>	59
Figura 19	– Transição do grau de intemperismo em relação a profundidade do material.....	60
Figura 20	– Caos de blocos localizado na vertente direita do <i>inselberg</i>	61
Figura 21	– Caos blocos sobre afloramento na REVIS Pedra da Andorinha.....	62
Figura 22	– Feição granítica do tipo <i>tor</i> na REVIS Pedra da Andorinha.....	62
Figura 23	– <i>Tor</i> localizado no setor rebaixado.....	63
Figura 24	– Etapas de desenvolvimento dos <i>tors</i>	65
Figura 25	– Proposta evolutiva para o <i>castle koppie</i>	66
Figura 26	– <i>Castle koppie</i> localizado na REVIS.....	67
Figura 27	– <i>Boulder</i> submetido ao processo de tafonização.....	69

Figura 28	– <i>Tafoni</i> desenvolvidos no <i>inselberg</i> na UC Pedra da Andorinha.....	69
Figura 29	– Minerais félsicos em evidência no interior de uma feição tafoniforme.....	70
Figura 30	– Tafone basal.....	73
Figura 31	– Alvéolo de pequena dimensão.....	74
Figura 32	– <i>Honeycomb</i> condicionado por fraturamento na massa rochosa.....	75
Figura 33	– Líquens fixados no granito, associados aos minerais máficos.....	76
Figura 34	– Diagrama de desenvolvimento da cavidade ilustrando a importância do limite de umidade e suas relações para a morfologia do <i>tafone</i>	77
Figura 35	– Caneluras controladas pelo padrão de fraturamento no <i>inselberg</i> Pedra da Andorinha e sua porção oeste.....	78
Figura 36	– Bacia de dissolução associada à fratura ou à interseção delas, preenchidas por água do período chuvoso.....	80
Figura 37	– Bacia de dissolução seca com marcas de nível de água préterita, de coloração escura (ação intempérica), demonstrando o récuo vertical da borda.....	81
Figura 38	– Bacias de dissolução conectadas, sendo perceptível o curso da drenagem.....	82
Figura 39	– Relação entre o tempo de contato da água com a rocha na formação de <i>pans</i> e <i>pits</i>	83
Figura 40	– Etapas de desenvolvimento do <i>flared slope</i> por intemperismo no sopé de uma escarpa e posterior erosão diferencial.....	85
Figura 41	– Fissuras alargadas em afloramento rochoso na UC Pedra da Andorinha; <i>Flared slope</i> desenvolvido no interior da fissura.....	86
Figura 42	– Microespeleotemas desenvolvidos em <i>honeycomb</i>	87
Figura 43	– Microespeleotemas em <i>honeycomb</i>	88
Figura 44	– <i>Split rock</i>	90
Figura 45	– Desenvolvimento do <i>split rock</i>	91
Figura 46	– <i>Polygonal crack</i> desenvolvida na face do boulder.....	92
Figura 47	– Rachaduras poligonais incipiente em superfície lateral do <i>boulder</i>	93
Figura 48	– Divisor de Pedras, início do circuito Cidade de Pedra.....	99
Figura 49	– Caverna da Sala de Aula e entorno.....	101
Figura 50	– Beco do ventilador.....	102
Figura 51	– Cidade de Pedra.....	102
Figura 52	– Passarela de Pedra e vista aérea.....	103
Figura 53	– Portal de Pedra, <i>Split rock</i> ; <i>Polygonal crack</i>	104
Figura 54	– Vale da Andorinha.....	104
Figura 55	– Pedra do Sofá; Tafone basal incipiente; Gruta Rosada.....	105

Figura 56	– Pedra do Mirante e visão do entorno.....	106
Figura 57	– Casa de Pedra e suas características.....	107
Figura 58	– Pedra do Urso; Caverna entre os blocos; Tafone.....	108
Figura 59	– Bacias de dissolução do Lajedo dos Tanques.....	109
Figura 60	– Sítio Andorinha e seus aspectos.....	110
Figura 61	– Pedra da Espia e paisagem do entorno.....	110
Figura 62	– Vista do posterior da Pedra da Andorinha.....	111

LISTA DE MAPAS

Mapa 1 – Mapa de localização.....	34
Mapa 2 – Mapa geológico.....	36
Mapa 3 – Mapa geomorfológico.....	37
Mapa 4 – Mapa de declividade.....	38
Mapa 5 – Mapa de associação de solos.....	41
Mapa 6 – Mapa de trilhas geoturísticas.....	100

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Identificação dos principais minerais constituintes das rochas graníticas visualizadas macroscopicamente.....	25
Quadro 2 – Atividades químicas na decomposição dos minerais.....	27
Quadro 3 – Etapas da alteração física e das mudanças químico-mineralógicas em torno do <i>corestone</i>	59
Quadro 4 – Origem e denominações dos tafoni.....	72

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
1.1	Objetivos.....	17
1.1.1	<i>Objetivo geral.....</i>	17
1.1.2	<i>Objetivos específicos.....</i>	17
2	TEORIA DA ETCHPLANAÇÃO.....	18
3	GEOMORFOLOGIA EM AMBIENTES GRANÍTICOS.....	22
3.1	Rochas graníticas e granitoides.....	23
3.2	Decomposição das rochas graníticas.....	26
3.3	Comportamento geomorfológico de rochas graníticas.....	27
3.4	Formas de relevos graníticos.....	28
4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	30
4.1	Levantamento bibliográfico.....	30
4.2	Obtenção de dados cartográficos.....	30
4.3	Processamento digital dos dados geocartográficos.....	31
4.4	Atividades de campo.....	31
4.5	Análise de laboratório.....	32
5	ASPECTOS GEOAMBIENTAIS DA REVIS PEDRA DA ANDORINHA...	33
6	CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA.....	42
6.1	Província Borborema.....	42
6.2	Domínio Ceará Central.....	45
6.3	Complexo Tamboril-Santa Quitéria.....	46
7	FEIÇÕES GRANÍTICAS DA REVIS PEDRA DA ANDORINHA.....	49
7.1	Macroformas graníticas.....	49
7.1.1	<i>Inselberg Pedra da Andorinha.....</i>	49
7.1.2	<i>Vale da Andorinha.....</i>	54
7.2	Microformas graníticas.....	56
7.2.1	<i>Microformas associadas aos blocos graníticos.....</i>	56
7.2.1.1	<i>Boulders e caos de blocos.....</i>	56
7.2.1.2	<i>Tors e castle koppies.....</i>	62
7.2.2	<i>Microformas de meteorização.....</i>	68
7.2.2.1	<i>Tafoni e honeycombs.....</i>	68
7.2.2.2	<i>Caneluras.....</i>	77

7.2.2.3	<i>Bacias de dissolução</i>	79
7.2.2.4	<i>Flared slopes</i>	84
7.2.2.5	<i>Espeleotemas granítico</i>	87
7.2.3	<i>Microformas de fraturamento</i>	89
7.2.3.1	<i>Split Rock</i>	89
7.2.3.2	<i>Polygonal cracks</i>	91
8	POTENCIAL GEOTURÍSTICO	95
8.1	Geoturismo em Unidade de Conservação de Proteção Integral	96
8.2	Proposta de trilhas geoturísticas	97
8.2.1	<i>Circuito Cidade de Pedra</i>	98
8.2.1.1	<i>Divisor de Pedras</i>	98
8.2.1.2	<i>Caverna da Sala de Aula</i>	101
8.2.1.3	<i>Beco do Ventilador</i>	101
8.2.1.4	<i>Cidade de Pedra</i>	101
8.2.2	<i>Circuito Pedra do Sofá</i>	103
8.2.2.1	<i>Passarela de Pedra</i>	103
8.2.2.2	<i>Portal de Pedra</i>	103
8.2.2.3	<i>Vale da Andorinha</i>	104
8.2.2.4	<i>Pedra do Sofá</i>	105
8.2.3	<i>Circuito Pedra do Urso</i>	105
8.2.3.1	<i>Pedra do Mirante</i>	106
8.2.3.2	<i>Casa de Pedra</i>	106
8.2.3.3	<i>Pedra do Urso</i>	107
8.2.4	<i>Circuito Pedra da Andorinha</i>	108
8.2.4.1	<i>Lajedo dos Tanques</i>	109
8.2.4.2	<i>Sítio Andorinha</i>	109
8.2.4.3	<i>Pedra da Espia</i>	110
8.2.4.4	<i>Inselberg Pedra da Andorinha</i>	111
9	CONSIDERAÇÕES FINAIS	112
	REFERÊNCIAS	114

1. INTRODUÇÃO

Os estudos recentes relacionados aos relevos graníticos recorrem às teorias de duplo estágio de aplainamento ou Etchplanação (BÜDEL, 1957, 1963, 1982). Essa teoria destaca que em períodos de estabilidade tectônica, as formas residuais são modeladas por processos de meteorização na base do manto de alteração, posteriormente, são exumadas pelos processos erosivos (SALGADO, 2007). Isto é, numa rocha granítica, o avanço da alteração ao longo das estruturas faz-se de maneira diferencial, originando inúmeros blocos que podem ser alçados na superfície do terreno através de processos erosivos (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994). A velocidade de aprofundamento da frente de intemperismo (*weathering front*) responde a fatores condicionantes como a densidade de fraturamento, a fábrica mineral e a composição faciológica, associadas às condições climáticas (THOMAS, 1989).

Assim, essas condições geológicas denotam extrema relevância para o rebaixamento dos relevos graníticos (TWIDALE, 1998). Em áreas submetidas a intensos processos de deformação, as morfologias tendem a ser exumadas com maior facilidade, em razão da pré-disposição à meteorização que os ambientes com elevada concentração de planos de fraqueza dispõem (TWIDALE, 1982), podendo gerar diferenciados modelados em uma mesma litologia.

É importante frisar que o intemperismo nas rochas graníticas causa um aumento no volume da rocha, já que os novos minerais formados são sensivelmente menos densos que os minerais primários. Essa expansão desempenha papel importante nos processos que conduzem ao desmoronamento e à desagregação da rocha (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994), assim como podem facilitar a ocorrência de processos posteriores.

Portanto, o conhecimento sobre a distribuição atual dessas estruturas e formas, a composição litológica, assim como o comportamento geomorfológico das rochas, é necessária para compreender a evolução geomorfológica da área.

Desse modo, as formas de relevo podem ser explicadas a partir de fatores endógenos ativos e passivos, que são responsáveis pela distribuição das estruturas e das propriedades geomorfológicas das rochas, relacionando-se diretamente com o modelado do relevo. Deve-se considerar também a influência dos fatores exógenos, que possuem estreita relação com o clima, no condicionamento do relevo.

No Nordeste brasileiro, assim como no Estado do Ceará, durante a Orogênese Brasileira, inúmeros corpos granitoides intrudiram na crosta continental (MAGINI;

HACKSPACHER, 2008) correlatos à Orogênese Brasileira e amalgamação do Gondwana Ocidental (ZINCONE, 2010), com diferentes intervalos temporais. Logo, o Ceará apresenta relevos desenvolvidos em vários granitoides, tornando-se um palco para estudos nessa temática.

Partindo desse viés, a Unidade de Conservação de Proteção Integral Refúgio da Vida Silvestre (REVIS) Pedra da Andorinha foi selecionada em função da diversidade de feições graníticas, representando uma gama de processos endo e exógenos. As formas inseridas na referida área condizem com as premissas abordadas pela teoria da Etchplanação, ou seja, foram condicionadas por fatores litoestruturais, que permitiram a evolução de um manto de intemperismo ao longo de juntas e fraturas, e que através de processos erosivos, foram expostas e submetidas agora aos processos exógenos. As macro e microformas identificadas possuem diversificada tipologia, demonstrando a ocorrência de processos distintos, importantes para a compreensão evolutiva da área em questão.

Desse modo, o objetivo desse trabalho é identificar e caracterizar as feições do relevo granítico do local mencionado, trazendo à tona, características estruturais e petrográficas e como estas estão interligadas à gênese e evolução das formas presentes na paisagem. Para isso deve-se buscar entendimento de como ocorre a meteorização subsuperficial e a exumação do manto de intemperismo, responsáveis também pelo modelado do relevo. Logo, o clima também é um fator importante, já que suas características como pluviosidade, umidade e temperatura, conduzem os processos citados.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo geral

Analisar as feições do relevo granítico da Unidade de Conservação Refúgio da Vida Silvestre Pedra da Andorinha e associar ao potencial geoturístico.

1.1.2. Objetivos específicos

- Identificar as características litológicas e geomorfológicas da adjacência da área;
- Classificar e descrever as feições graníticas presentes e suas evidências em relação à evolução na área de estudo;
- Mapear e propor trilhas para atividades geoturísticas.

2. TEORIA DA ETCHPLANAÇÃO

No embasamento cristalino aflorante do Nordeste setentrional brasileiro é comum encontrar corpos graníticos que normalmente sustentam relevos residuais, expostos por denudação diferencial, como por exemplo na área da REVIS Pedra da Andorinha. Assim, formas derivadas de um paleomanto de alteração (*grus*), evidenciam que as fases erosivas, desencadeadas em períodos de morfogênese ativa, removeram parcialmente os detritos friáveis (MAIA; NASCIMENTO, 2018).

O modelado granítico apresenta grande diversidade de feições cuja gênese é atribuída aos processos que precedem sua exposição em superfície (TWIDALE; ROMANÍ, 1994). Nessa perspectiva, as concepções de duplo aplainamento (etchplanação) explicam a exumação e exposição do embasamento em superfície (TARBUCK; LUTGENS, 2006). Neste sentido, as concepções de duplo aplainamento têm sido utilizadas para a compreensão evolutiva de paisagens graníticas, tendo em vista que cada vez mais tem se reconhecido que os componentes que conduzem a evolução de relevos graníticos estão relacionados aos processos que ocorrem na base do regolito, e não apenas em superfície (TWIDALE, 2002)

A palavra “*etching*” significa corrosão de superfícies, nesse caso em função ao estado de decomposição mineral das rochas em perfis de intemperismo profundos (TWIDALE, 2002). As paisagens derivadas desse processo evidenciam relevos exumados, com litologias de resistência diferenciada aos processos químicos e mantos de intemperismo com espessuras variadas em curtas distâncias (MIGONÍ, 2004).

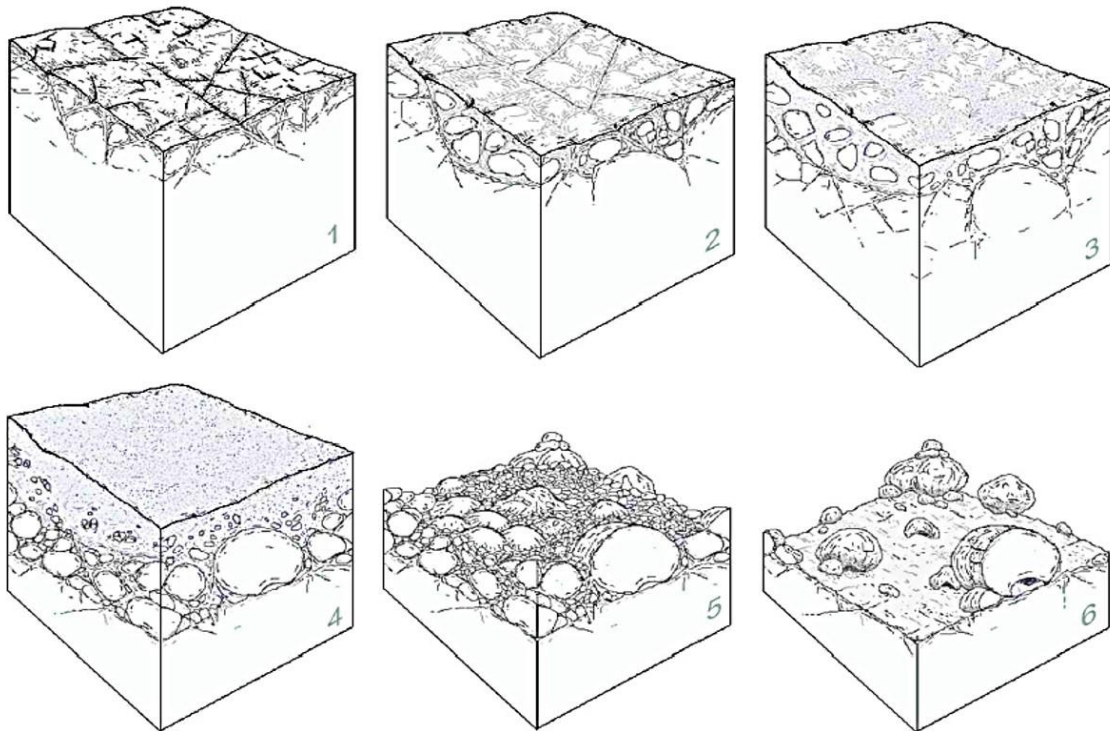
As origens dessa teoria estão nas pesquisas realizadas por E. J. Wayland (1933), em Uganda, na África (VITTE, 2001). Ele propôs que as superfícies aplainadas de cota altimétrica mais baixa seriam formadas pela erosão parcial ou total de um espesso manto de alteração que recobriria uma superfície pretérita (SALGADO, 2007).

Porém, a referida teoria foi revolucionada com os trabalhos de J. Büdel, publicados em 1957, 1963 e 1982 (VITTE, 2005), no qual uma paisagem profundamente intemperizada, posteriormente sofreria a ação de um ciclo erosivo, formando uma superfície rochosa ao expor o saprólito (VITTE, 2001) (Figura 1). Assim, a formação do relevo se inicia pela interação entre a superfície topográfica e a subsuperfície existente no contato entre a rocha e a zona de alteração. Esse contato recebe o nome de frente de intemperismo (*weathering front*).

A etchplanação consiste na concepção no qual os aplainamentos são formados e evoluem graças a um “mecanismo de duplo *front*”: (i) avanço vertical do intemperismo

químico na rocha fresca em nível basal (superfície de lixiviação ou *leaching surface*) e; (ii) ação erosiva laminar removendo o manto de alteração e exumando o *front* de intemperismo (superfície de lavagem ou *washing surface*) (BÜDEL, 1957; TWIDALE, 2007). A deflagração desses estágios seria condicionada por variações sazonais de períodos úmidos e secos durante o ano (BÜDEL, 1957). No período chuvoso, os processos geoquímicos predominam, enquanto nos períodos secos, os processos mecânicos regem o aplainamento (SALGADO, 2006).

Figura 1 – Sequência evolutiva do relevo através do processo de etchplanação. Notar o avanço do intemperismo nas fraquezas oferecidas pelas fraturas da superfície rochosa e posterior remoção do manto de intemperismo, expondo a frente de intemperismo e feições associadas à núcleos de rocha inalterados.



Fonte: Maia e Nascimento (2018)

Portanto, ambientes com condições climáticas tropicais semiúmidas viabilizam o desenvolvimento de superfícies de aplainamento, por apresentarem atividade biológica intensa, temperaturas elevadas e pela existência anual de uma estação climática seca e outra úmida, podendo esta ter duração de 6 a 9 meses, ou mesmo uma menor duração, de 4 a 6 meses, este último desenvolveria aplainamento em velocidade reduzida (BÜDEL, 1982).

Para esse modelo de evolução proposto por Büdel, a quietude tectônica é relativa, admitindo-se a possibilidade de ocorrer pequenos e lentos soerguimentos, mas que não comprometem o processo de aplainamento do relevo (SALGADO, 2007), considerando a

existência de margens cratônicas passivas, que se caracterizam pela estabilidade nos últimos 100 milhões de anos (OLLIER, 1985).

Nessa perspectiva, Büdel (1982) analisou que ambientes que não possuem condições climáticas tropicais semiúmidas, mas que apresentam modelados aplainados, não foram desenvolvidos nas condições climáticas atuais em que se encontram, sendo as superfícies aplainadas decorrentes de condições paleoambientais semiúmidas (SALGADO, 2007). Contudo, em regiões com condições de semiaridez, os processos de intemperismo químico e biológico também atuam. Porém, a velocidade da ação intempérica é bastante reduzida (RIBEIRO; MARÇAL; CORRÊA, 2010).

Conforme Büdel (1982) e Migoñ (2006c), o intemperismo profundo é facilitado pelo forte movimento da água em subsuperfície, pelo gradiente hidráulico íngreme, por padrões de fratura tensional e numerosas linhas de fraqueza dentro da rocha, enquanto que a morfogênese desempenha um papel importante na exposição do saprólito, o que é comum nas condições do semiárido nordestino, além de ser facilitada pela vegetação de caatinga, que não protege completamente o solo.

Assim, blocos rochosos menos falhados e fraturados e/ou com composição mais resistente aos processos geoquímicos tendem a sofrer menor intemperismo na superfície basal, e, assim, ao serem exumados pela erosão superficial, originam os relevos residuais, sendo inversamente proporcional (BÜDEL, 1982, SALGADO, 2007). Logo, as águas subterrâneas exploram todas essas fraquezas da frente de intemperismo oferecidas pelas fraturas e os minerais, e os estratos suscetíveis são mais rapidamente intemperizados (CAMPBELL, 1997). Desse modo, a atuação do intemperismo químico proporciona a alteração das rochas, colaborando para a remoção do material intemperizado pelos processos mecânicos de escoamento pluvial. Assim, a forma da frente de intemperismo reflete as características do substrato rochoso, desenvolvendo uma morfologia variada (TWIDALE; LAGET, 1994).

Portanto, a respeito da relação entre a superfície de lavagem a frente de intemperismo, é relevante destacar que o perfil de intemperismo, também chamado de regolito, apresenta um aumento progressivo e gradual de alteração até a superfície. O regolito ou manto de intemperismo é todo material intemperizado que se encontra sobre a rocha sã, podendo incluir núcleos de rochas inalteradas (HUGGETT, 2007), a exemplo de relevos saprolíticos.

Muitas vezes, o regolito é diferenciado em horizontes visíveis, sendo chamado de perfil de intemperismo, sendo a frente de intemperismo, a fronteira entre a rocha sã e a

alterada. Acima, encontra-se o saprólito, no qual a maioria dos minerais mais facilmente intemperizados são alterados pelo intemperismo químico, mas ainda mantém a maioria das estruturas características da rocha de origem, podendo ou não, conter núcleos de rochas inalteradas. Acima do saprólito está a zona móvel, nesta a meteorização é avançada e as características do material de origem são gradualmente indistinguíveis. E, acima da zona móvel, estaria o solo, sendo a parte superior do regolito (TAYLOR; EGGLETON, 2001; TAYLOR, 2006). Com o avanço do intemperismo, o solo se torna mais espesso e, conseqüentemente, novas condições físico-químicas são impostas ao perfil (VITTE, 2001).

Adiante, Salgado (2007) afirma que a principal contribuição da frente de intemperismo aos aplainamentos é a preparação de material para a ação dos processos mecânicos que ocorrem na superfície exumada de lavagem, a exemplo da erosão laminar, proporcionada pelo escoamento da água pluvial, que erode e rebaixa as vertentes.

De modo geral, para o processo de etchplanação, o papel do intemperismo físico e químico devem ser analisados de forma conjunta. Contudo, dependendo do tipo de feição e do seu estágio de evolução, os processos intempéricos atuantes apresentam maior ou menor relevância. Consideram-se também as características mineralógicas e estruturais das rochas, tendo em vista o processo de erosão diferencial, e as condições climáticas as quais o substrato rochoso foi e está submetido.

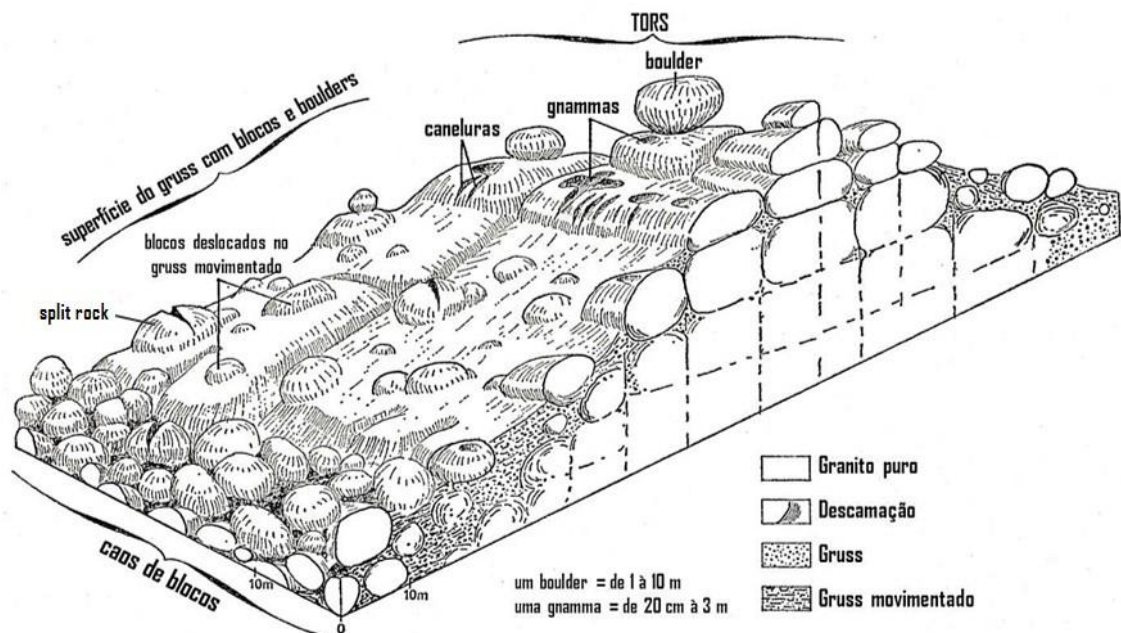
De acordo com Büdel (1982), seu modelo de dupla superfície de aplainamento deveria ser utilizado em conjunto com o conceito de recuo paralelo de vertentes (*backwearing*) de W. Penck (1924). Para tanto, Adams (1975) afirma que os etchplanos originariam-se a partir de outras superfícies de aplainamento, sendo impossível desenvolver-se a partir de um relevo dissecado de topografia irregular. Então, ambos processos seriam responsáveis pela gênese e evolução das formas de relevo graníticos (MAIA et al., 2018). Todavia, é relevante considerar que a competência de ambas teorias parece atuar em escalas diferentes, de modo que o recuo paralelo de vertentes seria mais expressivo espacialmente, e a etchplanação atuaria em menor espacialidade.

3. GEOMORFOLOGIA EM AMBIENTES GRANÍTICOS

Os ambientes graníticos normalmente apresentam formas únicas, desenvolvendo macroformas e microformas, formadas através do intemperismo seletivo, tanto em subsuperfície quanto em superfície, com a posterior remoção dos detritos friáveis desintegrados do corpo rochoso (MINGÓN, 2006d). Nessa perspectiva, a análise acerca da evolução de paisagens graníticas parte das premissas abordadas pela teoria da Etchplanação de Büdel (1982).

As concepções de duplo aplainamento, que têm sido utilizadas atualmente para explicar a evolução de algumas paisagens graníticas a partir do reconhecimento de componentes que condicionam sua evolução, estão associadas aos processos que ocorrem não apenas em superfície, mas também na base do regolito (TWIDALE, 2002). Esses processos são responsáveis pela origem de formas como *boulders*, *tors*, *inselbergs*, *gnammas* (bacias de dissolução), *caneluras*, *tafoni*, entre outras (TWIDALE, 1982) (Figura 2).

Figura 2 – Bloco diagrama simplificado de um relevo granítico.



Fonte: Adaptado de Godard (1977)

Os relevos graníticos quase sempre surgem na paisagem como formas proeminentes em relação ao seu entorno. Isso se deve ao fato da suposta estabilidade do granito e de sua capacidade de resistir à intensos esforços de compressão e de tração. Essa noção foi utilizada para validar a afirmação de que as formas de relevo graníticas, uma vez

formadas em uma determinada condição ambiental, podem sobreviver a seguidas e distintas mudanças ambientais (MIGÓN, 2006d).

Assim, o granito é tipicamente mais resistente ao intemperismo e erosão do que a área adjacente e, portanto, tende a formar terrenos elevados topograficamente. Suas propriedades litológicas e estruturais, tais como composição mineral, textura e densidade, que muitas vezes são altamente variáveis dentro de uma única intrusão de granito, são as chaves para compreender a seletividade do intemperismo e o manutenção de muitas micro e macroformas de relevo de granito (MIGÓN, 2006d).

3.1. Rochas graníticas e granitoides

As rochas ígneas graníticas são as mais abundantes na crosta continental da Terra, sendo encontradas em uma variedade de ambientes geotectônicos, desde zonas orogênicas e de colisão continental até zonas anorogênicas intraplacas (GILL, 2014). Normalmente, formam corpos homogêneos representadas pelas intrusões do tipo batólito ou de menor porte, como o *stock* (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994).

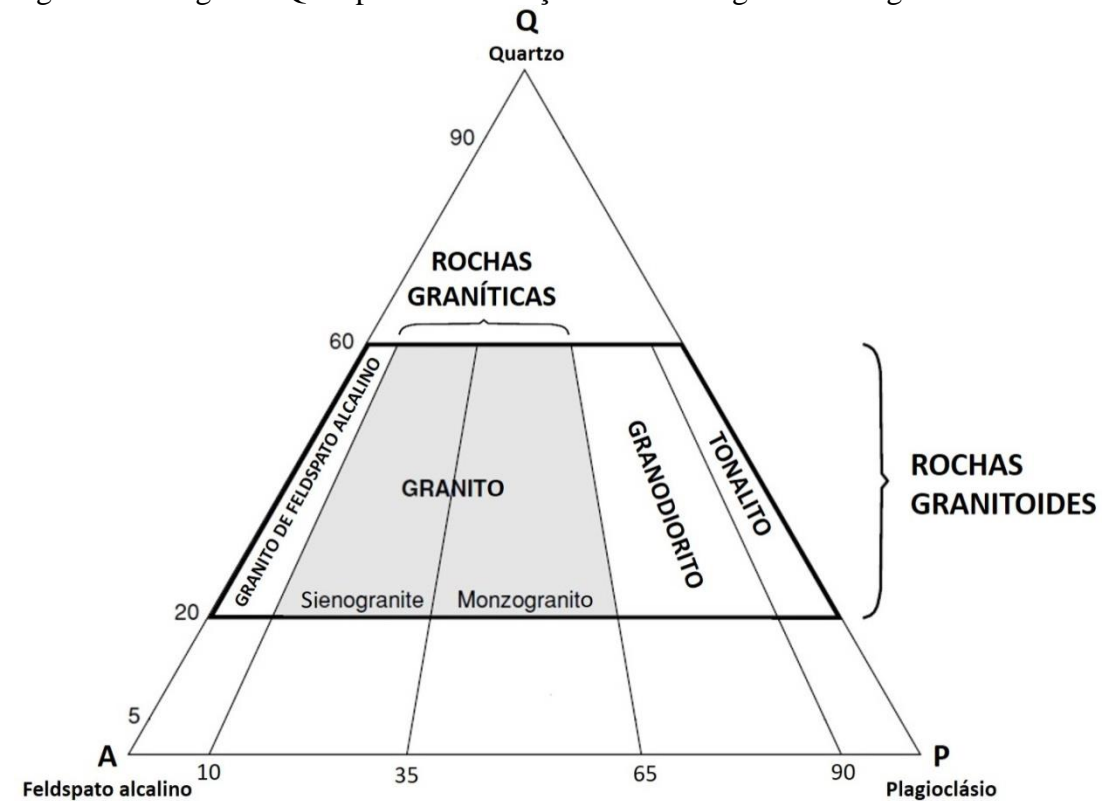
São compostos de vários tipos de minerais, do principal ao acessório, dominando o feldspato plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. O plagioclásio geralmente é mais representado e pode ocorrer como plagioclásio sódico (Na-Feldspato), geralmente albita, e plagioclásio cálcico (Ca-Feldspato), na maioria das vezes anortita ou oligoclásio, apesar de que as proporções entre eles podem variar muito. Os feldspatos potássicos (K-Feldspato) são ortoclásio ou microclina e muitas vezes atingem um tamanho muito grande, formando fenocristais com até 10 cm. Além disso, minerais da mica, muscovita e biotita, podem ocorrer em proporções significativas. Hornblenda e augita são representantes do grupo anfibólio e piroxênio, respectivamente, mas seu conteúdo é normalmente limitado a alguns por cento do total volume. Vários minerais secundários e acessórios podem estar presentes no granito, embora raramente representem mais de 1% do total (MIGÓN, 2006).

Os petrólogos empregam o adjetivo “granítico” de modo mais amplo do que o substantivo “granito”. Streckeisen (1976) fornece uma definição mineralógica mais precisa de granito, sendo qualquer rocha plutônica de grão grosseiro na qual o quartzo constitui 20-60% da soma de quartzo + feldspato alcalino + plagioclásio (QAP) e no qual 10-65% do feldspato total é plagioclásio. Para aqueles que acham essa definição muito ampla, Streckeisen (1976) permite subdividir esse campo em sienogranito (10-35% de plagioclásio) e monzogranito (35-65% de plagioclásio), portanto: granito = sienogranito + monzogranito. Os campos de

sienogranito e monzogranito são margeados por campos de granito de feldspato alcalino para o lado rico em feldspato alcalino e granodiorito e tonalito para o lado rico em plagioclásio.

Assim, cinco campos bem definidos, baseados nas composições modais de QAP, constituem a família granitóide (Figura 3), mas o termo granito e granítico é comumente usado para todos eles, mas não necessariamente referindo-se apenas ao granito de fato (CLARKE, 1992). Porém McPhee (1989), corroborando Streckeisen (1976), afirma que o termo “granito” se refere apenas ao campo QAP no qual plagioclásio é 10-65% do feldspato total. O termo granitoide será usado como um adjetivo e um substantivo para se referir geralmente a toda família do granito alcali-feldspático ao tonalito.

Figura 3 – Diagrama QAP para classificação das rochas graníticas e granitoides.



Fonte: Adaptado de Clarke (1992), Migoñ (2006) e Gill (2014)

Diferente das rochas vulcânicas, cuja mineralogia pode ser obscurecida pelo vidro ou granulação fina, não permitindo identificá-la com precisão, o tamanho do grão das rochas graníticas é suficiente para identificar os minerais constituintes com confiabilidade ao microscópio (GILL, 2014). A maioria desses minerais é identificável com facilidade utilizando amostras de mão (Quadro 1).

De modo geral, conforme a classificação mineralógica, granitos e os outros granitoides são descritos como rochas félsicas, por possuírem abundância em feldspato e

quartzo, que são classificados como minerais félsicos. Granitoides também podem conter minerais ricos em ferro e magnésio, como biotita e hornblenda, que pertencem ao grupo dos minerais máficos, mas sua porcentagem no total é relativamente pequena (MIGÓN, 2006).

Quadro 1 – Identificação dos principais minerais constituintes das rochas graníticas visualizadas macroscopicamente.

Mineral	Cor	Hábito	Clivagem
Quartzo	Incolor/cinza	Normalmente anédrico	Ausente
Feldspato alcalino (ortoclásio)	Rosa ou branco	Forma alongada, tubular	Incipiente, 2 conjuntos a 90°
Plagioclásio (albita e anortita)	Branco (raramente verde ou preto)	Forma alongada, tubular	Incipiente, 2 conjuntos a ~ 90°
Piroxênio	Preto, verde-escuro ou marrom	Prismas com 4 ou 8 lados	Boa, 2 conjuntos a ~ 90°
Anfibólio (hornblenda)	Preto ou verde-escuro	Prismas em forma de losango	Boa, 2 conjuntos a ~ 120°
Biotita	Preto a marrom-escuro	Flocos escuros e brilhantes	Um plano de clivagem excelente
Muscovita	Incolor	Flocos prateados	Um plano de clivagem excelente
Turmalina	Normalmente preto	Prismas alongados de 3 lados/agulhas	Ausente

Fonte: Adaptado de Gill (2014)

A composição geoquímica das rochas granitoides reflete sua mineralogia, e é dominada por sílica e alumina. Constituintes feldspáticos como óxidos de potássio, sódio e cálcio são responsáveis por alguns por cento cada um, com mais K_2O em granito *strictu sensu* e mais CaO e Na_2O em granodiorito (MIGÓN, 2006).

As rochas granitoides também podem ser descritas em termos de textura e estrutura. Migoñ (2006) afirma que a textura é geralmente definida como o termo pertinente ao grau de cristalinidade, tamanho e forma dos grãos e relações geométricas entre minerais constituintes. Portanto, texturas são características de pequena escala que podem ser observadas e descritas em uma escala de amostra de mão, enquanto "estrutura" refere-se às características maiores, como camadas ou fissuras. Em relação ao tamanho do cristal e à força de coesão dos grãos é que suportam diretamente a resistência da rocha. Na realidade, certos

minerais, particularmente os K-feldspatos, quando apresentam megacristais, podem evidenciar o fluxo magmático.

3.2. Decomposição das rochas graníticas

As rochas graníticas apresentam diferentes taxas de intemperismo quando ocorrem em diversos climas. Como a evolução desses tipos de relevo são condicionadas por variações climáticas, pode-se dizer que a maioria de suas feições são ou serão similares em diferentes partes do globo. Desse modo, o intemperismo quando atua sobre os granitos e seus minerais (Quadro 2), mesmo em diferentes regiões e climas, poderão gerar produtos similares, divergindo apenas no tempo para gerar esses produtos.

Partindo dessa premissa, Bigarella, Becker e Santos (1994) afirma que o feldspato constitui um dos primeiros minerais a serem afetados pelo intemperismo, ocorrendo nos interstícios da rocha, assim como nos planos de clivagem dos minerais. Na decomposição do feldspato do granito, apenas a água e o CO₂ podem ser considerados como substâncias estranhas à rocha, onde intervêm na formação de novos minerais. Ainda conforme os autores, a perda total dos álcalis transforma os feldspatos em argilas, constituídas por Al e Si, principalmente a caulinita, que forma-se em meio muito ácido, em clima quente, a partir de rochas relativamente permeáveis que contenham K e Na.

Os feldspatos das rochas graníticas alteram-se em caulinita através de uma fase amorfa. Os plagioclásios representam os minerais mais instáveis, desaparecendo no manto de intemperismo ainda nos estágios iniciais da alteração (*grus*). A transformação inicia-se com a formação de uma solução sílico-aluminoso nas fraturas e clivagens dos cristais, passando progressivamente a ocupar grande parte de suas faces. Os produtos amorfos indicam quase que total eliminação das bases e o enriquecimento progressivo de alumínio em relação ao silício, à medida que a solução evolui dando origem à caulinita. O ortoclásio apresenta estabilidade maior que os plagioclásios, resistindo à ação das soluções atuantes e podendo, portanto, ser encontrados ainda nos horizontes mais superiores do solo (MELFI; CERRI, 1974).

A muscovita apresenta-se na forma de finíssimas escamas, sendo muito estável, quase tanto quanto o quartzo. Por outro lado, a biotita (mica ferro-magnésiana) é mais alterável do que os feldspatos, devido a presença de Fe e Mg, quando submetidos a atuação do oxigênio, e à grande superfície do cristal exposta ao ataque químico, que a torna mais suscetível à alteração. A hidratação da biotita com liberação de K e Fe resulta na formação de

clorita, sílica, carbonatos de Mg e K, óxidos de ferro e argilas. Por último, o quartzo permanece praticamente inalterado. Em determinadas circunstâncias, sua dissolução pode ocorrer, porém de forma extremamente lenta (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994).

Quadro 2 – Atividades químicas na decomposição dos minerais.

Elementos presentes no mineral	Reagem com	Originando	Características principais dos produtos de alteração
Fe	O e OH ₂	“Limonita”	Óxido de ferro hidratado (Fe ₂ O ₃ .nH ₂ O); coloração amarela ou castanha. Insolúvel.
	O	Hematita vermelha	Óxido de ferro (Fe ₂ O ₃); vermelho. Insolúvel.
Silicatos (Al, Si, O)	H ₂ O	Mineral argiloso	(HAlSiO _n). Coloração branca. Insolúvel.
		SiO ₂ solúvel	Sílica em solução.
Quartzo			Grãos de quartzo. Inalterado.
Ca	H ₂ O e CO ₂	CaCO ₃	Material solúvel, lixiviado na forma de bicarbonato.
Mg	H ₂ O e CO ₂	MgCO ₃	Material solúvel, lixiviado na forma de bicarbonato.
Na	H ₂ O	Compostos sódicos	Solúvel em água.
K	H ₂ O	Compostos potássicos	Solúveis em água, em parte adsorvidos pela argila.
S	O e H ₂ O	H ₂ SO ₄	Solúvel em água. Reagente enérgico.

Fonte: Bigarella, Becker e Santos (1994)

3.3. Comportamento geomorfológico de rochas graníticas

As rochas graníticas são compostas predominantemente por cristais de quartzo, de baixa solubilidade; cristais de feldspato, mais solúveis; e cristais micáceos, destacando-se a maior solubilidade da biotita (PENTEADO, 1974). Essa heterogeneidade de minerais se reflete nas características químicas, texturais, estruturais e na densidade e padrão de fraturas (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010), proporcionando diferentes comportamentos morfológicos das rochas graníticas.

Logo, as rochas mais ricas em sílica são menos sensíveis à decomposição química, contudo, rochas ricas em biotita são facilmente alteráveis (PENTEADO, 1974). Nesse contexto, infere-se que rochas graníticas ricas em minerais félsicos são menos solúveis, condicionando o desenvolvimento de feições de fraturamento. Entretanto, rochas graníticas ricas em minerais máficos são de mais fácil alteração, proporcionando o desenvolvimento de feições de dissolução (LOPES, 2018). Porém, não podemos excluir a existência de feições de dissolução nas rochas graníticas de caráter félsico, assim como a ocorrência de feições de fraturamento nas rochas máficas. As rochas graníticas félsicas normalmente sustentam relevos mais elevados, enquanto que as predominantemente máficas condicionam relevos de menor topografia.

As taxas de porosidade e de permeabilidade em rochas graníticas são muito baixas, em razão das fortes ligações entre cristais de quartzo, feldspato e mica. Contudo, se tornam altamente permeáveis em virtude de existência de fraturas, sendo susceptível à ação do intemperismo químico (CAMPBELL, 1997). Nesse contexto, Twidale (1993) destaca que os padrões de fraturamento conduzem o intemperismo e, portanto, a morfologia e o tamanho das formas de relevo granítico em diferentes escalas.

Para Campbell (1997), os organismos, especialmente microorganismos como bactérias, algas e líquens, também afetam significativamente a taxa de meteorização do granito. Conforme o autor, as algas colonizam as superfícies rochosas e penetram entre e dentro dos minerais, combinando alterações físicas e químicas. Os líquens contribuem para o intemperismo bioquímico em ambientes áridos.

3.4. Formas de relevos graníticos

Os corpos graníticos variam em tamanho, forma e posição (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010). Entretanto, podem apresentar semelhanças morfológicas, que podem ser explicadas em termos de estrutura, com o curso e a taxa de intemperismo e erosão, determinados pelas características estruturais da rocha desenvolvidas durante a intrusão do magma (VIDAL ROMANÍ, 2008).

Neste sentido, é importante destacar que os granitos são, geralmente, bastante regulados por zonas de cisalhamento, falhas e sistemas de fraturas com um padrão ortogonal, orientando os processos intempéricos e delimitando os compartimentos do bloco, porém as microfraturas podem ser o fator mais eficaz na massa rochosa (MIGÓN; THOMAS, 2002). À medida que as (micro)fraturas aumentam o acesso das águas subterrâneas para a superfície

vadosa, o intemperismo é acelerado e atua de forma mais eficiente, atacando, preferencialmente, os lados e as arestas dos blocos, proporcionando o arredondamento progressivo do bloco e a aparência multi-convexa típica de muitas paisagens graníticas (MIGÓN; THOMAS, 2002; MIGÓN, 2006e).

Conforme Migón (2006d), não existe uma paisagem granítica “padrão”, existindo muitas macro e microformas que podem ser significativamente diferentes, mesmo quando localizadas próximas uma da outra (TWIDALE, 1982). Entretanto, é importante destacar que nenhuma destas formas de relevo são específicas ao granito, podendo ser desenvolvidas em uma variedade de materiais diferentes e sob condições climáticas variadas (CAMPBELL; TWIDALE, 1995).

Esta pesquisa, então, adotou terminologias atuais e internacionalmente reconhecidas para a identificação e descrição dos relevos graníticos, tendo por base os trabalhos de Migón, (2006a), Twidale (1982, 1993), Campbell e Twidale (1995), Campbell (1997), Romaní e Twidale (1998), Romaní e Temiño (2004), Twidale e Romaní (2005), dentre outros. Com base nesses trabalhos, e apoiado em Maia e Nascimento (2018), Lopes (2018) e Maia et al. (2018), as principais feições graníticas identificadas na área de estudo podem ser divididas em macroformas, associadas ao desenvolvimento de *inselbergs*, e microformas associadas com blocos graníticos (*boulders*, caos de blocos, *tors* e *castle koppies*), com formas de dissolução (*tafoni*, *honeycombs*, caneluras, bacias de dissolução e *flared slopes*) ou de fraturamento (*split rock* e *polygonal cracking*).

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

As etapas metodológicas que guiaram a elaboração do presente trabalho foram levantamentos bibliográficos e geocartográficos; processamento digital e interpretação de produtos de sensoriamento remoto; trabalhos de campo; levantamento e interpretação de dados aerofotogramétricos. A assembleia dessas etapas culminou no presente produto.

4.1. Levantamento bibliográfico

Uma ampla revisão bibliográfica sobre condições geoambientais e gênese e evolução do modelado granítico, assim como as teorias associadas, foi realizada. Para isso, primeiramente, buscou-se literaturas do contexto genético e evolutivo a partir da geotectônica e morfoestrutura regional, associados aos ambientes graníticos, destacando Vauchez et al. (1995), Jardim de Sá (1994), Arthaud (2007), Côrrea et al. (2010), Zincone (2011) e Neves (2012). A partir dos dados anteriores, partiu-se para a compreensão da teoria da etchplanação e evolução do saprólito, salientando Büdel (1982), Vitte (2001, 2005), Salgado (2007), prosseguindo às leituras sobre meteorização e exumação e formas graníticas associadas, apontando Godard (1997), Twidale e Romani (1994), Campbell e Twidale (1995), Campbell (1997), Uña Alvarez (1999), Twidale (2002), Romaní e Temiño (2004), Migoñ (2006), Maia et al. (2015), Maia e Nascimento (2018).

4.2. Obtenção dos dados cartográficos

Adiante, produtos geocartográficos (mapas, arquivos digitais vetoriais, *rasters*, entre outros) foram obtidos para contribuir na geração de dados primários e secundários relacionados ao que foram pontuados acima. Logo, os principais materiais digitais obtidos para a efetivação da pesquisa foram:

- cartas geológicas em formato *shapefile* (.shp), em escalas de 1: 250.000 para as Folhas SA.24 Fortaleza e SB.24 Jaguaribe e 1:100.000 para Folha SB.24-V-B-II Taparuaba, disponibilizadas pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais do Brasil (CPRM).
- arquivos *shapefile* da Geodiversidade do Estado do Ceará, 1:250:000, disponibilizados também pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais do Brasil (CPRM)
- informações referentes a divisão municipal, localidades, sedes, distritos, rodovias, rede de drenagem, corpos d'água em formato *shapefile* (.shp), adquiridas no IBGE (2014);

- mapas de solos e geomorfológico das Folhas SA.24 Fortaleza e SB.24 Jaguaribe em escala 1:250.000, produzidas pelo IBGE (2014) e disponibilizadas na plataforma online do Instituto Nacional de Dados Espaciais (INDE).
- imagens do *Google Earth Pro* (2016), adquiridas de forma gratuita e online;
- imagens orbitais do Shuttle Radar Topography Mission – SRTM disponibilização se deu de forma gratuita na plataforma *Earth Explorer* da *United States Geological Survey* (USGS), como resolução 30 m.
- dados em formato *geotiff* (.tif) referentes a Modelo Digital de Elevação (MDE) - ALOS PALSAR *Radimetric Terrain Corrected* (RTC), com 12,5 m de resolução espacial.

4.3. Processamento digital dos dados geocartográficos

O processamento digital e interpretação de produtos foram produzidos a partir de ambiente SIG, utilizando os *software* ArcGIS, versão 10.1.1 (*ArcMap*), com a licença de uso pertencente ao Laboratório de Cartografia (LABOCART) da Universidade Federal do Ceará (UFC). Também foi utilizado o Quantum GIS (QGIS), versão 2.18.4 disponibilizado gratuitamente pela *Open Source Geospatial Foundation* (OSGeo).

Corroborar-se que o sistema de projeção cartográfica utilizado corresponde ao *Universal Transversal de Mercator* (UTM), tendo como referencial geodésico o Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS 2000), sendo este o *datum* oficial adotado no Brasil. Destaca-se que a área em estudo engloba, do ponto de vista da Geodésia, a zona 24 Sul do sistema de projeção adotado.

Os mapas de localização, declividade e associações de solos foram elaborados em escala 1:100:000, os de geomorfologia e geologia em escala de 1:200.000 de modo que abrangesse regionalmente sua diversidade, em função da restrita área de estudo, e o mapa de trilhas geoturísticas em escala de 1:8.000 para que houvesse uma melhor visualização do ambiente em função do percurso traçado.

4.4. Atividades de campo

Os trabalhos de campo e reconhecimento almejavam a identificação e caracterização das formas de relevo em escala de detalhe. Foi utilizado a câmera digital Nikon Coolpix W300 para registros fotográficos.

Foi utilizado o GPS Garmin Summit para o mapeamento das trilhas através da gravação dos trajetos e para a marcação de coordenadas dos pontos selecionados para a respectiva trilha. Foi utilizado como suporte o aplicativo gratuitos de celular Geo Tracker que também grava os percursos percorridos, podendo depois enviar os dados em formatos KML.

Em também prosseguiu a etapa de levantamento e interpretação de dados aerofotogramétricos foi realizada a partir do uso de um Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) para aquisição de imagens aéreas da Pedra da Andorinha em alta resolução espacial. O equipamento empregado foi o drone *Phanton 4*.

4.5. Análise de laboratório

As amostras de solo coletadas no Vale da Andorinha foram coletas à 10 cm de profundidade, no período seco (em novembro), com auxílio do martelo pedológico e do trado foram analisadas para obter teores de acidez, através do teste “pH em água”. Os procedimentos foram realizados no Laboratório de Manejo de Solos, do Departamento de Ciência dos Solos (UFC), sob supervisão de uma técnica laboratorial. Trata-se de uma “medição da concentração efetiva de íons H⁺ na solução do solo, por meio de eletrodo combinado, imerso em suspensão água/solo na proporção de 1:2,5” (MENDES; MATOS, 2009).

O procedimento consiste em:

- colocar 10 cm³ de TSFA em copo de plástico, numerado, de 100 ml;
- adicionar 25 ml de água destilada ou deionizada;
- agitar a mistura com bastão individual e deixar em repouso por uma hora;
- agitar novamente cada mistura com bastão de vidro, mergulhar o eletrodo na suspensão homogeneizada e efetuar a leitura do pH.

5. ASPECTOS GEOAMBIENTAIS

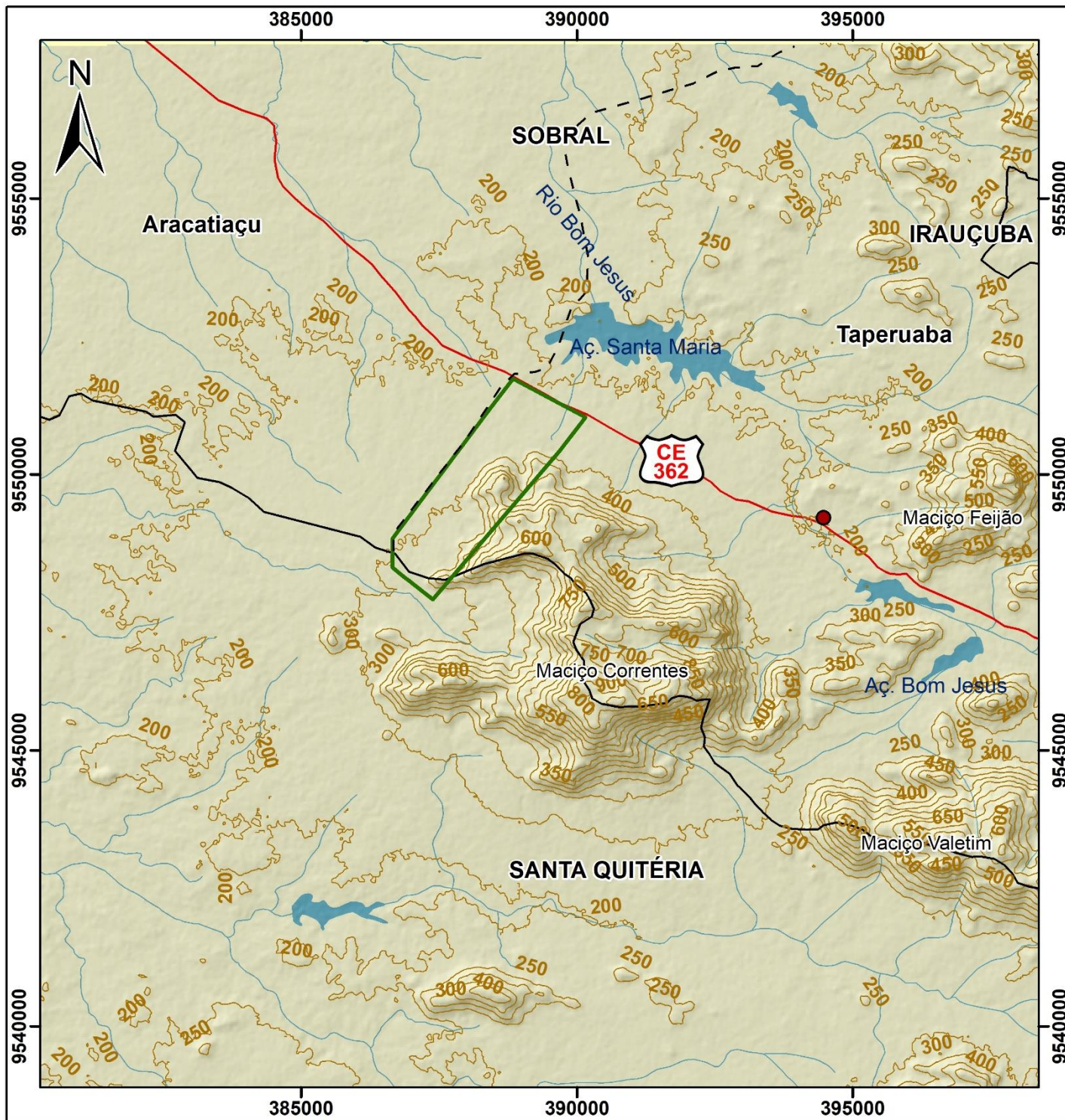
A Unidade de Conservação de Proteção Integral Refúgio da Vida Silvestre (REVIS) Pedra da Andorinha possui cerca de 5,7 km² e localiza-se no município de Sobral, mais precisamente no distrito de Taperuaba (Mapa 1), distando 70 km da sede municipal. Partindo de Fortaleza, os principais acessos à área de estudo são através das rodovias CE-020/CE-362, distando cerca de 206 km da capital do estado.

Foi criada legalmente pelo governo municipal de Sobral pelo Decreto n° 1.252 de 10 de agosto de 2010 e é gerenciada pela Autarquia Municipal de Meio Ambiente. Porém, é visível no Mapa 1 que uma pequena porção da REVIS se encontra no município de Santa Quitéria, podendo talvez gerar problemas futuros, ou sendo necessário ser elevada a Unidade de Conservação de âmbito estadual.

Configura-se como Unidade de Proteção Integral, sendo uma categoria denominada de Refúgio de Vida Silvestre, pois seu objetivo é preservar a natureza, admitindo apenas o uso indireto dos seus recursos naturais (BRASIL, 2006). O intuito da criação dessa UC foi a preservação de cerca de 14 tipos de andorinhas migratórias que se refugiam nessa feição no verão, em sua jornada ao sul no inverno, rumo a Patagônia. Estas abrigam-se nas feições graníticas presentes na área, principalmente no entorno do *inselberg*, que recebeu o nome Pedra da Andorinha em função desse fenômeno.

A área assenta-se sobre a Província Borborema (PB), pré-cambriana, caracterizada por dobramentos e plutonismo granítico (FETTER et al., 2000) oriundos da orogênese brasileira (ARTHAUD, 2007). Em outra escala, está inserida sobre um dos Domínios Morfotectônicos da PB, correspondendo ao Domínio Ceará Central (DCC), limitado pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliiano) e pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (BRITO NEVES, et al. 2000).

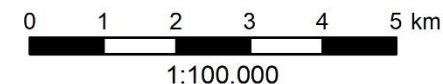
Especificamente, o DCC se subdivide em quatro Unidades Geotectônicas, estando a REVIS Pedra da Andorinha sobre o Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Mapa 2), uma ampla suíte intrusiva originada em um ambiente de arco continental através de diversos episódios magmáticos durante o ciclo orogênético neoproterozóico (FETTER et al., 2003; ARTHAUD, 2007; ARAÚJO et al., 2012a), configurando o maior arranjo granitóide do DCC. Sua litologia, forma geral, é predominantemente cristalina, correspondendo a uma associação de granitoides isotrópicos (RODRIGUES, 2018) e metatexíticos a diatexíticos de composição diorítica a granítica (GOMES, 2006; ZINCONI, 2011). Segundo Castro *et al.* (2014), a idade dessas litologias é neoproterozóica, do período edicariano (630-600 M.a.).



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

FEIÇÕES DO RELEVO GRANÍTICO DO
 REFÚGIO DE VIDESTRE PEDRA DA ANDORINHA, SOBRAL – CEARÁ:
 CLASSIFICAÇÃO E POTENCIALIDADES GEOTURÍSTICAS

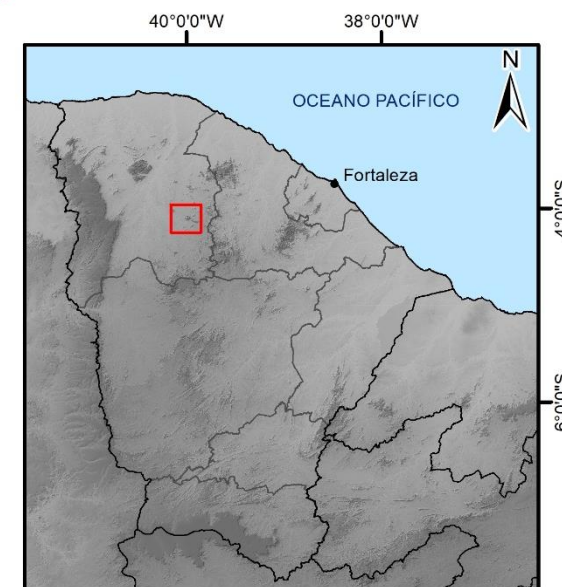
Hudson Silva Rocha
Orientador: Rubson Pinheiro Maia



Mapa 1 - Localização

Convenções

- | | | | |
|--|----------------------------------|--|-----------------------|
| | Limite municipal | | Rodovia estadual |
| | Limite distrital | | Curso d'água |
| | Limite da Unidade de Conservação | | Espelho d'água |
| | Sede distrital | | Curva de nível (50 m) |



IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Malhas municipais. Escala: 1:500.000. IBGE, 2017
 USGS - United States Geological Survey. Shuttle Radar Mission Topography - SRTM (Res.: 30 m). USGS, 2018
 Prefeitura Municipal de Sobral. Unidade de Conservação de Proteção Integral Refúgio da Vida Silvestre Pedra da Andorinha. Escala: 1:100. Sobral, 2013.
 Sistema de projeção: Universal Transversa de Mercator - UTM
 Datum: Sirgas 2000 - Zona 24S

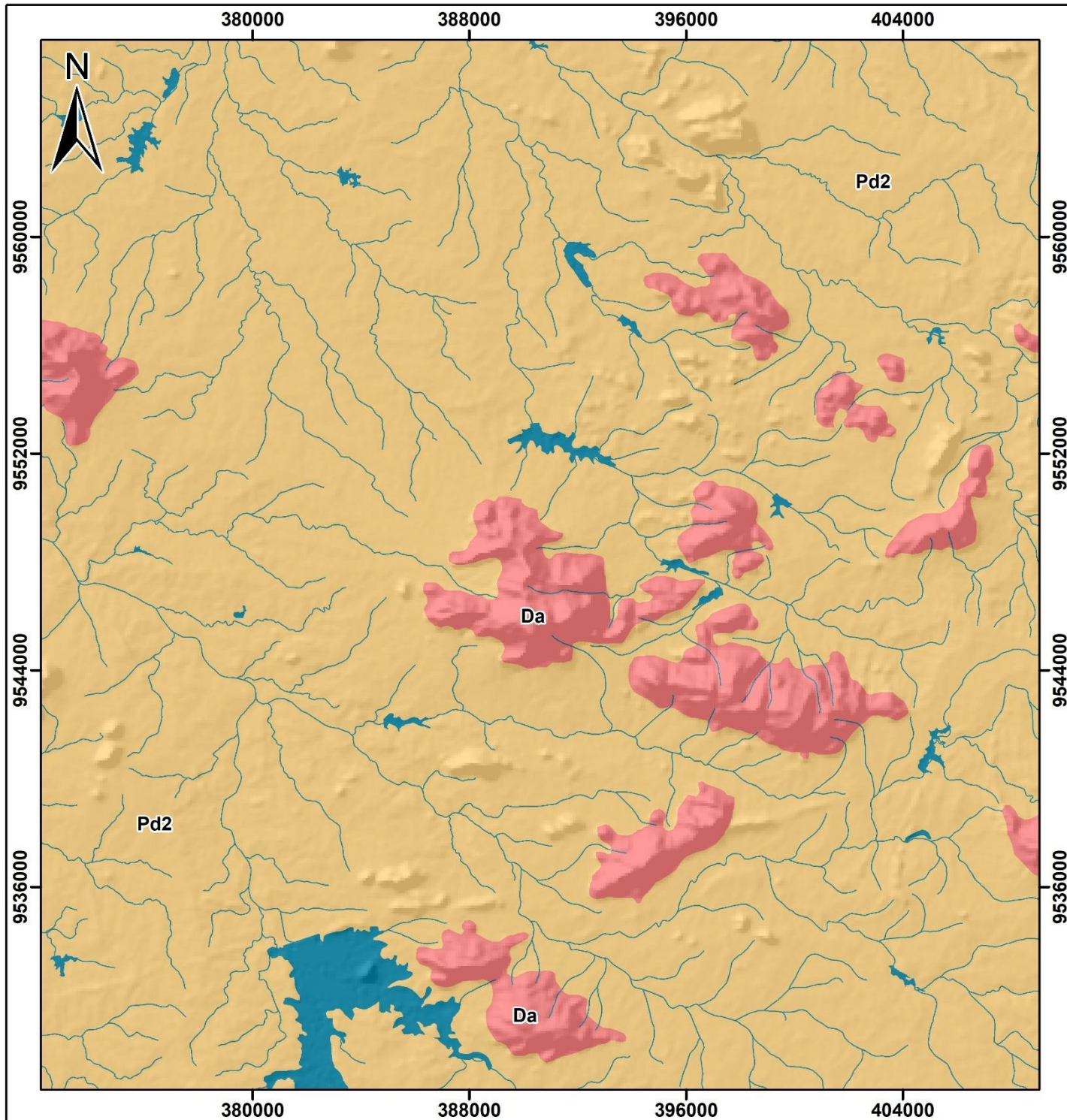
Conforme Rodrigues (2018), a geomorfologia no entorno do distrito de Taparuaba compreende um conjunto de maciços, cristas e inselbergs dispostos em sentido NW-SE, destacando-se o maciço Correntes (onde está inclusaparte da área de estudo), do Feijão e do Valentim, onde predominam processos atuais morfogenéticos, sem desconsiderar a importância do intemperismo químico mesmo em menor intensidade. Estes se estendem em uma superfície erosiva, amplamente dissecada, com uma média altimétrica com cerca de 800 m, com o nível de base local a 130 m (Mapa 3) e declives acentuados (Figura 4, Mapa 4). Para Claudino-Sales (2016) esses relevos compõem o domínio das “superfícies de aplainamento com relevos residuais” do Ceará.

A declividade, expressa pela diferença litológica, se comporta topograficamente, gerando relevos distintos, em função do grau de resistência oferecida pelas rochas. A declividade também condiciona a morfogênese da área, uma vez que impossibilita a formação de solos, já que a gravidade atua no transporte de qualquer material friável gerado por meteorização, expondo a rocha praticamente nua. Em alguns setores mais elevados do Maciço Correntes, ocorrem a formação de platôs que permite a formação de um solo incipiente, restritos apenas ao acúmulo do material intemperizado da rocha granítica.

Figura 4 – Setor setentrional do Maciço Correntes com vista para a extensa superfície de aplainamento do entorno, podendo ser visualizado o inselberg Pedra da Andorinha no centro da foto.



Fonte: Acervo do autor (2018)

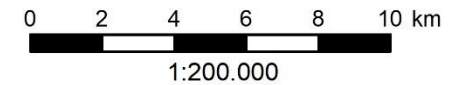


UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
MESTRADO EM GEOGRAFIA

FEIÇÕES DO RELEVO GRANÍTICO DO
 REFÚGIO DE VIDÉSTRE PEDRA DA ANDORINHA, SOBRAL – CEARÁ:
 CLASSIFICAÇÃO E POTENCIALIDADES GEOTURÍSTICAS

Hudson Silva Rocha

Orientador: Rubson Pinheiro Maia



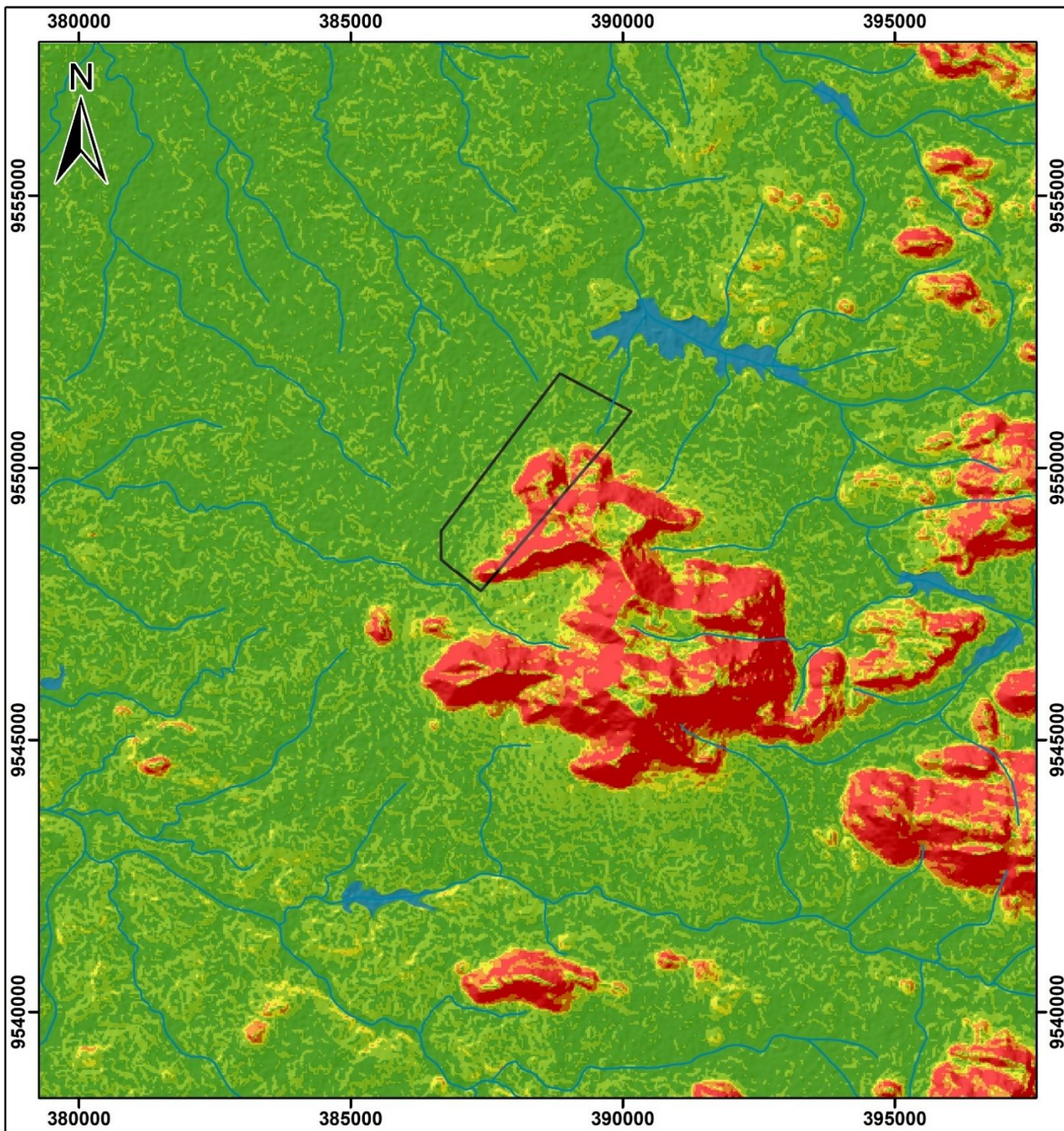
Mapa 3 - Geomorfologia

Convenções

- Limite da Unidade de Conservação
- Cursos d'água
- Espelhos d'água

LEGENDA	UNIDADE GEOMORFOLÓGICA	MODELADO	FORMA
Pd2	SUPERFÍCIE DE APLAINAMENTO	Aplainamento	Superfície pediplanada parcialmente dissecada
Da	MACIÇOS ESTRUTURAIS/ RESIDUAIS	Denudação	Inselbergs e cristas

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
 Mapa Geomorfológico da Folha SA.24 Fortaleza. Escala: 1:250.000. IBGE, 2014
 IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
 Mapa Geomorfológico da Folha SB.24 Jaguaribe. Escala: 1:250.000. IBGE, 2014
 MAIA, R. P.; COSTA, L. R. F.; BARRETO, L. L. Geomorfologia do Nordeste Setentrional.
 1:1.000.000. LAGECO, 2017.
 USGS - United States Geological Survey. Shuttle Radar Mission Topography - SRTM
 (Res.: 30 m). USGS, 2018
 Prefeitura Municipal de Sobral. Unidade de Conservação de Proteção Integral
 Refúgio da Vida Silvestre Pedra da Andorinha. Escala: 1:100. Sobral, 2013.
 Sistema de projeção: Universal Transversa de Mercator - UTM
 Datum: Sirgas 2000 - Zona 24S

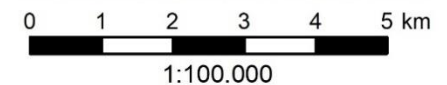


UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CENTRO DE CIÊNCIAS
 DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
 PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
 MESTRADO EM GEOGRAFIA

FEIÇÕES DO RELEVO GRANÍTICO DO
 REFÚGIO DE VIDESTRE PEDRA DA ANDORINHA, SOBRAL – CEARÁ:
 CLASSIFICAÇÃO E POTENCIALIDADES GEOTURÍSTICAS

Hudson Silva Rocha

Orientador: Rubson Pinheiro Maia



Mapa 4 - Declividade

Convenções

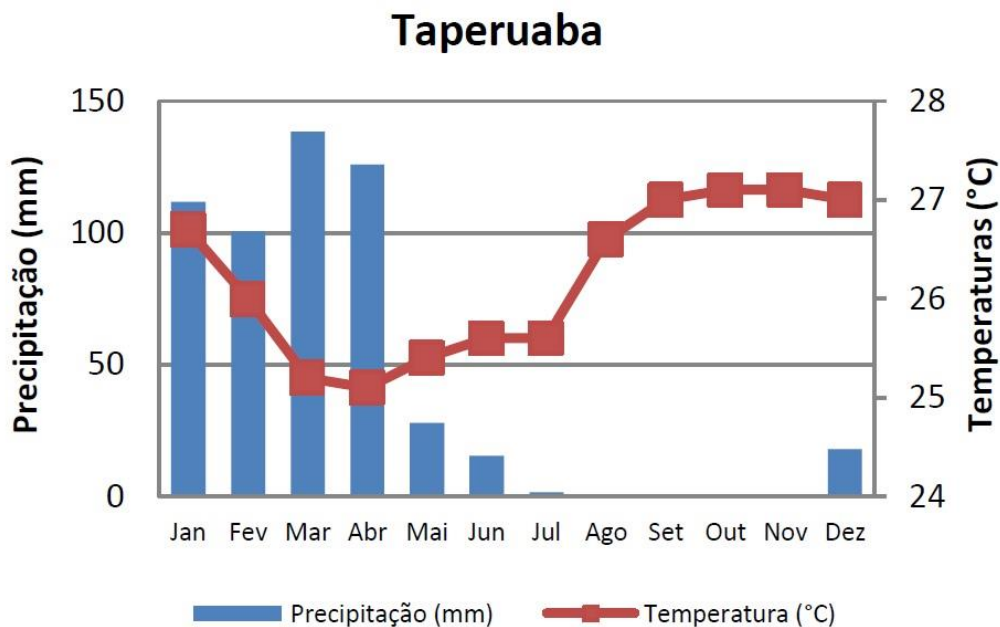
- Limite da Unidade de Conservação
- Rios e riachos
- Espelhos d'água

Legenda	Declividade	Categorias Hierárquicas
	0 – 6 %	Muito Fraca
	6 – 12 %	Fraca
	12 – 20 %	Média
	20 – 30 %	Forte
	> 30 %	Muito Forte

USGS - United States Geological Survey.
 Shuttle Radar Mission Topography SRTM (Res.: 30 m). USGS, 2018
 Prefeitura Municipal de Sobral. Unidade de Conservação de Proteção Integral
 Refúgio da Vida Silvestre Pedra da Andorinha. Escala: 1:100. Sobral, 2013.
 Sistema de projeção: Universal Transversa de Mercator - UTM
 Datum: Sirgas 2000 - Zona 24S

A área apresenta clima quente e semiárido - Bsw'h' segundo a classificação de Köppen (1936), com estação chuvosa concentrada nos cinco primeiros meses do ano e seca acentuada, entre 7 a 8 meses de deficiência hídrica, intensificada no segundo semestre do ano (MILEN; CARACRISTI; MONTELES, 2016; RODRIGUES, 2016). A pluviosidade é irregular espacial e temporalmente, com uma média anual 539,7 mm, e a temperatura é elevada durante o ano todo, com médias térmicas de 26° C, dados esses coletados no intervalo de 10 anos (1999 a 2008) (RODRIGUES, 2016) (Figura 5). Isso resulta da proximidade com a região equatorial.

Figura 5 - Médias mensais de pluviosidade e de temperaturas de 1999 a 2008 para o distrito de Taperuaba.



Fonte: FUNCEME (1999-2008). Elaborado por Rodrigues (2016).

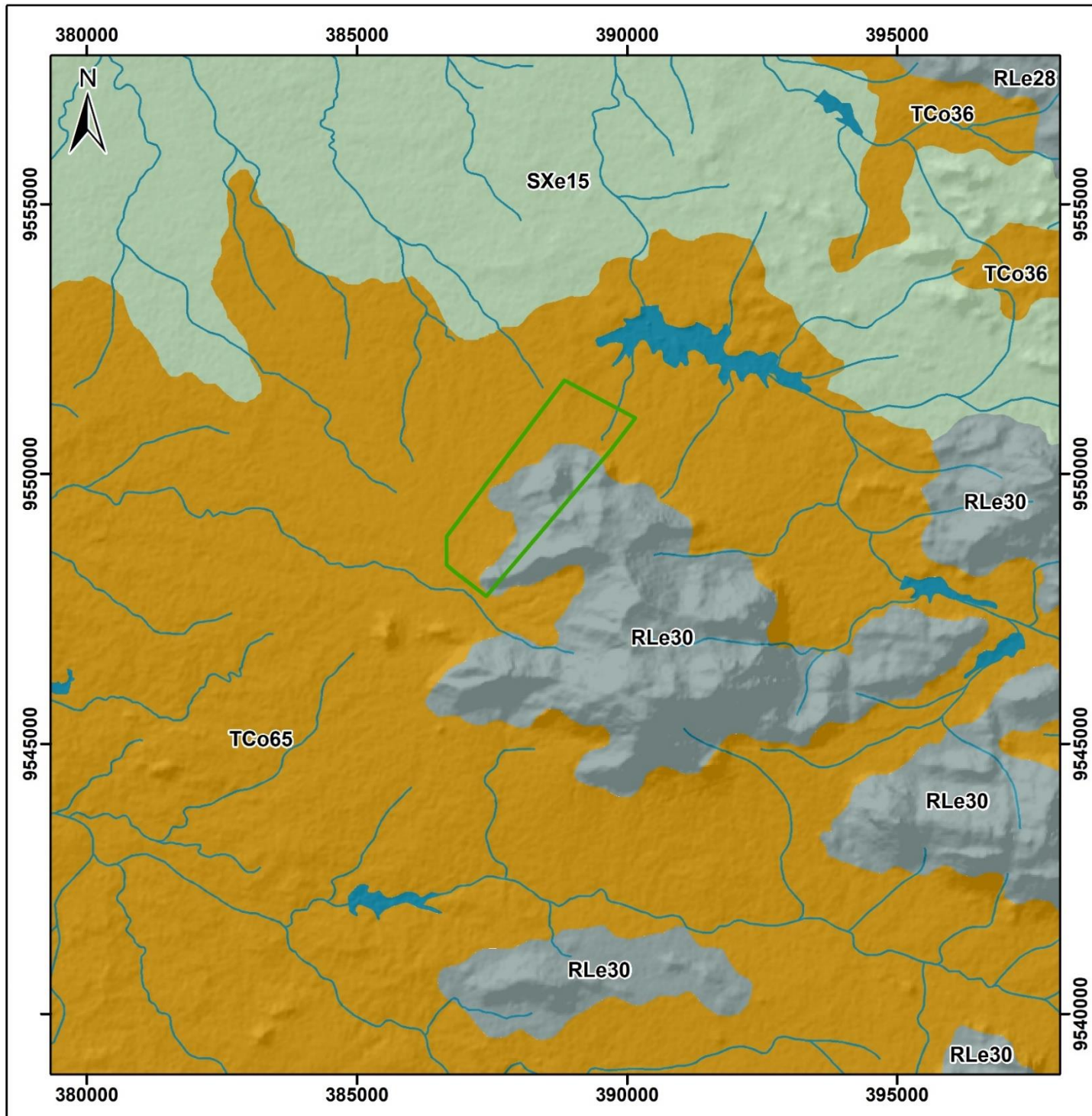
Desta maneira, tal configuração climática está vinculada à atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), pelas massas de ar Equatorial Norte (quente e seca), Atlântica e Continental (quentes e úmidas) e com predomínio dos ventos alísios de nordeste (FERREIRA; MELLO, 2005; ZANELLA, 2014).

Esses terrenos são drenados pelas bacias do Litoral e Acaraú. Caracterizam-se por um escoamento intermitente sazonal, de sentido S-N, em um padrão predominantemente dendrítico com elevada densidade, sendo o rio Groaíras o principal rio verificado na região (RODRIGUES, 2018). As águas subterrâneas são de pouca expressividade, com baixa potencialidade de uso, devido à preponderância de rochas cristalinas, destacando-se a

existência de poços profundos, que ocorre sobre rochas cristalinas por aquíferos fissurais (RODRIGUES, 2016). No interior da REVIS, os recursos hídricos aparecem como pequenos cursos d'água intermitentes, por não apresentarem água em seu leito durante todo ano, sendo abastecidos pelas águas pluviais da quadra chuvosa. São canais de primeira ordem.

Os solos da REVIS ocorrem em uma associação de Neossolos Litólicos com Luvisolos Crômicos, com relevantes afloramentos rochosos (EMBRAPA, 2006) (Mapa 5). A presença dos canais efêmeros propiciam o acúmulo de sedimentos carregados em suas adjacências. Tais solos são rasos, pedregosos, eutróficos, suas texturas são areno-argilosa e possuem, geralmente, horizontes A e C ou A e CR.

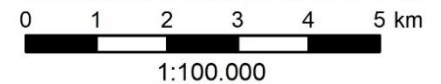
A vegetação da referida área é a caatinga arbustiva aberta secundária, a qual é caducifólia, seus arbustos possuem cerca de dois a três metros de altura e possui manchas da caatinga hiperxerófila, composta por espécies pioneiras e resistentes a escassez hídrica e solos rasos (mandacaru, xique-xique, jurema preta, juazeiro, malva, macambira e outros) (CEARÁ, 1997; MILEN; CARACRISTI; MONTELES, 2016). Vale destacar a ocorrência de gameleiras e de uma barriguda, em função dos nichos de umidades condicionados pelo interior dos aglomerados de blocos graníticos e das fraturas bem desenvolvidas. No geral, nas imediações da Pedra da Andorinha, a vegetação encontra-se mais preservada e com maior porte, em virtude da umidade mais acentuada no entorno do maciço Correntes, principalmente no período chuvoso.



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

FEIÇÕES DO RELEVO GRANÍTICO DO
REFÚGIO DE VIDESTRE PEDRA DA ANDORINHA, SOBRAL – CEARÁ:
CLASSIFICAÇÃO E POTENCIALIDADES GEOTURÍSTICAS

Hudson Silva Rocha
Orientador: Rubens Pinheiro Maia



Mapa 5 - Associações de solos

Convenções

- Limite da Unidade de Conservação
- Cursos d'água
- Espelhos d'água

Legenda	Classe de solos	Associações
	NEOSSOLO LITÓLICO	RLe28 – Neossolo Litólico Eutrófico típico + Afloramento de rochas RLe30 – Neossolo Litólico Eutrófico típico + Afloramento de rochas não erodido
	LUVISSOLO CRÔMICO	TCo36 – Luvissole Crômico Órtico típico+ Neossolo Litólico Eutrófico típico TCo65 – Luvissole Crômico Órtico vertissólico + Neossolo Litólico Eutrófico típico
	PLANOSSOLO HÁPLICO	SXe15 – Planossolo Háplico Eutrófico solódico + Planossolo Nátrico Órtico típico + Neossolo Litólico Eutrófico Típico

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
Mapa de Solos da Folha SB.24 Jaguaribe. Escala: 1:250.000. IBGE, 2014
USGS - United States Geological Survey.
Shuttle Radar Mission Topography SRTM (Res.: 30 m). USGS, 2018
Prefeitura Municipal de Sobral, Unidade de Conservação de Proteção Integral Refúgio da Vida Silvestre Pedra da Andorinha. Escala: 1:100. Sobral, 2013.
Sistema de projeção: Universal Transversa de Mercator - UTM
Datum: Sirgas 2000 - Zona 24S

6. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA

Muitos foram os processos que ocorreram para a referida área de estudo atingir a atual configuração geológica e geomorfológica, desde episódios de abertura de oceanos e fechamentos dos mesmos, com colisões tectônicas, a intensos processos de metamorfismo e intrusões plutônicas. Tais eventos são necessários para a compreensão da composição, evolução e estruturação litológica e suas interrelações com o modelado granítico presente no REVIS Pedra da Andorinha.

6.1. Província Borborema

A REVIS está inserida na Província Borborema, um cinturão orogênico oriundo da convergência dos crátons Amazônico, São Francisco/Congo e São Luís/Oeste Africano, com terrenos dobrados, deformados e amalgamados no ciclo orogênico neoproterozoico denominado Brasileiro/Panafricano (Orogênese Brasileira), responsável pela formação do supercontinente Gondwana (FETTER et al., 2003; SANTOS; BRITO NEVES, 1984).

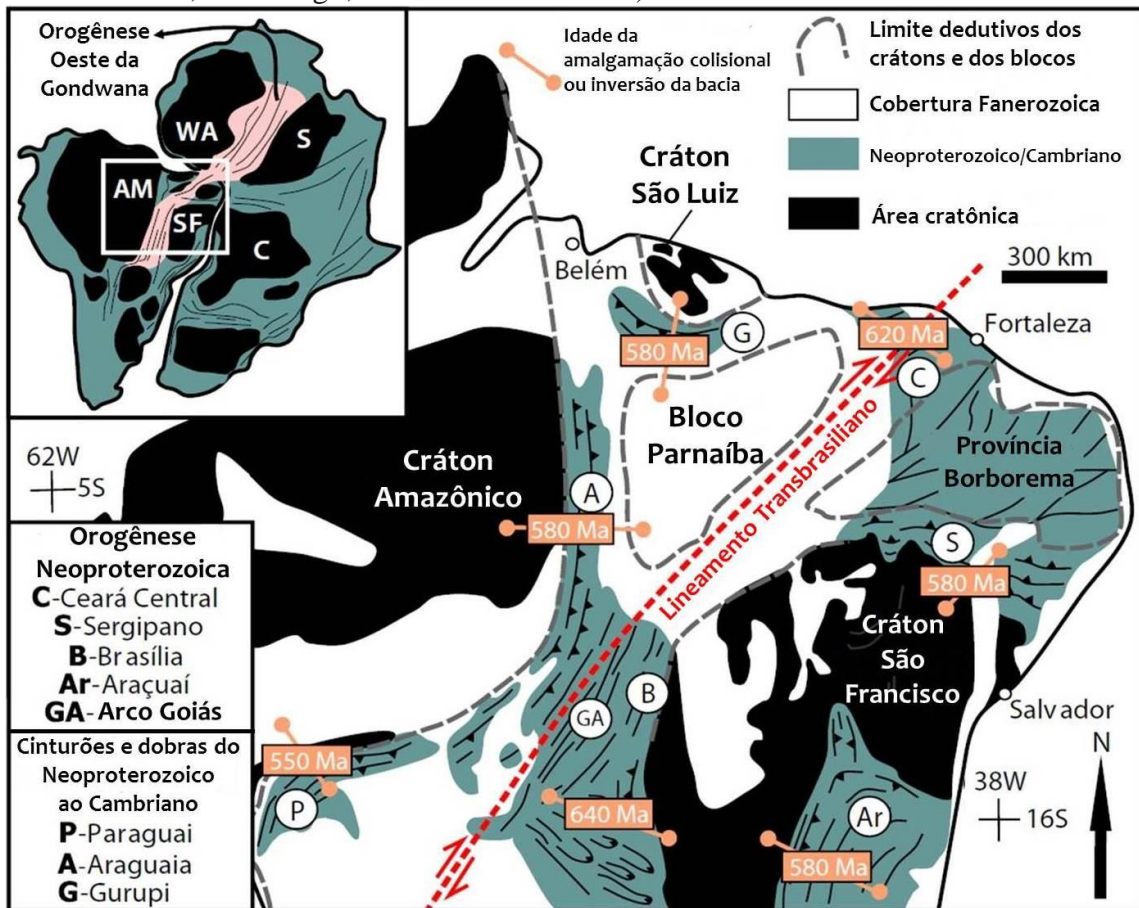
Esse episódio que influenciou a composição geológica da Província Borborema setentrional coincide com uma subducção crustal envolvendo antigas províncias tectônicas e o Oceano Góias-Faurasiano (FETTER et al., 2003). O progresso desta convergência resultou no fechamento do paleo-oceano apresentado e em uma colisão continental entre os crátons Amazônico/Oeste Africano, São Francisco-Congo e o metacráton Saara, alinhada ao longo do Lineamento Transbrasileiro-Kandi (CABY; ARTHAUD, 1986; KRONER; CORDANI, 2003).

Esta colisão predispôs o desenvolvimento dos principais terrenos à oeste do supercontinente Gondwana, que correspondem a uma importante porção da Província Borborema setentrional (ARAÚJO et al., 2014). A completa subducção da litosfera continental provocou o espessamento crustal acompanhado da formação de patamares (*nappes*) sobrepostas que afetaram os limites convergentes, além de ser responsável pela origem de diversos falhamentos (ARTHAUD, 2007).

Resumidamente, evidenciam-se dois episódios: os cavalgamentos das *nappes* (CABY; ARTHAUD, 1986), num regime compressivo, entre 650 – 610 Ma; e a estruturação de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes NNE–SSW entre 590 – 530 Ma (NEVES; VAUCHEZ; ARCHANJO, 1995).

Desse modo, a Orogênese Brasileira foi responsável pelo arcabouço tectonoestrutural final da Província Borborema e pelo complexo sistema de zonas de cisalhamento entrelaçadas (Figura 6), que se associaram a um grande volume de magmatismo fissural (BRITO NEVES, 2003; HASUI, 2012). Logo, ela representa o mais importante dos eventos de aglomeração continental do Brasil (CLAUDINO-SALES, 2002; CLAUDINO-SALES; PEULVAST, 2007), provocando um considerável espessamento crustal, de direção NE-SW (ARTHAUD, 2007).

Figura 6 - Posições dos crátons, blocos, Orogênese Brasileira e cinturões e dobras neoproterozoicos-cambrianos no Brasil (AM – Amazônia; WA – África Ocidental; SF – São Francisco; C – Congo; S – Metacrátón Saara).

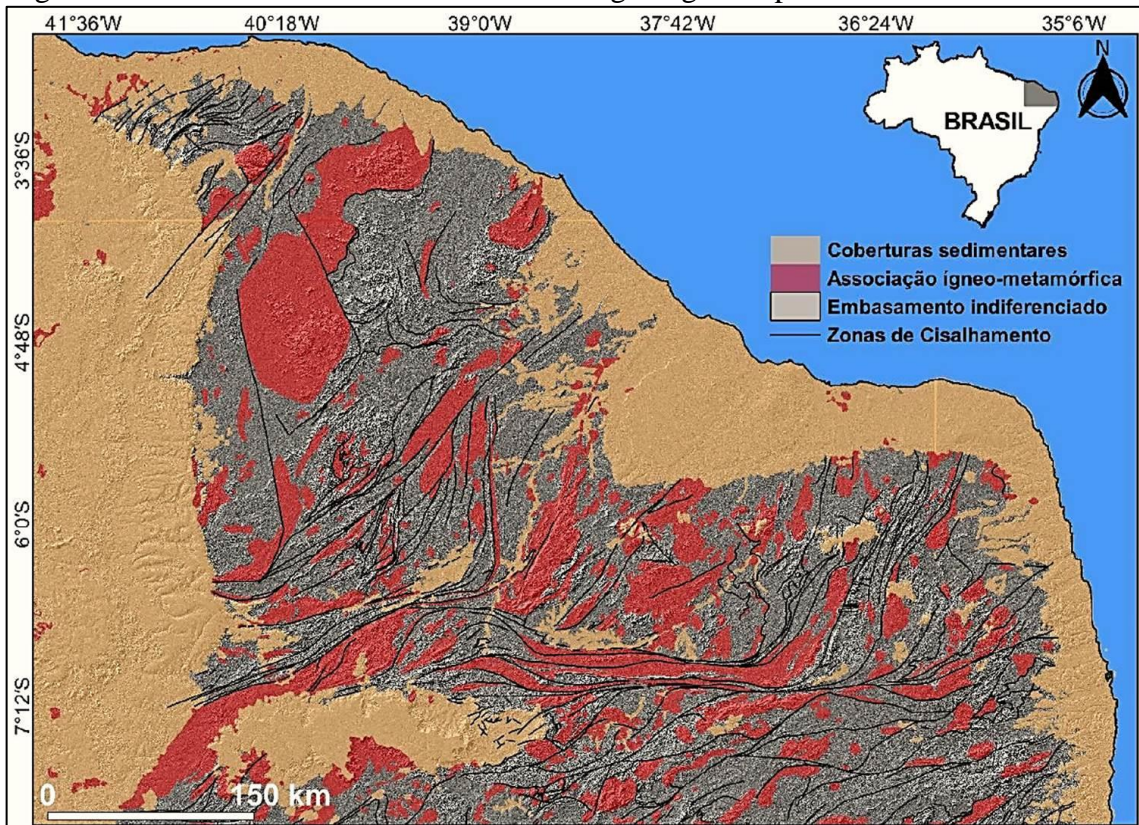


Fonte: Adaptado de Araújo et al. (2014)

Localizada no nordeste oriental do Brasil, a Província Borborema possui uma área de aproximadamente 450000 km², com uma área que parte do norte da Bahia e do sudoeste do Piauí e vai até o noroeste do Ceará (ALMEIDA *et al.* 1977). Angelim *et al.* (2003) e Santos *et al.* (2009) dividem, respectivamente, essa província em três subprovíncias regionais delimitadas por extensas zonas de cisalhamento (ZC):

- i) Subprovíncia Externa ou Meridional ou Zona Meridional, correspondente a terrenos ao sul do Lineamento Pernambucano;
- ii) Subprovíncia da Zona Transversal/Central ou Zona Transversal, que compreende litologias entre o Lineamento de Patos e o Lineamento Pernambucano;
- iii) Subprovíncia Setentrional ou Zona Setentrional, perfazendo áreas ao norte do Lineamento de Patos, onde insere-se objeto de estudo (Figura 7).

Figura 7 - Província Borborema Setentrional e geologia simplificada.



Fonte: Rodrigues (2018)

Durante a Orogênese Brasileira, inúmeros corpos graníticos intrudiram na crosta continental, evidenciando o clímax do evento orogenético e magmático (MAGINI; HACKSPACHER, 2008). Adentro, ocorreram na crosta continental intrusões de inúmeros corpos graníticos (MAIA et al., 2015), bem como metamorfismo de rochas mais antigas, incluindo àqueles presentes nas bacias sedimentares da região.

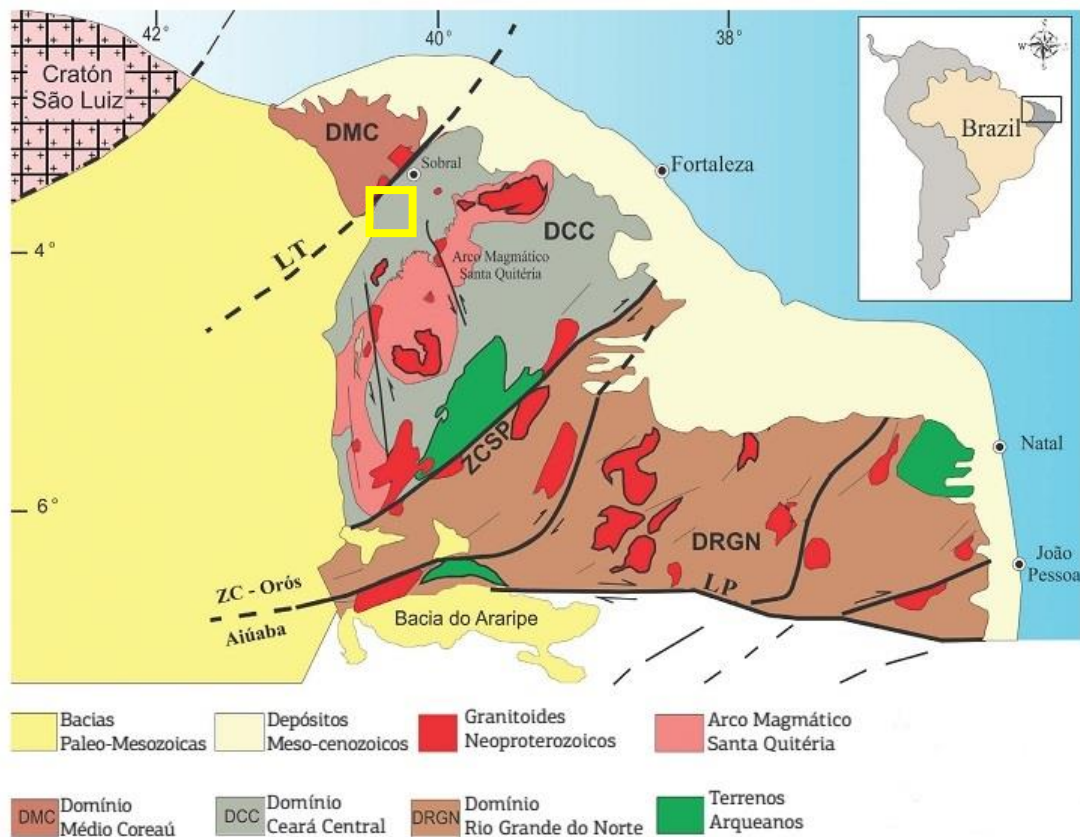
No Mesozoico, a partir do Triássico Superior (~230 Ma), iniciaram-se os processos responsáveis pela fragmentação do megacontinente Pangea, levando à formação do oceano Atlântico, à individualização da Placa Sul Americana como um continente e à formação da margem continental do Estado do Ceará e do Nordeste do Brasil (CLAUDINO-SALES; PEULVAST, 2007).

A configuração herdada desses eventos induziu o modelado da megageomorfologia da Província Borborema, uma vez que o relevo derivado demonstra padrões de dissecação orientados conforme zonas de cisalhamento regionais (MAIA; BEZERRA, 2014).

6.2. Domínio Ceará Central

A Subprovíncia Setentrional da Borborema é subdividida em três domínios (Figura 8): Domínio Rio Grande do Norte (DTRGN), situado entre os lineamentos de Senador Pompeu e Patos; Domínio Ceará Central (DCC), limitado pela ZC Senador Pompeu e pelo Lineamento Transbrasiliano (Sobral-Pedro II); e o Domínio Médio Coreau (DMC), localizado ao norte do Lineamento Transbrasiliano e ao sul da margem retrabalhada do Cratón São Luiz (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000). O objeto de estudo está localizado no DCC.

Figura 8 – Domínios geológicos da Província Borborema Setentrional, com principais zonas de cisalhamento (LT – Lineamento Transbrasiliano; ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; LP – Lineamento Patos) e indicação da área de estudo no polígono amarelo.



Fonte: Adaptado de Parente et al. (2015)

O DCC compreende uma série de segmentos crustais de idade arqueana e proterozoica, constituindo a mais extensa unidade geotectônica da região noroeste da Província Borborema, refletida em vários episódios de acreção crustal por atividades magmáticas e de eventos metamórficos deformacionais (GOMES, 2006). É produto, portanto, de uma longa e complexa história geológica iniciada no Arqueano, entretanto, sua configuração geotectônica atual foi adquirida no Ciclo Pan-Africano/Brasiliano.

Nesse contexto, ocorreu no Domínio Ceará Central uma série de magmatismos, que repercutiram numa sequência de quatro principais atividades, nas seguintes datas: 650 – 610 Ma; 590 – 560 Ma; 540 – 520 Ma; 490 – 460 Ma (COSTA et al., 2013).

Entre as principais feições geológicas do Domínio Ceará Central da Província Borborema destacam-se o Complexo Magmático Tamboril-Santa Quitéria, uma vasta área de origem plutônica neoproterozoica, onde especificamente está disposta a REVIS.

Geomorfologicamente, o DCC corresponde a um conjunto de depressões e maciços cristalinos com as maiores cotas altimétricas do estado do Ceará, variando entre 200 a 1100 m de elevação (RODRIGUES, 2018). Fetter et al. (2000) seccionam este domínio em quatro unidades geotectônicas:

- i) o Embasamento Arqueano, representado por ortognaisses, gnaisses, granodioritos e tonalitos;
- ii) Terrenos acressionários do paleoproterozóico, compostos por rochas metassedimentares, quartzitos basais, seguidos de xistos, orto e paragnaisses, além de carbonatos;
- iii) Coberturas neoproterozóicas compreendendo um arranjo litoestratigráfico de rochas psamítico-pelítico-carbonáticas;
- iv) Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ), composto por um amplo arco magmático com uma associação de rochas ígneo-migmatizadas, de composição tonalítica a granodiorítica (onde a REVIS está inclusa);
- v) Um conjunto de corpos granitóides tardi a pós-colisionais e sin-trasncorrência, além de massas graníticas anarogênicas.

6.3. Complexo Tamboril-Santa Quitéria

A Província Borborema é caracterizada por um amplo e volumoso plutonismo granítico correlato à orogenia brasileira e amalgamação de Gondwana Ocidental. O magmatismo relacionado a esta orogenia possui diferentes intervalos temporais que devem ser

compreendidos em conjunto com a evolução estrutural, petrológica, isotópica e tectônica (ZINCONE, 2010).

O Complexo Tamboril Santa Quitéria representa uma associação anatética-ígnea (Figura 9), caracterizada por uma série de pulsos magmáticos que ocorreram aproximadamente no intervalo entre 610 a 650 Ma, configurando-se como uma das maiores manifestações plutônicas neoproterozoicas da porção norte da Província Borborema (COSTA et al., 2013) e o maior arranjo granitoide do Domínio Ceará Central (DCC) (RODRIGUES, 2018) (Figura 14). Alinhado a NE-SW e cobrindo uma área de cerca de 40.000 km² do DCC, este complexo teve seu desenvolvimento durante o clímax da orogênese colisional Neoproterozóica na Província Borborema (ARAÚJO et al., 2012), resultante do processo orogênético da porção oeste do Gondwana, entre 880 a 600 Ma, com o fechamento do oceano Góias-Faurasiano (ARAÚJO et al., 2014).

Desse modo, sua evolução ocorreu em ambiente intraoceânico para continental, resultando na geração de granitos sin a pós-colisionais (SANTOS et al., 2009).

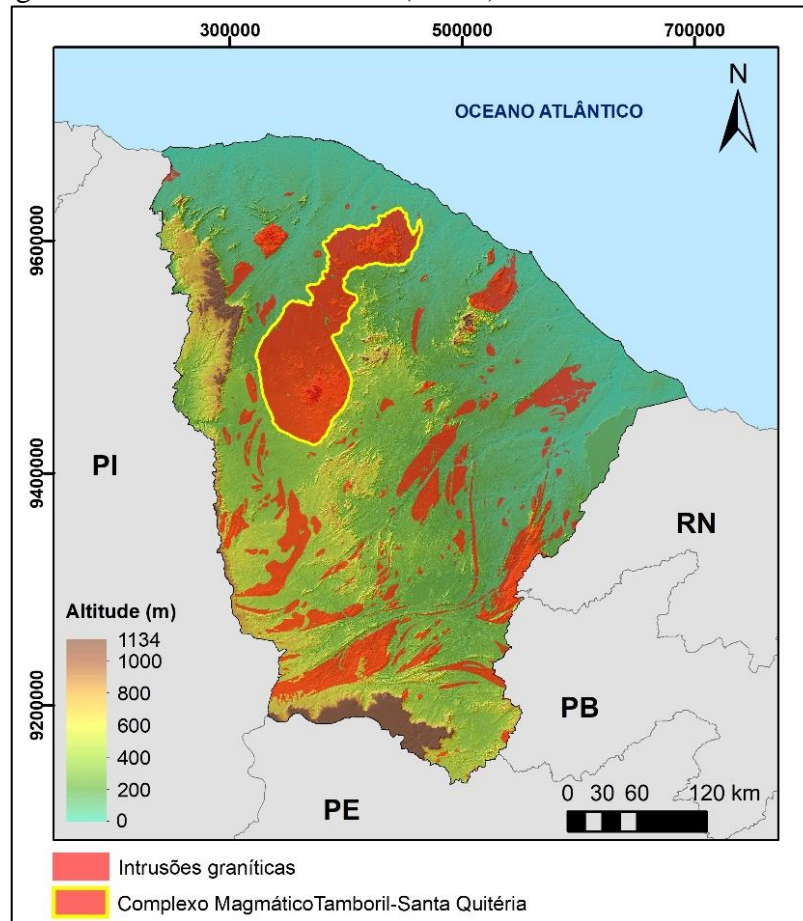
Fetter et al. (2003) definem que os protólitos desta unidade foram gerados em ambiente de arco magmático continental com dados isotópicos que apontam as rochas metaplutônicas com mistura de magmas juvenis neoproterozóicos com gnaisses paleoproterozóicos do entorno. Tais granitos representam os últimos estágios de deformação do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, caracterizado pelo aumento progressivo da participação crustal, sobretudo por refusão do material magmático mais precoce.

Portanto, o referido é composto por vários corpos graníticos, possuindo composição de sienogranitos a quartzo monzodioritos com diferentes intensidades de migmatização e deformação, cujos contatos com as rochas supracrustais paleo e neoproterozoicas são tectônicos (SANTOS et al., 2009), caracterizando-se por extensas e contínuas zonas de cisalhamento dúcteis e de baixo ângulo (SOUZA FILHO, 2000).

Em relação a região de Taparuaba, a principal fase magmática ocorreu entre 620 e 600 Ma, em um estágio tardi-colisional, representado por granitóides equigranulares a porfíricos de cor rosa, diatexitos anatéticos e migmatitos de injeção, associados a biotita-gnaisses anfíbolitos e hornblenda-biotita gnaisses (ZINCONE, 2011).

Além destes litotipos neoproterozóicos, há o registro de diversos corpos intrusivos pós-colisionais, evidenciando fases distintas de magmatismos anarogénéticos na região de Taparuaba (CASTRO, 2004; GOMES, 2006).

Figura 9 – Complexo Tamboril-Santa Quitéria e intrusões graníticas no estado do Ceará (Brasil).



Fonte: Elaborado pelo autor (2018)

A distribuição destas unidades litológicas no entorno de Taperuaba é nitidamente expressa na geomorfologia local. Os maciços da região representam núcleos granítico-diatexíticos, intercalados por planícies fluviais estreitas recobertas por depósitos aluviais cenozóicos, estando circunscritos em uma superfície aplainada de predominância metatexítica (RODRIGUES, 2018).

7. FEIÇÕES GRANÍTICAS DA REVIS PEDRA DA ANDORINHA

O presente estudo adotou terminologias atuais e internacionalmente reconhecidas para a identificação e descrição dos relevos graníticos, tendo por base os trabalhos de Migón, (2006a), Twidale (1982, 1993) e Twidale e Vidal Romaní (2005). Nesse contexto, as principais feições geomorfológicas com granito aflorante encontradas na área de estudo podem ser divididas em macroformas, associadas ao desenvolvimento de *inselbergs* e *bornhardts*, e microformas, associadas com blocos graníticos (*corestones*, *boulders*, caos de blocos, *nubbins*, *tors* e *castle koppies*), com formas de dissolução (*tafoni*, *honeycombs*, *caneluras* ou *karren*, *gnammas* e *flared slopes*) ou de fraturamento (*split rock* e *polygonal cracking*).

7.1. Macroformas graníticas

A macroformas de relevo em rochas graníticas identificada na REVIS é a feição do tipo *inselberg*. O compartimentorochoso que formaesse relevo resistiu ao intemperismo em subsuperfície devido à sua composição e/ou devido à sua baixa densidade de fraturas.

Nesse contexto, a origem e evolução dessa macroforma ocorrem em dois estágios. O primeiro envolvendo intempéries subterrâneas estruturalmente controladas, ocorrendo um progressivo aprofundamento diferencial da frente de intemperismo. O segundo associado à remoção do regolito através da erosão superficial, de maneira a expor alguns setores da frente de intemperismo que não sofreram alteração, sendo assim, alçados notoriamente à superfície.

Outra macroforma que será abordada é o Vale da Andorinha, que apresenta aspectos importantes para a compreensão do intemperismo bioquímico em granitos. Refere-se a uma área que comporta matéria orgânica proveniente dos excrementos das andorinhas que se abrigam no *inselberg* e seu entorno. O granito nessa área apresenta-se extremamente dissecado em função dos ácidos orgânicos que torna o pH do solo bastante ácido.

7.1.1. *Inselberg Pedra da Andorinha*

Os *inselbergs* são caracterizados por declives íngremes que se conectam com a superfície adjacente por meio de rupturas bem definidas (Figura 10), quase angulares (*knick point*) (ROMANÍ; TWIDALE, 1998), similares às ilhas no oceanos (TWIDALE; ROMANÍ, 2005), sendo um termo de origem alemã, que significa “monte ilha”, constituindo relevos com

formas pouco extensas, abruptas, esfaceladas e sem sistemas de vales e cristas (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994). São feições formadas por rochas mais resistentes ao intemperismo e erosão diferencial do que aquelas que compõem a superfície rebaixada (TWIDALE, 1998).

Figura 10 – *Inselberg* nomeado de Pedra da Andorinha, na REVIS e seu entorno.



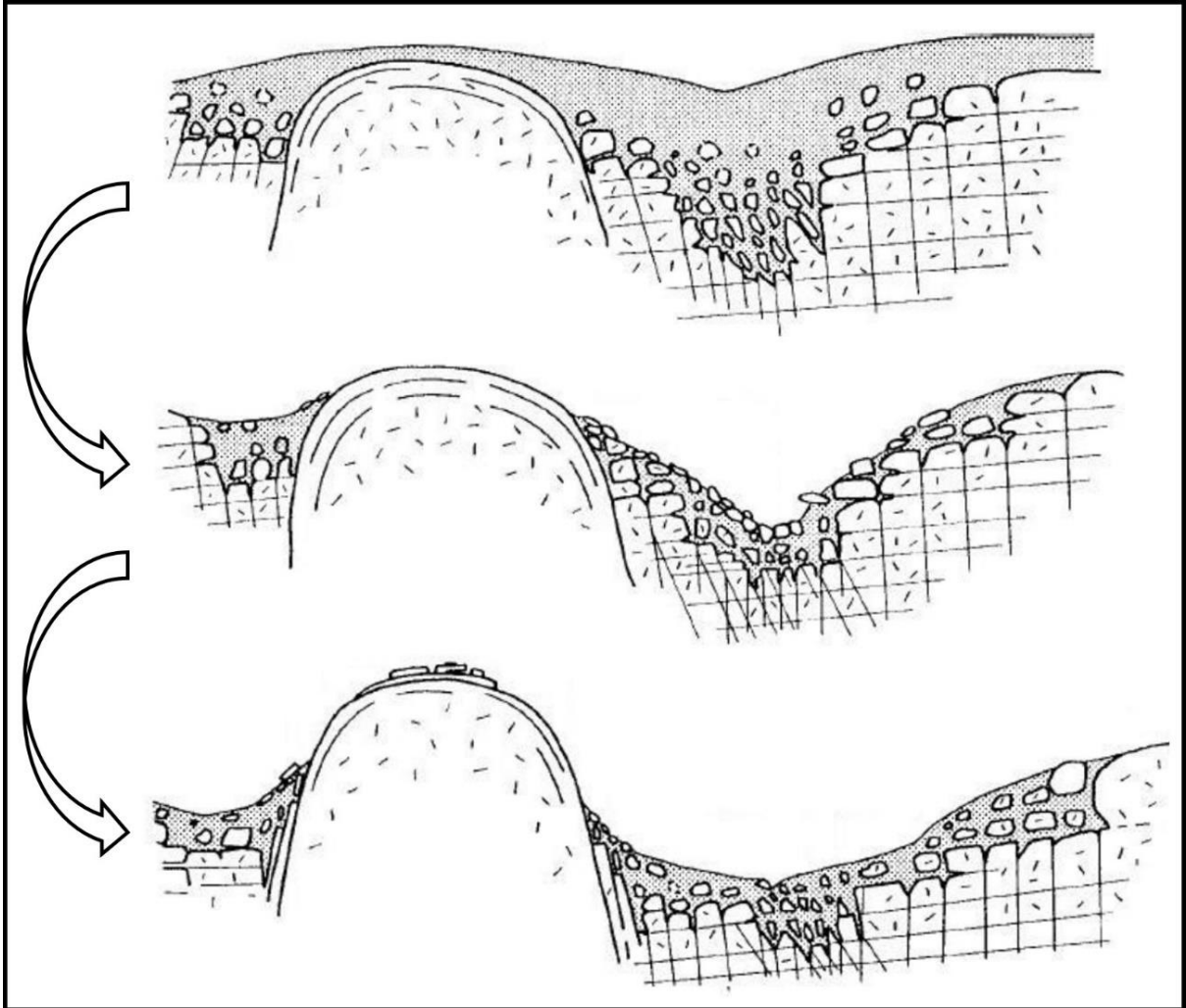
Fonte: Acervo do autor (2018)

Esse termo foi originalmente usado para representar cordilheiras, cristas e feições residuais isoladas em regiões áridas e semiáridas (TWIDALE, 1971), anteriormente salientado por Dresch (1957), que afirmava que o *inselberg* é típico de condições climáticas de savana em virtude de suas vertentes serem melhores preservadas do processo de alteração química, devido sua forte inclinação. Porém, esta restrição climática, na prática, é difícil de manter, pois formas semelhantes ocorrem em outras regiões climáticas e, deixando de lado os problemas associados às mudanças climáticas e formas herdadas, as evidências de campo indicam que, em alguns casos, eles são formas estruturais (TWIDALE, 1971). Contudo, é nítido que a maior parte dos *inselbergs* encontra-se em terrenos geomorfologicamente mais recentes e tectonicamente estáveis, principalmente nos escudos cristalinos da América do Sul, África e Austrália (KESEL, 1973).

De modo geral, os *inselbergs* caracterizam-se como setores da frente de intemperismo que não sofreram alteração, sendo gradativamente alçadas à superfície (LOPES,

2018) (Figura 11). A resistência de tais setores inclui o maior espaçamento entre as fraturas, menor densidade de fraturas no corpo rochoso primário, enriquecimento em quartzo e/ou feldspato, ou pequenas diferenciações petrográficas (MIGÓN, 2006b).

Figura 11 - Modelo de evolução dos inselbergs. Após o processo de aprofundamento intempérico, os detritos alterados são removidos no estágio erosivo.



Fonte: Adaptado de Thomas (1978)

Assim, os *inselbergs* representam os últimos remanescentes de compartimentos que resistiram ao intemperismo diferencial em subsuperfície, sendo expostos por processos de erosão (TWIDALE, 1998), normalmente controlado por variações na densidade de fraturas, mas também, possivelmente, por diferenciação litológica (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Por isso, muitas paisagens com *inselberg* exibem rochas que, embora petrologicamente ou litologicamente uniformes, é fortemente variado estruturalmente (TWIDALE, 1971), com diferentes padrões de fraturamentos.

O sistema de diaclasamento nas rochas intrusivas resulta de tensões devido ao resfriamento e à cristalização, bem como de esforços subsequentes oriundos da tectônica

regional, além daqueles resultantes da evolução do relevo (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994), principalmente pelo alívio de pressão, por soerguimento e/ou remoção do manto de intemperismo.

As partes superiores de uma intrusão granítica podem apresentar um diaclasamento mais acentuado do que aquele em maior profundidade. Dessa forma a profundidade da erosão pode influir na morfologia do relevo (TWIDALE, 1971).

A principal razão para o contraste no intemperismo entre o *inselberg* e a superfície rebaixada adjacente é a variação no padrão de fraturas, com a presença de numerosas articulações abertas das áreas planas em comparação com a escassez de articulações abertas nos *inselbergs*. Uma vez que um compartimento é alçado, esse contraste é evidenciado e perpetuado pelos processos de intemperismo e erosão (TWIDALE, 1971).

Destaca-se que a retenção das águas pluviais nos *inselbergs* é incipiente, pois sua superfície rochosa íngreme, totalmente ou quase nua e desprovida de processos pedogenéticos, facilita seu escoamento, distribuindo-as às superfícies adjacentes. Esse processo faz com que, o entorno mais rebaixado, geralmente mais fraturado, acumule mais umidade, intensificando o intemperismo em profundidade, o que leva ao aumento do contraste intempérico dessas duas áreas. Ou seja, assim como Campbell e Twidale (1995) destacam, a água vai ser escoada mais facilmente nessas feições, intensificando os processos de aplainamento em suas adjacências. Isso porque, o granito é afetado lentamente por ação de intemperismo subaéreo, mas é altamente suscetível ao ataque por umidade. Assim, a rocha abaixo das planícies “apodrece”, em função, principalmente, das condições de nível de base local (TWIDALE, 1971).

Twidale (1983) considera os *inselbergs* como formas tropicais. Romer (2007) também associa sua origem a sistemas erosivos relacionados ao ambiente tropical e subtropical. Essa percepção é nítida em função da formação de espessos regolitos através do intemperismo profundo (GOUDIE, 2009), cuja remoção ocorreu em climas mais secos (MATMON et al., 2013), expondo, assim, feições graníticas desenvolvidas em subsuperfície (LOPES, 2018).

Por isso, deve-se considerar que sua evolução no tempo geológico sofre o impacto das mudanças climáticas, uma vez que alternam os processos morfoclimáticos, que são distintos (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994). Por isso que, para Thomas (1978), é difícil negar a importância do clima na formação dos *inselbergs*, devido essas oscilações climáticas durante os últimos dois milhões de anos. Tal concepção, permite a interpretação dessas feições, a partir da teoria da Etchplanação.

Em um ambiente semiárido, onde os processos de intemperismo mecânico predominam, algumas propriedades das rochas graníticas devem ser consideradas para demonstrar o seu comportamento geomorfológico, como escassez de biotita (aumentando a coerência da rocha e resistência à dilatação, os planos de esfoliação se mantêm unidos e a biotita se torna menos alterável), escassez de plagioclásios e maior proporção de microclima; maior proporção de quartzo; escassez de diáclases, pouca porosidade e meio não salino (MAIA et al., 2018).

O alçamento do *inselberg* Pedra da Andorinha, de caráter granítico-diatexítico, foi concomitante ao aplainamento das superfícies adjacentes de primazia metatexítica, em função das disparidades nas fábricas minerais e na densidade de lineamentos morfoestruturais, herdados da Orogênese Brasileira (RODRIGUES, 2018).

Rodrigues (2018), analisando a distribuição e o adensamento dos lineamentos no entorno do referido *inselberg* (maiores frequências dos *trends* ENE-WSW e N-S), relatou que as concentrações expressivas estão localizadas nos terrenos rebaixados nas adjacências, correlacionando as formas de relevo rebaixadas, como as planícies fluviais e a superfície aplainada, com predominância composicional litológica metatexítica a diatexítica.

O mesmo autor destaca ainda que o *inselberg* dispõe de uma densidade estrutural, em geral, muito baixa em sua porção frontal, todas com direcionamento N10W, além de uma junta de maior prolongamento que secciona o bloco principal (Figura 12).

Figura 12 – Vista aérea das fraturas do *inselberg*.



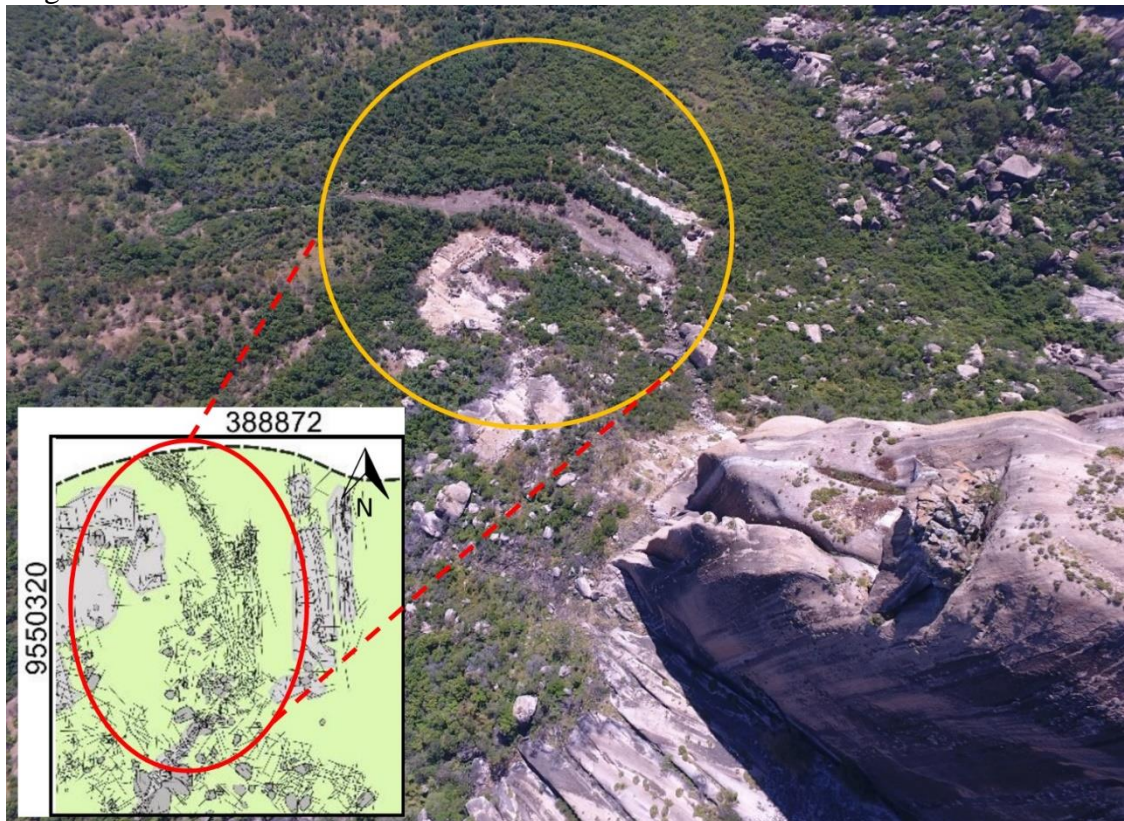
Fonte: Rodrigues (2017)

7.1.2. Vale da Andorinha

O Vale da Andorinha possui um curso d'água efêmero (Figura 13 e 14), que apresenta um aspecto bastante peculiar em relação aos ambientes graníticos. Em função do elevado acúmulo de matéria orgânica, proveniente da lavagem dos excrementos, advindos do inselberg, de diversas espécies de andorinha, o solo possui uma coloração escurecida e um elevado pH, tornando-o ácido.

A elevada taxa de acidez (Tabela 1) é refletida no granito aflorado em seu interior, que aparece bastante diaclasado e dissecado (Figura 15). Em determinados pontos o granito é praticamente irreconhecível.

Figura 13 – Vista aérea do Vale da Andorinha e sua densidade de lineamentos.



Fonte: Adaptado de Rodrigues (2018)

O Vale está alocado em um adensamento de fraturas, o que facilita a atuação do intemperismo em subsuperfície, aliado ao teor de acidez do solo, refletindo no grau de alteração do granito local. Ou seja, o adensamento de fraturamentos e a corrosão da rocha, favorece o aprofundamento do manto de intemperismo neste local.

Figura 14 – Vista do vale.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Tabela 1 – Valores do pH (Teor de acidez) calculado para amostras do Vale da Andorinha.

	R1	R2	R3	R4	R5	Média
AmS1	3,69	3,59	3,55	3,58	3,57	3,596
AmS2	4,67	4,61	4,61	4,62	4,62	4,626

*R = Repetição; AmS = Amostra de solo.

Figura 15 – Granito alterado.



Fonte: Acervo do autor (2018)

7.2. Microformas graníticas

7.2.1. Microformas associadas aos blocos graníticos

Nas microformas associadas com blocos graníticos, são desenvolvidos *boulders*, *caos de blocos*, *tors* e *castle koppies* na REVIS. Essas formas de relevo também podem ser denominadas como relevos saprolíticos, caracterizando-se como feições que se destacam da rocha sã após a remoção do *grus*, não apresentando uma continuidade física com a mesma.

Os relevos saprolíticos se desenvolvem através de intemperismo em subsuperfície, resultando em núcleos de rochas inalteradas com a individualização de blocos no interior do manto de intemperismo, formando os relevos saprolíticos. Esses podem ser expostos por processos erosivos superficiais, cujas feições resguardam indicadores geomorfológicos que indicam diferentes estágios do seu desenvolvimento, à exemplo do grau de arredondamento do bloco granítico.

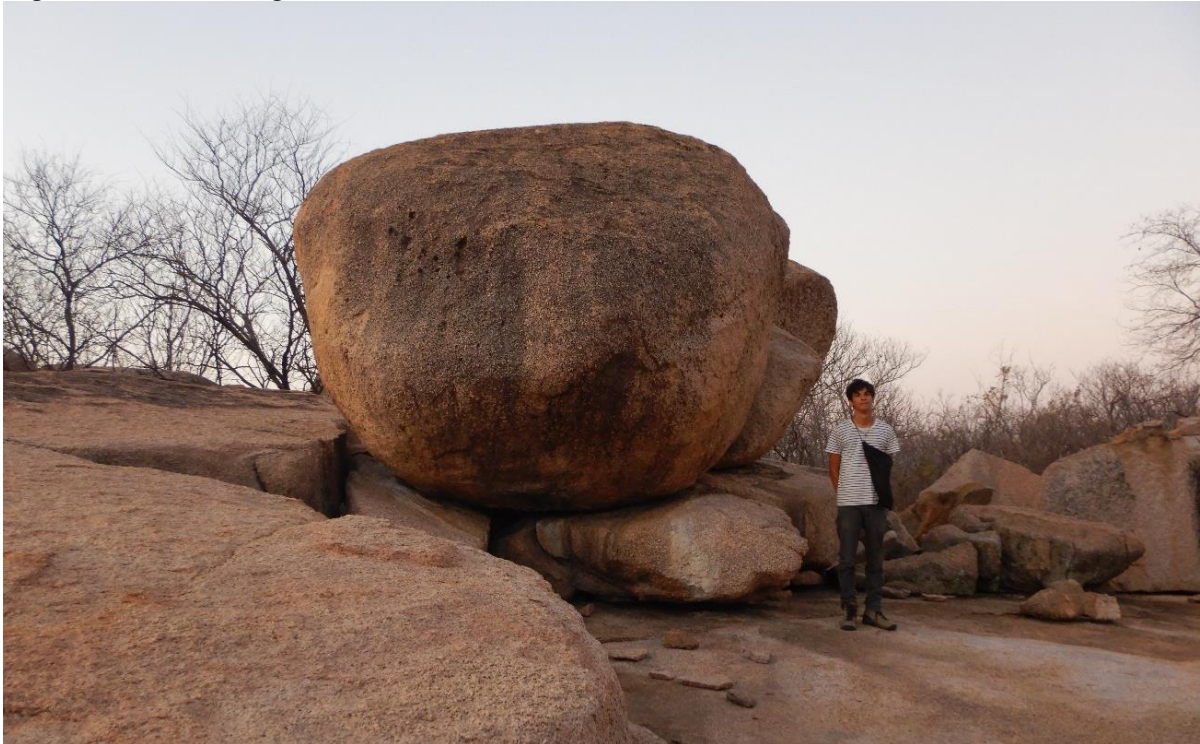
7.2.1.1. Boulders e caos de blocos

Os *boulders* são blocos rochosos de formato esférico ou elipsoidal (Figura 16), geralmente melhor desenvolvidos em rochas graníticas, que sofreram/sofrem processo de esfoliação esferoidal, em subsuperfície e em superfície. Possuem dimensões variadas, com 1 m de diâmetro até mesmo dezenas de metros.

Nos trópicos, o intemperismo em profundidade é um dos fatores desencadeantes da criação do *boulder*, através das juntas na superfície da massa rochosa. Este pode ocorrer a espessura de até 100 m do nível do solo e até 10 m a 30 m de profundidade para rochas graníticas resistentes (KOMOO, 1985; HUBER, 1987; KOMOO, 1989; CHIGIRA *et al.*, 2011; KOITA *et al.*, 2013).

A meteorização esferoidal está confinada a certas rochas porque requer várias condições estruturais. As rochas ácidas cristalinas, e em particular os tipos de granitos porfiroides, que têm alta capacidade de deteriorar-se incompletamente em grande espessura), ocupam um lugar na distribuição de matacões na superfície do globo. Granitos moderadamente resistentes cortados por uma esparsa rede de diaclases ortogonais são mais favoráveis para meteorização em *boulders*. Em ambientes tropicais com estação seca marcada, os *boulders* são melhor representados (GODARD, 1977).

Figura 16 – *Boulder* granítico na.



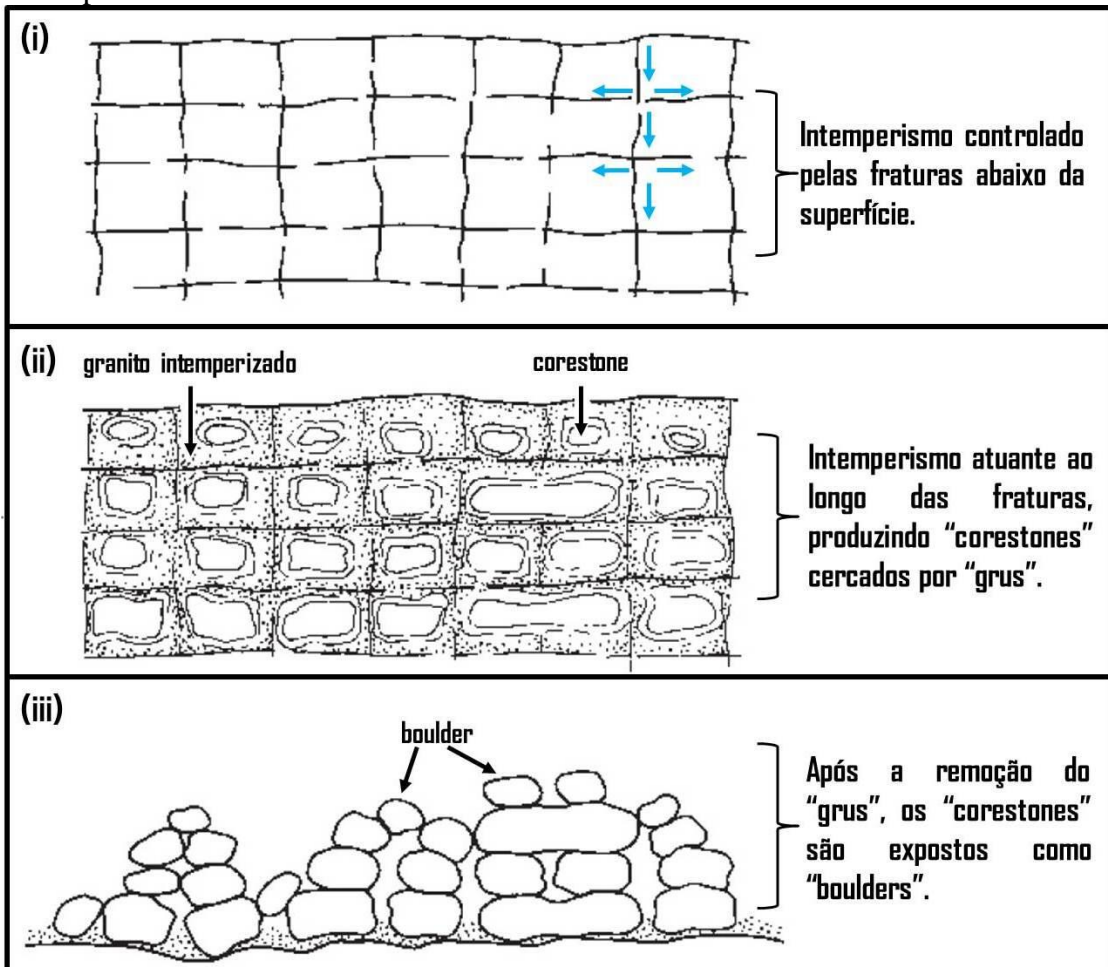
Fonte: Acervo do autor (2018)

Os *boulders* graníticos têm sua origem geralmente associada ao intemperismo seletivo na subsuperfície, guiado por padrões de fraturas e concentrado ao longo destas. O alívio da pressão litostática, o intemperismo e a erosão proporcionam o aumento do volume da rocha e a consequente descamação e fragmentação (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Nesse contexto, o contínuo intemperismo em subsuperfície transforma uma massa de rocha, essencialmente homogênea, em dois tipos contrastantes de material, ou seja, os *corestones* de rocha fresca e a matriz de *grus*. A remoção do *grus* através da erosão leva à exposição em superfície do *corestone*, que passa a ser chamado de *boulder* (CAMPBELL, 1997; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005) (Figura 17).

Consequentemente, Migoñ (2006) afirma que a evolução dos *boulders* pode ser visualizada em dois estágios: o primeiro estágio envolve a subsuperfície de intemperismo e o desenvolvimento do núcleo rochoso (*corestone*). O segundo estágio é a escavação do *corestone* para formar um *boulder*, isto é, a sua exposição após a remoção do manto de intemperismo que o recobria.

Os *corestones* são da mesma composição da rocha maciça e são cercados por uma massa de granito intemperizado ou *grus* (também chamado em francês de *arène*) (TWIDALE; ROMANÍ, 2005). Como já foi mencionado, eles representam o primeiro estágio no desenvolvimento de *boulders* (Figura 18 e Quadro 3).

Figura 17 - Evolução dos *corestones* e *boulders* no interior do manto de intemperismo.



Fonte: Adaptado de Twidale (1971) e Twidale e Romaní (2005)

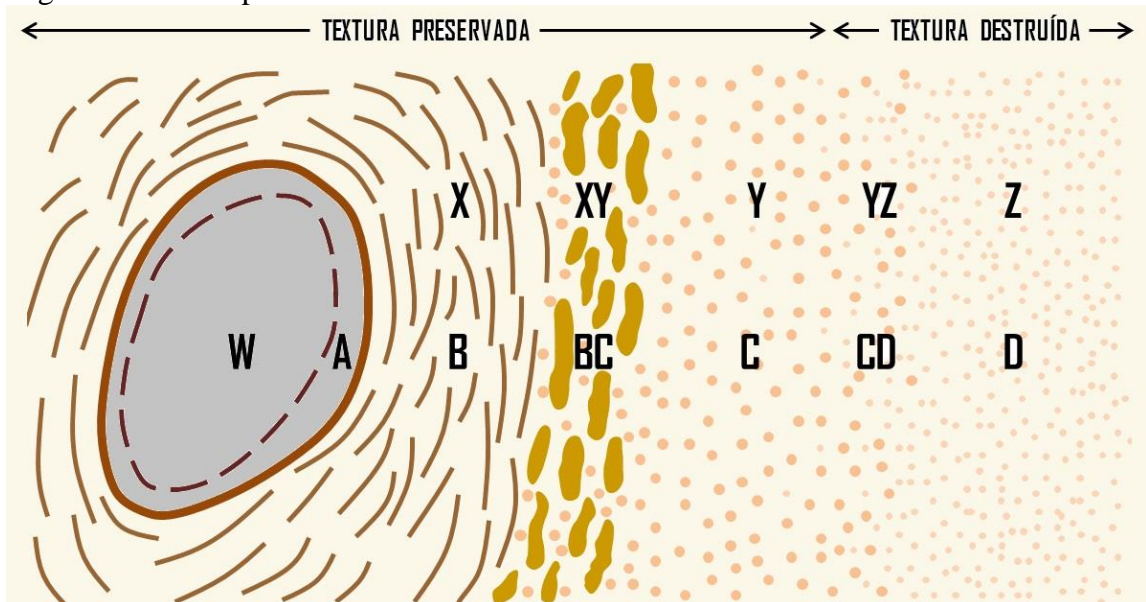
Desse modo, todo processo ocorre no contato entre a massa rochosa ainda sólida e o material rochoso intemperizado (regolito), chamado de frente de intemperismo (*weathering front*) (TWIDALE; ROMANÍ, 2005). O processo é iniciado a partir de uma rede de fraturas e fissuras ao redor da massa rochosa. A presença de água que se infiltra ao longo das fraturas e fissuras decompõe os principais minerais como feldspato plagioclásio e biotita entre o *corestone* e a camada externa do bloco (MDDAN; MOHAMAD; KOMOO, 2016).

Este processo, gradualmente, produz conchas elipsoidais e esféricas concêntricas de rocha com espessura de 0,02 m a 2,0 m (SARRACINO; PRASAD; HOOHLO, 1987; SARRACINO; PRASAD, 1989). O resultado de intemperismo esferoidal na rocha produz alguns tipos de esferóides: (1) núcleos inalterados, (2) "casca" parcialmente decompostas e lixiviadas, e (3) zonas ricas em Fe reprecipitado (SARRACINO; PRASAD, 1989).

A ocorrência próxima à superfície e a concomitante redução de tamanho e de grau de arredondamento dos *corestones* em profundidade, sugerem que a maioria desses blocos

estão relacionados a processos ativos na superfície da terra ou perto dela, e não ao magmatismo primário ou aos efeitos hidrotermais. São devidos a águas meteóricas descendentes (TWIDALE; ROMANÍ, 2005). Com a hidrólise progredindo a partir dos planos de diáclase e o intemperismo reduzindo as bordas e cantos mais vulneráveis, é fácil perceber a transição gradual que ocorre a partir da alteração em profundidade até a superfície (Figura 19): a) cubos, paralelepípedos ou poliedros; b) “sacos de lã” ou “bolas de lã”, ou seja, volumes não destacados com faces planas, mas com bordas arredondadas; c) bolas autênticas, esferas ou corpos ovoides, bem individualizados e “nadando” na matriz alterada (GODARD, 1977).

Figura 18 – Intemperismo esferoidal no entorno do *corestone*.



Fonte: Adaptado de Roxton e Berry (1957)

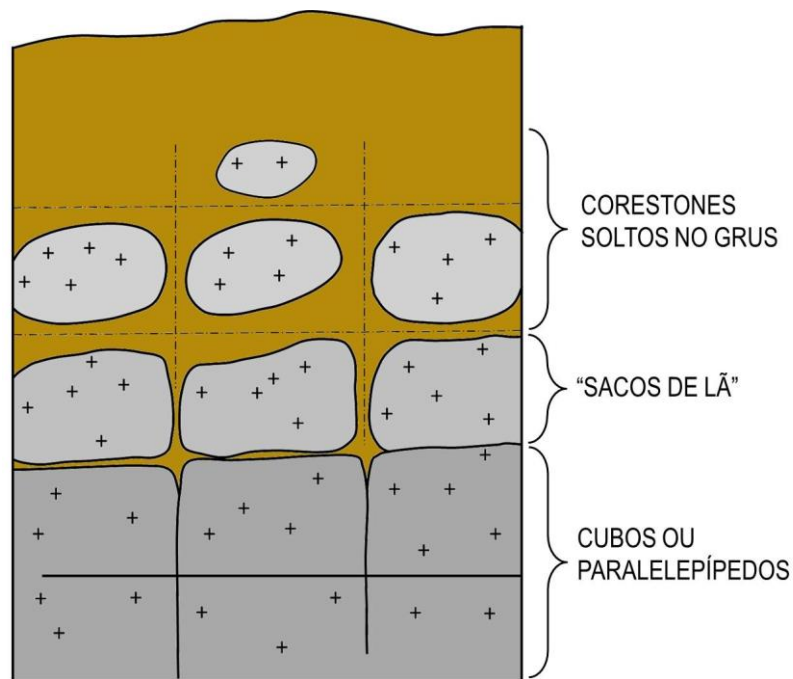
Quadro3 – Etapas da alteração física (A) e das mudanças químico-mineralógicas (B) em torno do *corestone*.

(A) Estado da alteração física	Produto	Símbolo
Detritos diferenciados	Maior desintegração, eluviação ou eluviação	Z
Detritos residuais	Desintegração e desagregação	Y
Gruss	Dimensionamento esferoidal	X
Corestone	Penetração dos agentes intempéricos abrindo as superfícies das estruturas	W
(B) Mudanças químico-mineralógicas	Produto	Símbolo
Avermelhamento e argilização	Formação de silte e argila marrom-avermelhado	D
Decomposição completa dos feldspatos e biotita	Formação de detritos caulíníticos de cor clara	C
Decomposição parcial dos feldspatos e biotita	Formação de grus	B
Decomposição parcial da biotita	Formação de margem marrom nas juntas dos blocos e corestones	A

Fonte: Adaptado de Ruxton e Berry (1957)

O espaçamento da fratura determina o tamanho e a forma geral dos *boulders*, no qual a sua esfericidade e o tamanho parecem refletir a duração e/ou intensidade de intemperismo em subsuperfície. Assim, as massas rochosas mais fraturadas são atacadas pelo intemperismo primeiramente ao longo dessas discontinuidades estruturais (MIGÓN, 2006). Normalmente, a rocha começa a mostrar evidências de intemperismo esferoidal e arredondamento em função do desenvolvimento e descolamento de camadas concêntricas, semelhantes a casca de cebola (OLLIER, 1967).

Figura 19 – Transição do grau de intemperismo em relação a profundidade do material.



Fonte: Adaptado de Godard (1977)

Em um estágio muito avançado de intemperismo, o núcleo (corestone) pode atingir uma forma esférica quase perfeita. Logo, supõe-se que *boulders* bem arredondados tenham sofrido intemperismo subsuperficial por um longo período, enquanto no caso de *boulders* mais cúbicos ou angulosos, o progresso do intemperismo profundo foi interrompido e a remoção do *gruss* ocorreu rapidamente. Da mesma forma, um tamanho menor de pedregulhos está associado com um período duradouro do ataque do intemperismo profundo (MIGÓN, 2006).

Porém, é importante resaltar que diferentes formas de *corestones* podem se formar no mesmo período, dependendo dos padrões de fratura, disponibilidade de água subterrânea, desníveis topográfico na frente de intemperismo e, possivelmente, pequenas diferenças

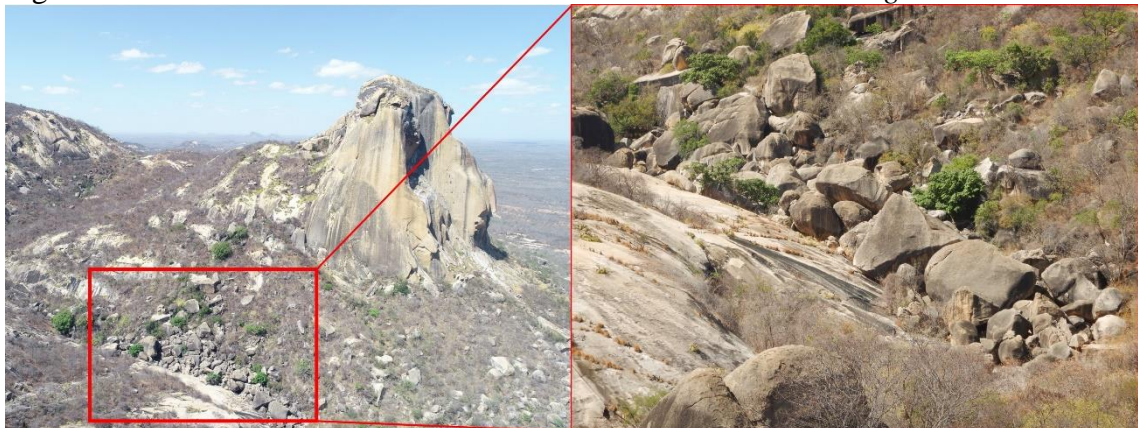
mineralógicas (MIGÓN, 2006). Portanto, inferências sobre a evolução da paisagem e a forma e o tamanho do *boulder* podem enganar.

Caso sejam transportados do seu local de origem em função da configuração do declive topográfico do relevo (MIGÓN, 2006; TWIDALE; ROMANÍ, 2005), passam a se configurar como material coluvial. Nesse caso, o *corestone* exposto em superfície sem sofrer ação de deslocamento (*in situ*) é chamado *boulder* e o *corestone* exposto em superfície, porém movimentado (*ex situ*), é material coluvial.

Twidale e Romaní (2005) afirmam que essas áreas constituídas por *boulders* sem suporte, deslocados por gravidade, formam uma massa caótica de *boulders* ou caos de blocos (*chaos de blocs*), conhecida na França como *compayrés* e na Espanha como *pedriza*, cuja morfologia pode ser atribuída às intempéries mais rápidas.

O caos de blocos são produtos de denudação seletiva de um manto de intemperismo com maior densidade de *corestones*, não tendo relação com a desintegração mecânica de afloramentos rochosos (MIGÓN, 2006). Portanto, o caos de blocos constitui núcleos de rocha inalterada que resistiram ao processo de meteorização no interior do manto de intemperismo, sendo deslocados ou não pela vertente, principalmente, pela ação da gravidade, na sequência da ação erosiva do *grus*. Logo, uma maior densidade de *corestones*, ao serem expostos, formam um aglomerado de *boulders* (Figuras 20 e 21). Na realidade, essas formas deveriam ser consideradas como residuais e não de acumulação (ROMANÍ; TEMIÑO, 2004).

Figura 20 – Caos de blocos localizado na vertente direita do *inselberg*.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Expostos, os *boulders* passam a estar submetidos a outros processos meteóricos, que podem atuar aproveitando aspectos pretéritos originados ainda em subsuperfícies, servindo como zonas de fraquezas, o que facilita o intemperismo em superfície.

Figura 21 – Caos de blocos sobre afloramento na REVIS Pedra da Andorinha.



Fonte: Acervo do autor (2017)

7.2.1.2. *Tors e castle koppies*

Tors são núcleos de rocha expostos apoiado por um embasamento rochoso (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994), isto é, o *tor* pode ser caracterizado como um bloco residual exposto e solto sobre outra superfície rochosa (Figura 22). Comumente, ocorrem em rochas cristalinas, contudo, também podem ser desenvolvidos em outros tipos de rochas resistentes, incluindo quartzitos e alguns arenitos (HUGGETT, 2007).

Figura 22 – Feição granítica do tipo *tor* na REVIS Pedra da Andorinha.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Dessa forma, ocorrem em rochas das mais variadas idades, mas acredita-se que a maioria dos *tors* formaram-se durante o Terciário ou Pleistoceno, podendo ocorrer em qualquer posição na paisagem, estando geralmente isolados ou em agrupamentos de afloramentos individuais (EHLEN, 2006). Linton (1974) destacou a existência de mudanças climáticas em muitas áreas tropicais, sugerindo que a maioria dessas formas passou por períodos de estabilidade e instabilidade na paisagem.

São formas de relevo característicos de ambientes graníticos e, particularmente, embora não exclusivamente, associados a relevos com topografia elevadas, ocorrem em todos os continentes, não estando relacionados a condições ambientais específicas. Apresentam diversos formatos (Figura 23), em função do controle estrutural herdado pelo padrão de fraturas do corpo granítico, através de sua orientação, densidade e curvatura (MIGÓN, 2006).

Figura 23 – *Tor* localizado no setor rebaixado.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Contudo, o intemperismo em subsuperfície com exposição dos matacões em subsuperfície parece ser apropriada para explicar a maioria dos *tors* encontrados nas regiões (sub)tropicais, enquanto que a ação do criointemperismo explicaria a presença dessa forma nas regiões de clima temperado e frio. Quando expostos a um regime subaéreo retardam a intemperização devido ao rápido ressecamento da superfície rochosa (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994).

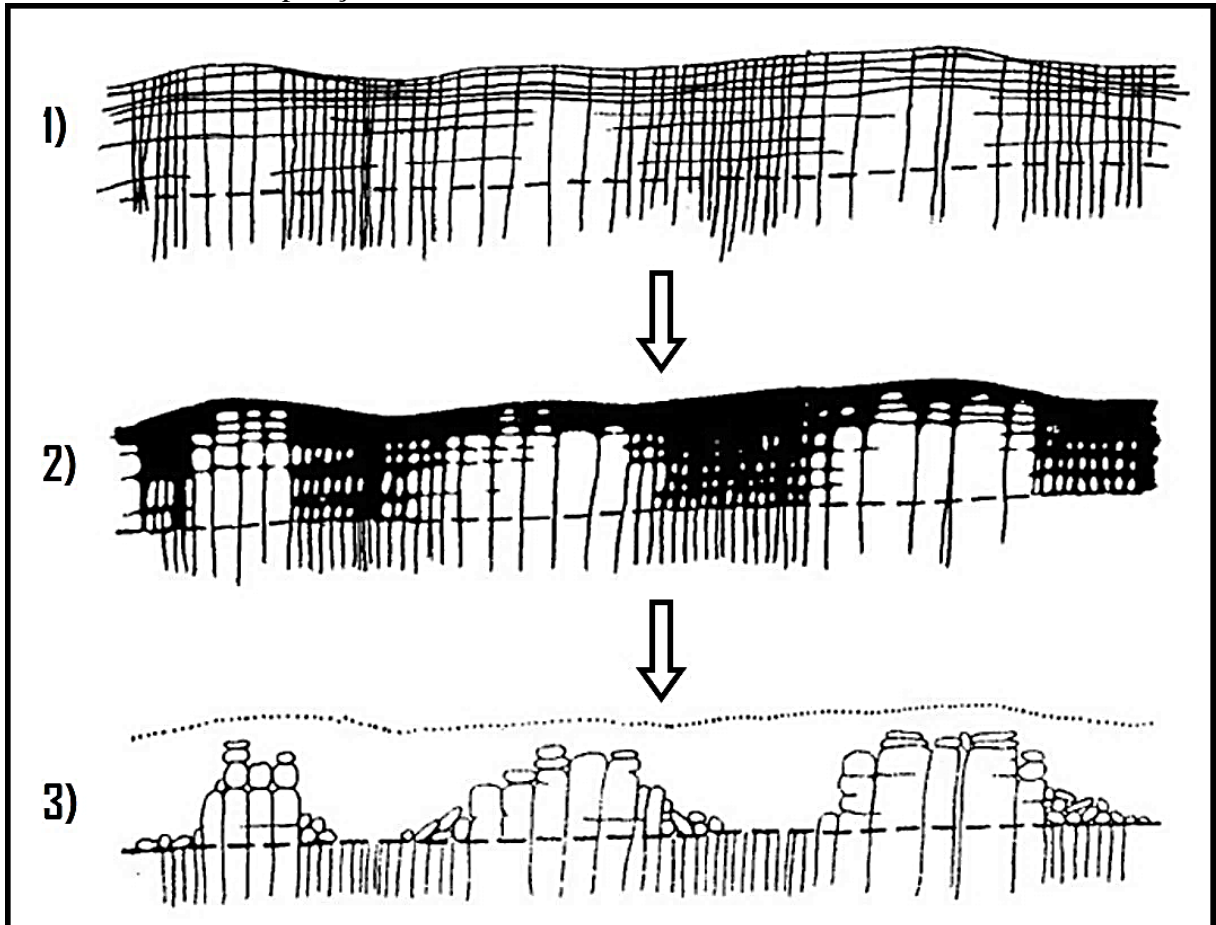
Thomas (1976) propôs quatro possíveis origens para o *tor*: (1) por exumação do regolito, após um prolongado período de intemperismo profundo; (2) por denudação diferencial durante ciclos de intemperismo químico e erosão superficial; (3) durante recuo de vertentes através da rocha variavelmente intemperizada e irregularmente fraturada, especialmente em climas temperados e semiáridos; (4) durante o recuo de encostas fendilhadas e congeladas sob condições periglaciais.

Já Ehlen (2006) elenca quatro teorias para o desenvolvimento do *tor*: (1) são produtos do intemperismo atmosférica (vento, chuva, congelamento e descongelamento, cristalização do sal e a insolação) sobre as rochas expostas; (2) são produtos do processo de dois estágios, no qual se formariam em subsuperfície por intemperismo químico ao longo das fraturas, sendo posteriormente expostos por processos erosivos, mantendo sua forma arredondada; (3) a teoria do *scarp retreat* proposta por King (1949), na qual os *tors* seriam produtos do recuo lateral das vertentes e da formação de pedimentos; (4) teoria periglacial (*the periglacial theory*) proposta por Palmer e Radley (1961), sugere que os *tors* foram isolados ao longo das descontinuidades estruturais, sendo posteriormente arredondados e destruídos por processos de denudação.

Nota-se que a teoria da Etchplanação seria a mais adequada para propor a evolução desse tipo de feição (Figura 24), uma vez que está inclusa nas ideias de Thomas (1976) e Ehlen (2006). Tal percepção corrobora com Linton (1995), que introduziu duas explicações para a distribuição dessa feição. Em primeiro lugar, a localização dos *tors* pode evidenciar a área do processo de exumação dentro de um paisagem profundamente e extensivamente intemperizada. Assim como, a distribuição do *tor* pode refletir localização do processo de intemperismo profundo.

Assim como os *tors*, a feição do tipo *castle koppie* é controlada por um sistema ortogonal de fraturas, mas esculpida através de juntas em contornos angulares (MIGÓN, 2006). Os *castle koppies* são tipicamente compostos de uma parte inferior maciça e uma parte superior que apresenta uma série de pilares, fissuras e faces (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), denotando uma similaridade com feições do tipo *tor*, em maior escala (TWIDALE, 1980). Diante disso, Twidale (1982) propõe que sua origem está associada ao ataque lateral, sugerindo que a parte superior estava exposta ou, pelo menos, próximo da superfície, corroborando Campbell (1997), que associa sua gênese às cúpulas rochosas alteradas pelo intemperismo ao longo das fraturas verticais em subsolo (Figura 24), sendo assim também conhecidos como *inselbergs* acastelados (*castellated inselbergs*) (TWIDALE, 2002).

Figura 24 – Etapas de desenvolvimento dos *tors*. Na sua evolução é importante o espaçamento do sistema de diaclases e a ação efetiva do intemperismo químico. (1) Superfície rochosa fresca e diaclasada; (2) Manto de intemperismo e sua profundidade; (3) Remoção do material alterado e exposição dos *tors*.

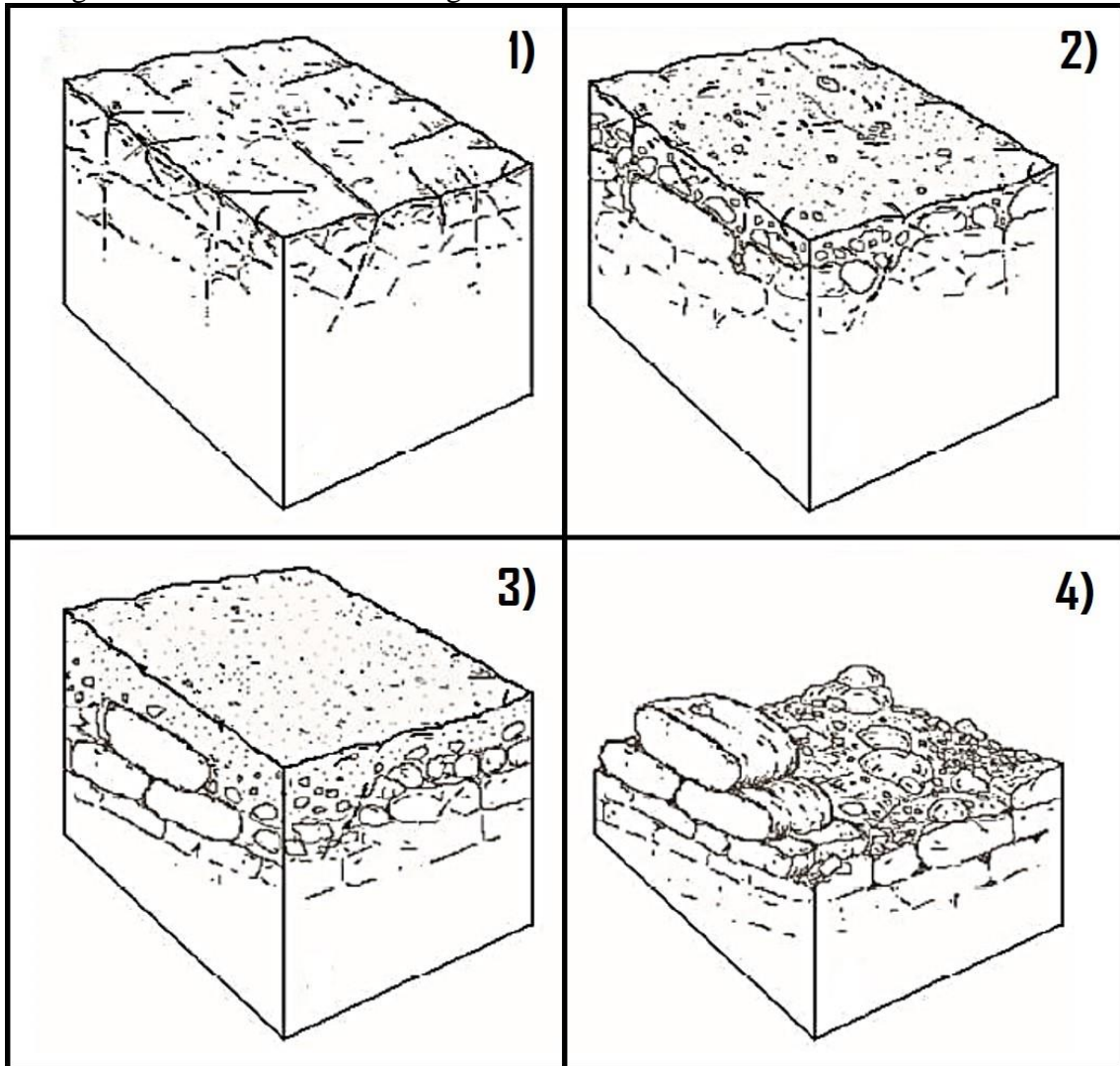


Fonte: Adaptado de Linton (1955) e Bigarella, Becker e Santos (1994).

No geral, o contorno dessas formas reflete o padrão angular de fraturamento ortogonal espaçado e bem desenvolvido (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Esse padrão pode gerar focos de resistência, produzindo um empilhamento de blocos (Figura 26), condicionando o surgimento dos *castle koppies* (LOPES, 2018; MAIA et al., 2018).

Como foi abordado anteriormente, *castle koppies* podem ter evoluídos a partir de cúpulas rochosas em subsuperfície (TWIDALE, 1981; 1982). Porém, em muitos exemplos, o padrão de fratura visível não oferece qualquer indicação clara da existência de uma cúpula rochosa pretérita. Então, pode-se argumentar que *castle koppies* se formam em massas graníticas ortogonalmente fraturadas, onde as divisões são relativamente reduzidas (Figura 25). Assim, *castles koppies* refletem diferentes controles de fraturas (MIGÓN, 2006).

Figura 25 – Proposta evolutiva para o *castle koppie*. (1) Superfície rochosa com padrão de fraturamento; (2) Formação do solo através da atuação do intemperismo preferencialmente nas fraturas; (3) Aprofundamento do manto de intemperismo e isolamento incipiente dos *corestones*; (4) Remoção do manto intempérico antes do total arredondamento dos *corestones*, mantendo os *boulders* empilhados, com formatos mais retangulares e com arestas mais angulosas.



Fonte: Maia e Nascimento (2018)

Eles tendem a possuir uma altura que alcança dezenas de metros. Tal como acontece com as outras formas, esse tipo de feição não está restrita às configurações ambientais específicas e foram relatadas em diferentes zonas climáticas (MIGÓN, 2006). Em zonas regiões áridas e semi-áridas, há uma tendência a verticalizar os declives devido ao contraste que existe entre a meteorização ativa na zona úmida do subsolo e a estabilidade das secas e, portanto, estáveis, superfícies expostas (ROMANÍ; TWIDALE, 1998)

Figura 26 – *Castle koppie* localizado na REVIS Pedra da Andorinha.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Os blocos que compõem os *tors* e *castle koppies* se encontram *in situ*, mantendo assim a posição relativa herdada do *grus* antes de sua remoção, sendo possível observar as discontinuidades estruturais através das quais o intemperismo progrediu (LOPES, 2018; MAIA et al., 2018).

Ainda em relação aos *castle koppies*, infere-se que estes permaneceram menos tempo sob o manto de intemperismo, o que torna o intemperismo químico na frente de intemperismo menos eficaz, levando ao desenvolvimento de blocos com arestas parcialmente preservadas, ou seja, a exumação ocorreu na fase pré-esfoliação, concepção também descrita por Maia e Nascimento (2018); Lopes (2018) e Maia et al. (2018).

Os *tors* também parecem ter sofrido uma exumação precoce do manto de alteração, ocorrendo a redução dos processos de meteorização, quando expostos em superfície. Todavia, apresentam formas menores, mais arredondadas e isoladas que os *castle koppies* (LOPES, 2018; MAIA et al., 2018), deduzindo que estiveram sob ataque subsuperficial por um tempo mais estendido em relação ao *castle koppie*.

Desse modo, pode-se inferir que os *tors*, originalmente, constituíam torres de blocos, assim como os *castle koppies*. Entretanto, o processo de intemperismo diferencial proporcionou uma forma mais esferoidal dos blocos rochosos que constituem os *tors* (LOPES, 2018). Nesse contexto, não é necessária a remoção de todo manto de alteração para a formação de *tors* (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2009). Logo, se mais blocos forem

expostos, formando um empilhamento de blocos, a feição deixará de ser considerada como um *tor*, passando a ser um *castle koppie*.

7.2.2. Microformas de meteorização

Já as microformas de meteorização (dissolução) estão associadas ao desenvolvimento de *tafoni*, *honeycombs*, *caneluras*, *gnammas* e *flared slopes*. Com relação à gênese e à evolução dessas feições, infere-se que estão associadas ao modelo de Etchplanação de Büdel (1957, 1982). Nesse contexto, é importante destacar que, ao contrário das macroformas de relevos graníticas, cuja origem e desenvolvimento se devem ao intemperismo em subsuperfície, algumas microformas de dissolução estão mais associadas aos processos de superfície do que aos processos epigênicos (sob o manto de intemperismo), em que as reações de dissolução são muito mais expressivas, a exemplo do *karren*. Entretanto, outras formas estão relacionadas mais à ação do intemperismo em subsuperfície e posterior remoção dos materiais inconsolidados, a exemplo da *flared slope*.

7.2.2.1. Tafoni e honeycombs

Tafoni (plural de *tafone*) são cavidades poligênicas e poliformes que se formam a partir da expansão de um núcleo, que vai progressivamente sendo consumido pelo intemperismo (ROMANÍ, 1994). Essas formas de relevo podem ter apenas 0,1m a vários metros de altura, largura e profundidade (HUGGETT, 2007), com reentrâncias erosionais. Caracterizam-se por cavidades desenvolvidas no interior de um bloco delimitado por descontinuidades. A parede interna da cavidade pode abrigar alvéolos (*honeycombs*) ou protuberâncias mamelonares (relevo convexo) (ROMANÍ; TEMIÑO, 2004).

São bem desenvolvidos em granitos (TWIDALE; ROMANÍ, 2005) e comumente encontrados nos *boulders* (Figura 27) e nas escarpas de *inselbergs* e *bornhardts* (Figura 28). Sugere-se que resultam da descamação e desintegração granular, causada por processos de intemperismo, como hidratação, cristalização de sal e ataques químicos por soluções salinas (GOUDIE, 2006), sendo a umidade do seu interior sombreado outro fator que promove sua expansão (BLACKWELDER, 1929).

Figura 27 – Boulder submetido ao processo de tafonização.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Sua ocorrência é mais comum em terras áridas ou sazonalmente áridas. O que fez com que muitos trabalhos atribuíssem seu desenvolvimento à descamação ou haloclastia, uma vez que sais podem romper uma rocha pelo crescimento de cristais, por expansão térmica e hidráulica (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Figura 28 – Tafonidesenvolvidos no *inselberg* Pedra da Andorinha.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Isso ocorre mediante flutuações de umidade. Durante episódios de saturação ou alta umidade, a água é retida nas cavidades protegidas e a acumulação de sal reduz. No entanto, durante os períodos de seca, água capilar é atraída para a parede da cavidade para evaporar, precipitando e cristalizando o sal nos intertícios (PARADISE (2013).

É importante ressaltar o consumo mais acelerado dos minerais máficos, por apresentarem maior solubilidade, em relação aos minerais félsicos mais resistentes, principalmente nesses períodos de taxas elevadas de umidade no interior do tafone. Esse processo gera uma feição áspera no interior dessas formas, onde os minerais félsicos ficam ressaltados (Figura 29).

Figura 29 – Minerais félsicos em evidência no interior de uma feição tafoniforme.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Bryan (1928) levantou hipóteses sobre a umidade e a permeabilidade da rocha como a principal influência no desenvolvimento do tafone. Contudo, Blackwelder (1929) explicou que o papel do vento não pode ser descartado, uma vez que era o elemento essencial para a remoção dos subprodutos do intemperismo. Ele enfatizou que, nesse caso, o vento atuaria não como agente abrasivo, mas como força erosional.

Maia e Nascimento (2018) associam à atuação da meteorização nas zonas onde a água pode acumular dentro das juntas, fraturas ou outras linhas mais frágeis. Dessa forma, esse intemperismo cavernoso, no interior da rocha, parte de um ponto central e vai alargando em razão da progressiva descamação das superfícies e da sua desintegração granular.

O tafone, conforme Twidale (2002), pode estar ligado ao estágio elástico da evolução do maciço, embora formas semelhantes também sejam atribuídas a meios epigenéticos. Alguns também podem se desenvolver a partir do colapso de blocos (MAIA; NASCIMENTO, 2018).

Alguns trabalhos argumentam que as cavidades foram originalmente ocupadas por material que era diferente e presumivelmente mais fraco do que aquilo que permanece. Na maioria dos locais, é difícil testar essa hipótese porque o alegado material diferente foi desgastado, de modo que as comparações são impossíveis. Por outro lado, é claro que os granitos, exibem variações petrológicas, texturais e composicionais, e enclaves máficos, que podem ter sido desgastados mais rapidamente que a massa rochosa, produzindo uma pequena depressão ou cavidade (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Desse modo, vários processos e mecanismos passariam a atuar. Variações térmicas dentro do tafone foram citadas como agentes da desintegração da rocha exposta nas paredes e nos tetos das cavidades, provocando a ampliação das formas negativas. Outros argumentaram que os microclimas encontrados em tafoni possuem menos gradientes em relação à temperatura e umidade do que é experimentado ao ar livre. Tem sido sugerido também que a hidratação é mais marcada nas superfícies internas do tafone do que nas paredes externas do maciço rochoso, e que os minerais assim afetados causam fratura e descamação negativa da rocha (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Nota-se então que o desenvolvimento dos *tafoni* é controlado pelo clima, litologia, fatores ambientais e fatores antropogênicos (PARADISE, 2013). O clima controla a disponibilidade de umidade, principalmente com os intervalos de ressecamento entre os períodos de saturação. A litologia pode afetar a variabilidade na permeabilidade e porosidade que controla a mobilidade da umidade e o acúmulo de sal. Influências ambientais podem incluir sombreamento ou remoção de árvores. Danos causados pelo homem podem afetar as taxas de desenvolvimento, modificando a permeabilidade ou integridade das rochas.

Twidale (1982) estabeleceu três tipos de tafone conforme critérios de posicionamento da abertura da cavidade em razão da unidade rochosa onde se encontra: de parede (*side tafone*), basal (*boulder tafone*) e de fratura (*sheet tafone*) (Figuras 28, 30 e 33 respectivamente).

Para além da posição dos tafoni, Alvarez (2005) menciona a importância dos processos desencadeados em subsuperfície dos afloramentos (chamado epigênese), reafirmando, neste contexto, o significado geomorfológico das *etchforms* (formas de corrosão).

Logo, assume-se como hipóteses genéticas possíveis para a gênese dos *tafoni* a deformação de um maciço antes de sua exposição na superfície, os processos físico-químicos subsuperficiais e os processos subaéreos (ROMANÍ; TWIDALE 1998).

Para isso, Alvarez (2005) considera os termos propostos por Romaní et al. (2004) e Romaní e Temiño (2004) apropriados para designar os status das atividades atuais das microformas como resultado da investigação dos parâmetros morfológicos no campo: incipiente, evoluído e muito evoluído (Quadro 4).

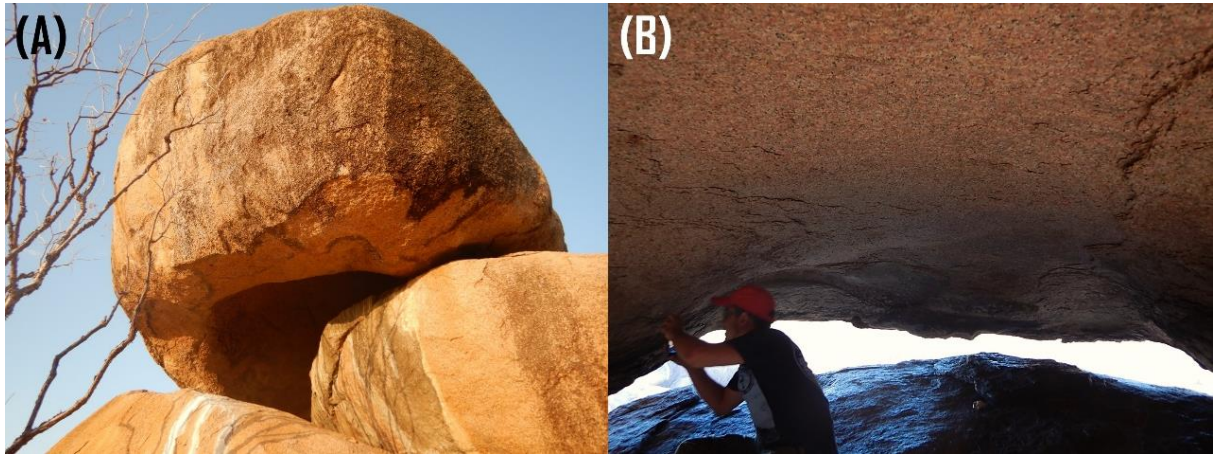
Quadro 4 – Origem e denominações dos *tafoni*.

ORIGEM	PRINCIPAIS EVENTOS	DENOMINAÇÃO DA FORMA
Endógena (interno)	Intrusão e consolidação do magma; Geração da rede de descontinuidades; Migração de cargas; Recinto lacunar subsférico.	Tafone oculto (via tectônica)
Epigênica (subsuperfície)	Contato da rocha com o nível freático; Concentração de carga.	Tafone oculto (via edáfica)
	Recinto lacunar subsférico; Processo de <i>etch</i> .	Tafone gavrado
Epigênica (subaérea)	Contato da rocha com o ar, água e biota; Mobilização diferencial do regolito; Manifestação externa da cavidade.	Tafone primário (endógeno-epigênico)
	Geração da cavidade externa.	Tafone primário (exógeno)
	Degradação de todas as cavidades.	Tafone secundário

Fonte: Adaptado de Alvarez (2005)

Um tipo excepcional de tafoni são os tafoni basais. Esse tipo se apresenta como cavidades basais que se expandem de forma ascendente da base do *boulder* granítico consumindo seu interior e ampliando em todas as direções (Figura 30). Conforme Alvarez (1999), isso ocorre quando o bloco granítico se assenta sombra a superfície, fazendo com que o encaixe deixe vazios em virtude das irregularidades superficiais de ambos.

Figura 30 – Tafone basal. (A) Cavidade ascendente; (B) Interior da cavidade com descamação em folhas.



Fonte: Acervo do autor (2018)

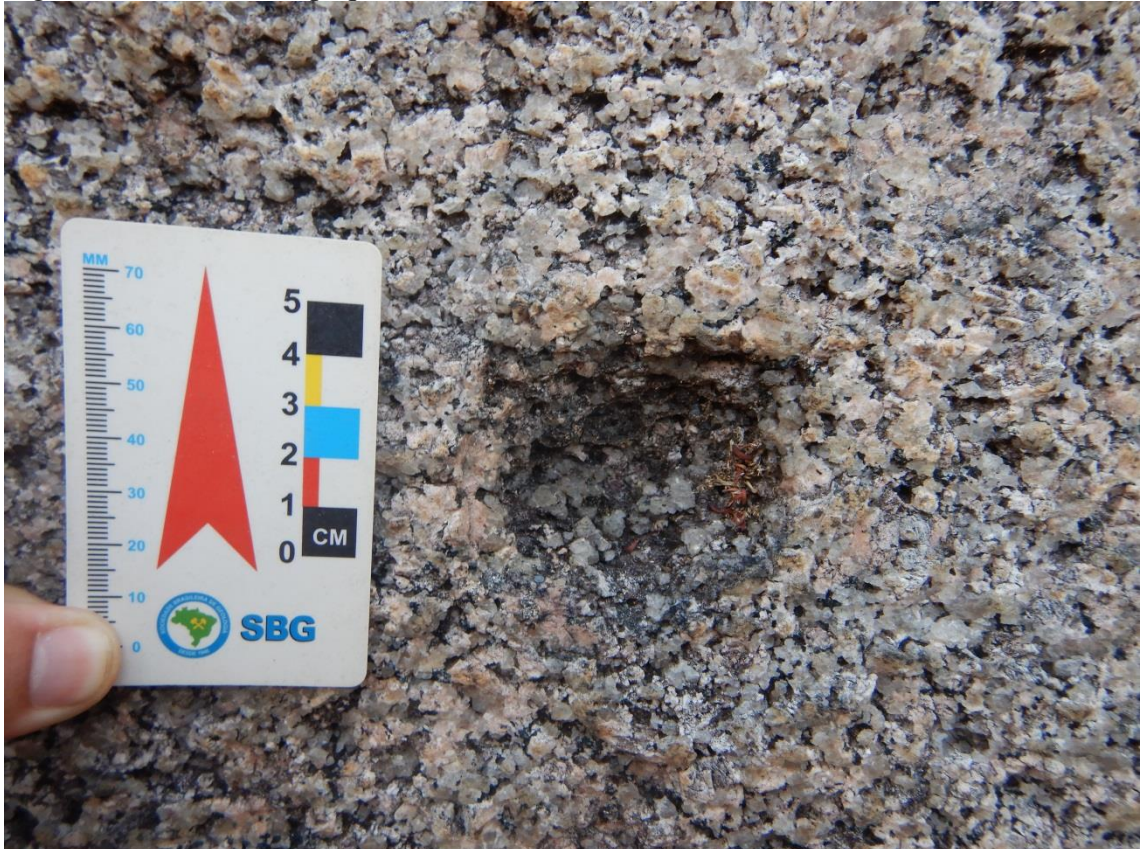
Logo, a desagregação química é possibilitada pela zona de sombra, pois no interior do tafone ocorre a menor incidência da insolação e do ressecamento, tornando o desgaste intempérico mais intenso na parte central do bloco do que em sua superfície (MAIA; NASCIMENTO, 2018). A descamação denota uma superfície ativa. Em outros lugares o granito apresenta-se desagregado.

Esse tipo pode também ser induzido a partir de forças gravitacionais impostas por um grande bloco sobre um afloramento, causando tensões cristalinas nos pontos de contato, e eventualmente orientando a base da rocha no afloramento e o tafone (TWIDALE; ROMANÍ, 2005). Essa tensão e orientação cria uma zona de franqueza propensa para a evolução do tafone basal.

Outro tipo de feição tafoniforme são os alvéolos ou *honeycombs*, sendo considerados uma subclasse dos tafoni. É um tipo de intemperismo cavernoso, termo utilizado para descrever pequenos alvéolos (Figura 31), semelhantes a um favo de mel (*honeycomb*) (GOUDIE, 2006). Para Maia e Nascimento (2018) trata-se de concavidades circulares densamente distribuídas na forma de nichos de intemperismo.

Conforme Twidale e Romaní (2005), os alvéolos encontrados nas paredes internas e nos tetos de tafoni são maiores (10–15 cm de diâmetro) do que aqueles preservados em superfícies expostas (2–3 cm de diâmetro). Isso se dá devido ao nicho ambiental criado dentro do tafone, onde as cavidades podem se estender, em comparação com locais expostos onde seu entorno é destruído antes que eles cresçam. Alguns estudos apontam que o *honeycomb* são de escalas centimétricas à menores, enquanto o tafone é de escala centimétrica à métrica (VILES, 2001).

Figura 31 – Alvéolo de pequena dimensão.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Paradise (2013) propõe o termo *nasted tafone* (tafone aninhado), sendo usado para identificar alvéolos que se desenvolveram no interior de outro tafone. Esse agrupamento indica que os alvéolos estão se desenvolvendo dentro de cavidades já existentes e representam um estágio posterior ao desenvolvimento do tafone.

Parece evidente que sua dimensão está relacionada com o tamanho do grão da rocha, no qual rochas de granulação fina desenvolvem alvéolos pequenos, enquanto rochas de granulação grossa desenvolvem grandes alvéolos (TWIDALE; ROMANÍ, 2005). A ocorrência de fraturas pode também criar microambiente propícios a formação dos *honeycombs* (Figura 32).

Evolutivamente, quando a depressão começa a aumentar, a cavidade se aprofunda em um ritmo mais rápido do que aumenta. As paredes afinam mais lentamente do que aprofundam (SUNAMURA, 1996). A coalescência de paredes e/ou colapso comumente indica uma redução na taxa de aprofundamento, representando um estágio posterior no desenvolvimento (PARADISE, 2013).

Figura 32 – *Honeycomb* condicionado por fraturamento na massa rochosa.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Assim como os efeitos da salinidade, descobriu-se que a biota atua como agente de alteração mecânica e química. A fixação de líquens (associação de fungos e algas) e musgos na rocha são considerados um agente destrutivo na integridade das rochas, podendo erguer e separar as porções do substrato (PARADISE, 2013).

A presença desses organismos indica ou uma superfície estável na qual eles podem se propagar, ou uma superfície com intemperismo preso devido a fixação e crescimento de revestimentos bióticos (PARADISE, 2013). Ou seja, a instalação do líquen pode tanto induzir e resistir o processo no substrato rochoso.

Além disso, o líquen pode tornar o substrato áspero, abrandando a superfície e preparando-a para intemperismo diferencial e o início do tafone. Ácidos orgânicos também foram identificados como importantes agentes de intemperismo. Alguns compostos orgânicos podem atuar como revestimentos em superfícies reativas, reduzindo o intemperismo; no entanto, em geral, os ácidos orgânicos aceleram as taxas de intemperismo (YOUNG et al., 2009). Parece que esses organismos se instalam sobre os minerais máficos, deixando ressaltados os minerais mais resistentes, como o quartzo (Figura 33).

Figura 33 – Líquens fixados no granito, associados aos minerais máficos.

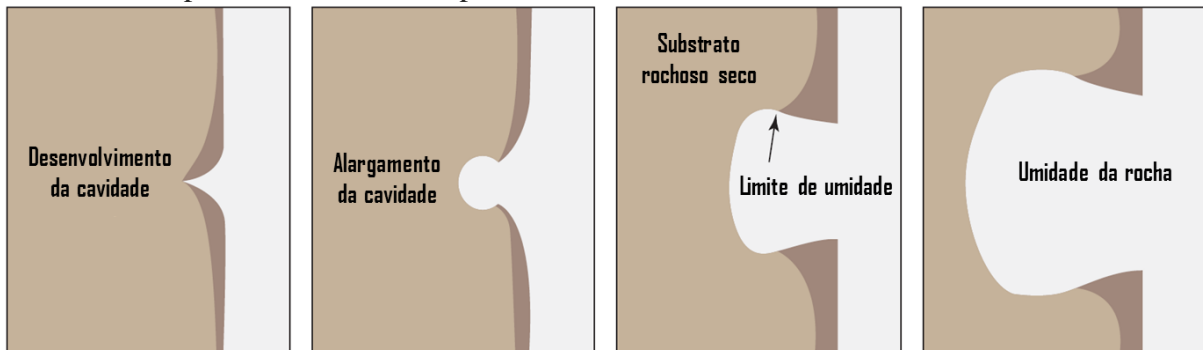


Fonte: Acervo do autor (2018)

De acordo com Paradise (2013), o tafoni evolui em cinco etapas distintas que são categorizadas através de mudanças nas formas da cavidade, relações largura-profundidade e relação altura-profundidade. Primeiramente, pequenas cavidades se desenvolvem. Então essas cavidades ampliam-se, aprofundam-se e prologam-se (Figura 34). As cavidades começam a desenvolver paredes e bases ortogonais. Então as cavidades aumentam, as paredes afinam e as bases das cavidades se nivelam. Finalmente, à medida que as cavidades aumentam, algumas das paredes podem entrar em colapso e/ou romper, causando a fusão das cavidades e criando cavidades maiores. O tafoni evolui a partir do desenvolvimento da cavidade, seguido pelo alargamento, coalescência e, por vezes, de volta ao início da cavidade.

É interessante destacar que os tafoni são autodestrutivos, uma vez que contribuem na destrição da rocha onde se desenvolve (TWIDALE, 1982). Sua própria expansão possui o potencial para destruir a rocha hospedeira.

Figura 34 - Diagrama de desenvolvimento da cavidade ilustrando a importância do limite de umidade e suas relações para a morfologia do *tafone*. A cavidade evolui rapidamente (através de aprofundamento e/ou alargamento) no limite de umidade onde os ciclos de hidratação e de ressecamento podem ser diários ou periódicos.



Fonte: Adaptado de Huinkin, Pel e Kopinga (2004) e Paradise (2013)

7.2.2.2. Caneluras

São geralmente considerados como formas típicas de superfície cárstica associados com calcários (HUGGETT, 2007), por isso também são chamadas de *karrens*. Entretanto, há muitos exemplos de formas de relevo similares que se desenvolveram em superfícies graníticas inclinadas e verticais (MIGÓN, 2006a), sendo consideradas por muitos autores como pseudocarste.

Já Bigarella, Becker e Santos (1994), também as considerando como pseudocarste, afirmam que as caneluras se desenvolvem em rochas graníticas, migmatíticas ou alcalinas, formadas pelo escoamento linear da água nas vertentes das rochas nuas, desenvolvendo sulcos de dissolução/erosão. Seria então um termo restrito às tipologias litológicas mencionadas.

No entanto, essas formas são menos diversificadas em granito do que as desenvolvidas em calcário. A maioria dos *karren* graníticos apresentam uma ampla seção transversal em forma de U e são bastante rasas, tendendo a seguir linhas retas com sentido para baixo (MIGÓN, 2006a), sendo geralmente rasas (30-50 cm) e estreitas (30-100 cm) (TWIDALE, 1971).

Goudie (2006) destaca que o desenvolvimento da canelura é principalmente afetado pelo tipo e intensidade de processos químicos que atacam a rocha, em razão da característica da rocha (litologia, estrutura e topografia), da natureza da crosta superficial e do tempo disponível, e as mudanças nas condições durante esse tempo para que os processos atuem.

Algumas são claramente desenvolvidos em relação às fraturas (TWIDALE, 1971) (Figura 35). Assim, podem ser orientadas também tanto pelas fraturas quanto pelas porções inclinação mais íngreme (CAMPBELL; TWIDALE, 1995; CAMPBELL, 1997).

Figura 35 – Caneluras controladas pelo padrão de fraturamento no *inselberg* Pedra da Andorinha e sua porção oeste.



Fonte: Imagem cedida por Rodrigues (2017)

Em alguns casos, o material mais intemperizado das zonas fraturadas é explorado, sendo o seu desenvolvimento, uma vez formado, auxiliado pelo intemperismo em função da umidade que persiste no seu fundo (TWIDALE, 1971). Assim, Maia e Nascimento (2018) constataram que sua ocorrência pode estar associada às variações faciológicas do granito. Nas fácies com predominância de uma matriz máfica e textura porfirítica, observa-se maior densidade de caneluras quando comparados a granitos félsicos, já que minerais como biotita, muscovita e anfibólio são mais intemperizáveis em relação ao quartzo e feldspatos.

De modo geral, originam-se através da ação combinada do intemperismo químico e da erosão provocada pelo escoamento superficial da água, principalmente a pluvial (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994).

Há exemplo no qual a água que drena as paredes graníticas condiciona o estabelecimento de musgos e líquens (TWIDALE, 1971) e, eventualmente, a formação de

solos incipientes nos setores elevados e menos inclinados, sendo capazes de produzir ácidos húmicos, para incrementar a ação corrosiva das águas com CO₂ dissolvido que escorrem pela vertente rochosa nua (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994), podendo formar microambientes úmidos no interior das caneluras. O ressecamento desses organismos nos períodos secos pode oferecer proteção ao intemperismo nesses setores (CAMPBELL, 1997).

Quando ocorrem nas escarpas dos *inselbergs*, as caneluras tornam-se responsáveis pela organização do sistema radial dispersor do escoamento pluvial (MAIA; NASCIMENTO, 2018; MAIA et al., 2018), ocorrendo paralelos um ao outro (TWIDALE, 1971).

Em relação a sua ocorrência na REVIS as caneluras estão situadas no *inselberg* e no seu entorno rochoso à oeste, estando fortemente condicionadas pela densidade do padrão de fraturamento, na qual, conforme Rodrigues (2018), apresentam direcionamento N10W.

Sua distribuição geográfica é bastante ampla, sendo relatados em ambientes tropicais úmidos. Porém não estão restritas a ambientes com elevadas precipitações, ocorrendo também em ambientes (semi)áridos (MIGÓN, 2006a).

7.2.2.3. *Bacias de dissolução*

Também conhecidas como *weathering pits*, *rock basins*, *gnammas*, *cuencas rocosas*, *vasques*, as bacias de dissolução são depressões circulares, elípticas ou irregulares, localizadas sobre uma base rochosa (CAMPBELL, 1997), ocorrendo normalmente em escala variável de decimétrica à métrica, na qual sua forma é similar à de uma marmita, porém são diferenciadas pela gênese e pela ausência de seixos em seu interior (MAIA; NASCIMENTO, 2018). Ocorrem preferencialmente em rochas graníticas (BIGARELLA et al., 1994) e estão geralmente associadas à fraturas ou às suas interseções (CAMPBELL; TWIDALE, 1995; CAMPBELL, 1997) (Figura 36).

É possível que evoluam a partir de depressões irregulares superficiais capazes de reter água; essas podem estar relacionadas à pequenas diferenças petrográficas na rocha, ou devido à descamação superficial, cujo desprendimento de uma lâmina deixa uma cavidade rasa na rocha (MIGÓN, 2006).

Tais depressões pode também estar atreladas à frente de intemperismo, uma vez que o intemperismo no manto pode gerar pequenas depressões na massa rochosa, tornando-a propícia ao desenvolvimento da bacia de dissolução, após exposição desta em superfície.

Concentrações de ortoclásio e/ou biotita, podem ser mais suscetíveis ao ataque de umidade e, conseqüentemente, a uma alteração diferencial, formando uma cavidade inicial

que mais tarde poderia se transformar em uma bacia de dissolução (TWIDALE, 1971; TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Figura 36 – Bacia de dissolução associada à fratura (A) ou à interseção delas (B), preenchidas por água do período chuvoso.



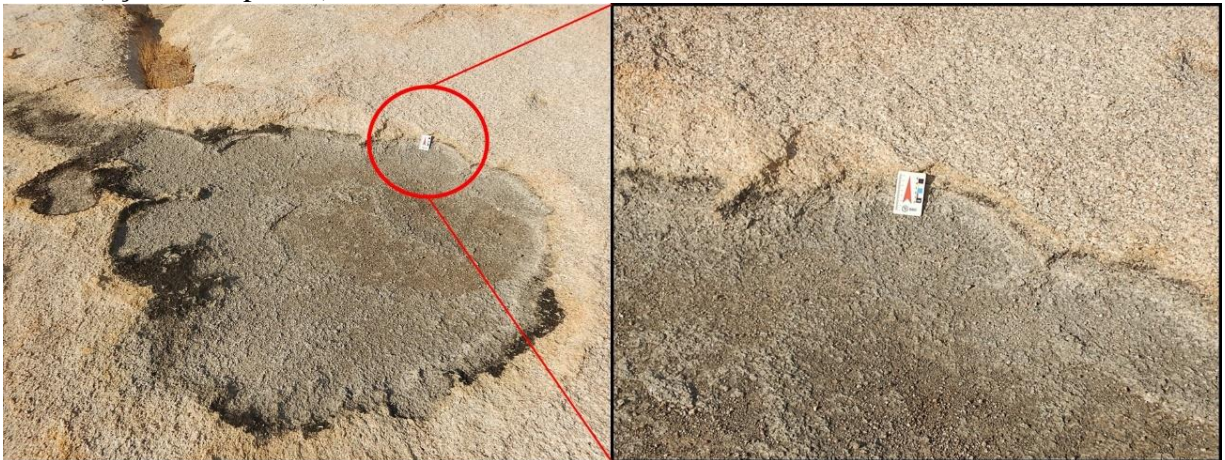
Fonte: Acervo do autor (2018)

Muitos autores aceitam a ação da estagnação da água da chuva nessas depressões (Figura 39), assim como os processos químicos de solução, como principais para seu desenvolvimento. Outros observam evidências de hidratação ou a ação mecânica da geadas e do sal, além do intemperismo bioquímico (GOUDIE, 2006; MIGÓN, 2006). Sua formação também pode estar associada a uma desintegração granular localizada num determinado ponto da rocha (BIGARELLA et al., 1994).

A presença de enclaves máficos também condicionam a formação desta feição. Por serem mais solúveis, o intemperismo ataca esses minerais e a posterior erosão as transportam, deixando a cavidade exposta.

Essas depressões permitem então o acúmulo periódico de água, quando seu exutório não é suficientemente desenvolvido para drenar água do fundo da bacia de dissolução (MAIA; NASCIMENTO, 2018). Isto, em conjunto com a matéria orgânica, atua na alteração dos silicatos, principalmente dos feldspatos. Com o aumento progressivo da profundidade, a água com ácidos orgânicos passa a atuar por tempo cada vez maior. No nível de água mais elevado, nas paredes das depressões, verifica-se uma ação corrosiva que faz com que a reação química atue lateralmente para o interior da rocha (Figura 37). Com o decorrer do tempo, a bacia assume dimensões maiores, aumentando a capacidade de acúmulo de água (BIGARELLA et al., 1994). Em seu interior, o granito é apodrecido e desintegrado, deixando um resíduo arenoso, com alguns fragmentos maiores (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Figura 37 – Bacia de dissolução seca com marcas de nível de água préterita, de coloração escura (ação intempérica), demonstrando o récuo vertical da borda.



Fonte: Acervo do autor (2018)

O desenvolvimento de uma bacia de dissolução exige que os produtos do intemperismo no interior da depressão sejam evacuados periodicamente, sendo perceptível que a profundidade dessa feição é um fator limitante para a sua evolução, tendo em vista que quanto maior for a sua profundidade, maior será a dificuldade do transporte de detritos (MIGÓN, 2006a). Dessa forma, inundações e enxurradas contribuem para a eliminação dos detritos acumulados na cavidade, parecendo essenciais ao seu desenvolvimento (BIGARELLA et al., 1994), limitando a evacuação aos elementos mais finos e permanecendo o material mais grosseiro (GODARD, 1977).

Algumas dessas depressões de intemperismo, com presença de vegetação, possivelmente tiveram como única causa do início de sua formação, a ação de raízes que penetram ao longo das diaclases (BIGARELLA et al., 1994). Inicialmente, uma interseção de fissuras e/ou uma segregação de minerais alteráveis pode ser suficiente para causar a concentração de líquens ou musgos que, pelo crescimento, criam um efeito de “estufamento”, causando uma pequena cavidade onde a água da chuva se acumule. A cavidade criada tende a desenvolver-se automaticamente à medida em que se constitui como um microambiente úmido favorável à alteração, tendendo a isolar as superfícies rochosas secas e nuas do entorno (GODARD, 1977).

Quando a base, na qual se encontra a bacia, apresenta pequeno declive topográfico, pode originar interconexões entre as bacias de dissolução (Figura 38). Isso acontece em função do aprofundamento e alargamento do exutório. Nesse processo, os fundos das bacias passam a formar patamares que promoverão a drenagem em efeito cascata (MAIA; NASCIMENTO, 2018; MAIA et al., 2018).

Figura 38 - Bacias de dissolução conectadas, sendo perceptível o curso da drenagem.

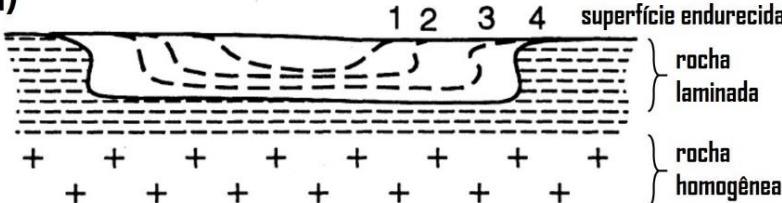
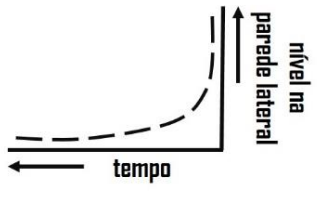
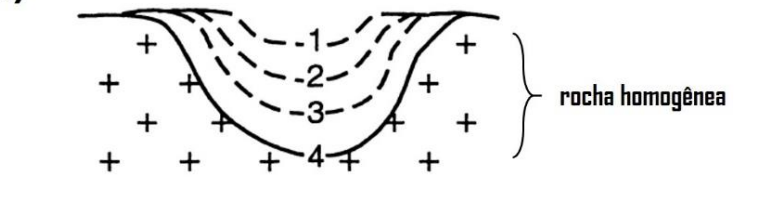
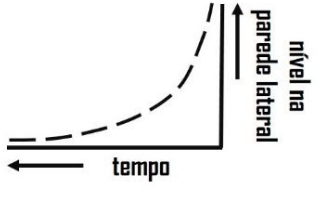


Fonte: Acervo do autor (2018)

Na REVIS nota-se a presença de duas tipologias de bacias de dissolução, descritas por Twidale (1971). São elas (Figura 39):

1. *Pané* o tipo mais comum, sendo relativamente raso, com piso largo e plano (Figura 37), sendo o tipo de bacia de dissolução mais descrito. Elas são geralmente 2-3 m de diâmetro e cerca de 30-50 cm de profundidade; mas os recursos compostos, é claro, alcançam dimensões muito maiores. Onde a crosta é bem desenvolvida, a saliência lateral ocorre verticalmente em toda a volta da parede marginal. Isso pode ocorrer através da maior permanência de água nos níveis mais baixos e, conseqüentemente, intemperismo atuaria na zona de contato ar-rocha-água. Assim, o intemperismo avança mais rapidamente lateralmente do que verticalmente. Sua origem também parece estar associada às camadas presentes na zona mais superficial do granito.
2. *Pit* consiste em bacias de dissolução onde a sua expansão avança tanto lateral como verticalmente, gerando cavidades mais profundas (Figura 36), atingindo até cerca de 1 m de profundidade. Sua origem parece estar associada a fraturas, uma vez que estas permitem a infiltração da água e da umidade, condicionando uma ação intempérica em setores mais profundos. Por isso apresentariam maior profundidade e concavidade da base. Devido a maior profundidade desse tipo de forma, a água permanece acumulada por um maior tempo em relação a forma anterior, fazendo com que o intemperismo também atue por mais tempo.

Figura 39 – Relação entre o tempo de contato da água com a rocha na formação de *pans* e *pits*.

Tipologias de bacias de dissolução	Frequência do contato água-rocha
<p>i)</p>  <p>1 2 3 4 superfície endurecida</p> <p>rocha laminada</p> <p>rocha homogênea</p>	 <p>nível na parede lateral</p> <p>tempo</p>
<p>ii)</p>  <p>rocha homogênea</p>	 <p>nível na parede lateral</p> <p>tempo</p>

Fonte: Adaptado de Twidale (1971) e Campbell e Twidale (1995)

Conforme Huggett (2007), essas feições são comuns praticamente em todo o tipo de rocha e em todos os climas, porém são mais visíveis em ambientes árido e semiáridos, principalmente por apresentarem uma área maior de superfície rochosa. Em climas intertropicais úmidos, o desenvolvimento é, sem dúvida, mais rápido, estimulado pelas altas temperaturas, pela renovação de soluções e pela ação dos ácidos orgânicos (GODARD, 1977).

É interessante ressaltar, que em ambientes (semi)áridos, essas bacias acumulam água na estação chuva, permitindo o ataque intempérico nessas concavidades até sua total evaporação, mesmo após a passagem da estação chuvosa. Ou seja, após cessão das chuvas, iniciando a estação seca, o intemperismo pode ser capaz de estender sua atuação.

7.2.2.4. *Flared slopes*

Flared slopes são formas excepcionais associadas à frente de alteração, desenvolvidas na base de afloramentos rochosos ou em *boulders*, sendo expostos por exumação do regolito (CAMPBELL, 1997). Tais formas estão associadas a paleoníveis de meteorização epigênicos, alçados atualmente pela erosão diferencial do embasamento circunjacente, ocorrendo na forma de rasas reentrâncias na base de escarpas graníticas (MAIA; NASCIMENTO, 2018).

Apresentam uma gama de dimensões, mesmo ao longo de um único afloramento. Podem ser baixos com 0,5 m e atingir até mais de 10 m de altura. Eles podem ser bem localizados, assim como pode estar presentes em todo o perímetro de uma superfície rochosa. Eles acompanham a formas como *inselbergs*, mas em *boulder* não são incomuns (MIGÓN, 2006).

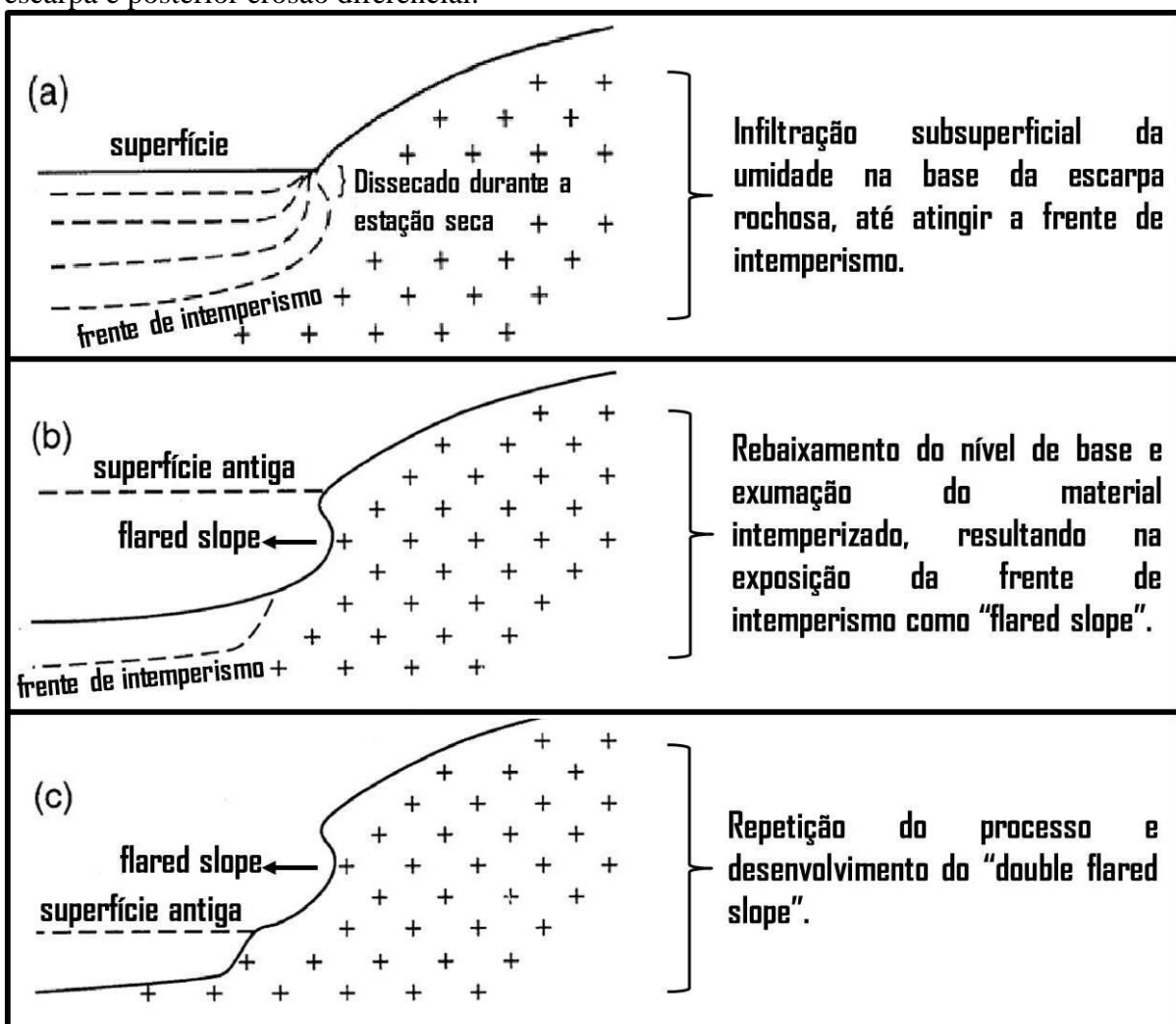
Apresentam-se, essencialmente, de duas formas: como uma zona basal de inclinação da rocha ou como uma saliência (MIGÓN, 2006). Ou seja, caracteriza-se como uma concavidade basal (de até 12 m de altura), sendo resultado do ataque intempérico pela umidade na base rochosa em subsuperfície. Essa depressão reflete o desgaste mais rápido da rocha na base da encosta, onde a água é mais abundante (CAMPBELL; TWIDALE, 1995). A concavidade resulta da desidratação da superfície e da superfície subjacente e a persistência da umidade em maiores profundidades, onde o intemperismo atuará por mais tempo, acerretando no recuo subsuperficial das encostas (TWIDALE, ROMANÍ, 2005).

Supõe-se que o contato rocha-regolito seja o limite entre dois ambientes de intemperismo caracterizado por intensidades contrastantes de decaimento relacionado à umidade. Sobre a rocha nua exposta, portanto seco, os efeitos do intemperismo são muito

limitados. Por outro lado, a água, tanto da chuva como do escoamento das superfícies de rocha nua, é armazenada no regolito, elevando o nível de umidade do solo e, conseqüentemente, a eficácia do intemperismo aumenta (MIGÓN, 2006).

Para Twidale e Campbell (1993) o *flared slope* se desenvolve em dois estágios: 1) ação do intemperismo em profundidade na base da escarpa rochosa pela umidade do solo, condicionado pela estabilidade tectônica; e 2) remoção do regolito, expondo a suave concavidade basal da frente de intemperismo na escarpa (Figura 40a, b).

Figura 40 – Etapas de desenvolvimento do *flared slope* por intemperismo no sopé de uma escarpa e posterior erosão diferencial.



Fonte: Adaptado de Twidale (1976)

Então ocorre o seguinte: a superfície do solo perde sua umidade, enquanto que em profundidade a umidade é mantida, devido a menor incidência da radiação solar e, conseqüentemente, menores taxas de evaporação. Portanto, o intemperismo continua atuando na base rochosa em níveis mais profundos, escavando lateralmente a base da massa rochosa

em subsuperfície, tornando-a côncava perpendicularmente aos horizontes do solo. Pulsos de alterações climáticas podem alterar os níveis de base locais, resultando em processos erosivos que expõem essa feição em função da remoção do solo.

Quando em vários níveis de altura, um acima do outro, são chamados de *double flares* ou *multiple flares*(MIGOÑ, 2006) (Figura 40c). Grandes fraturas podem permitir a penetração da água suficiente para induzir o intemperismo e desenvolver o *flared slope*(TWIDALE, ROMANÍ, 2005) (Figura 41).

Figura 41 – (A) Fissuras alargadas em afloramento rochoso; (B) *Flared slope* desenvolvido no interior da fissura.



Fonte: Acervo do autor (2018)

7.2.2.5. Espeleotema granítico

O intemperismo inevitavelmente leva à solução (BENNETT, 1991) e às características da variedade erosional resultantes da degradação de rochas graníticas, gerando produtos com várias formas deposicionais ou construtivas (ROMANÍ; TWIDALE, 1998).

Nas discontinuidades da superfície granítica, a ação da água meteórica desencadeia o processo de dissolução e precipitação dos minerais da rocha, condicionando a formação de vários tipos de depósitos conhecidos genericamente como espeleotemas (ROMANÍ et al., 2003; ROMANÍ; VAQUEIRO, 2011). Em função do periódico ataque químico, essas discontinuidades podem ser ampliadas para formar outras feições de dissolução como os *honeycombs* e *tafoni*.

Romaní e Vilaplana (1984) e Twidale e Romaní (2005) os descrevem como produtos equivalentes aos dos ambientes carbonáticos, com diferenças na composição química (silicosos) e dimensões (milimétricas a centimétricas), mas muito semelhantes na forma (cilíndricos, cônicos ou planares) e estrutura de crescimento (em camadas rítmicas concêntricas) (Figura 42).

Figura 42 – Microespeleotemas desenvolvidos em *honeycomb*.



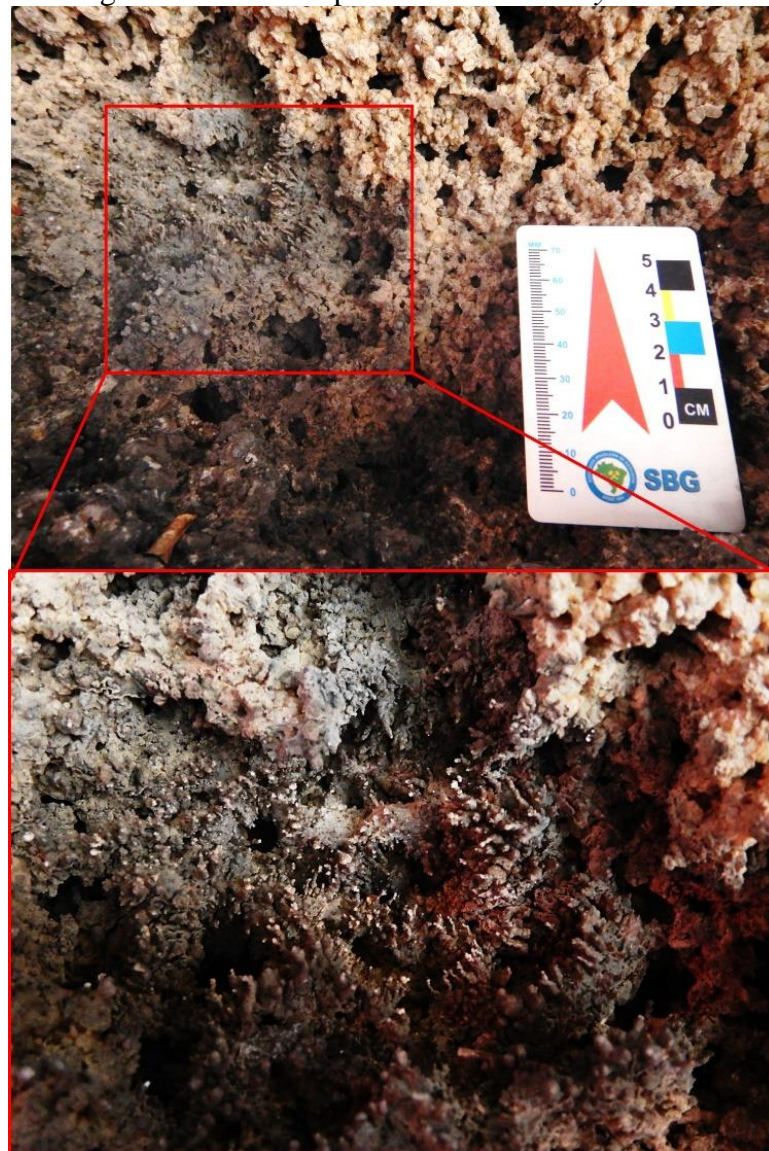
Fonte: Acervo do autor (2018)

A primeira menção conhecida de espeleotemas em granitos corresponde a Caldcleugh (1829) que relatou espeleotemas de sílica de uma saliência em uma cúpula de granito-gnaiss na região do Rio de Janeiro, Brasil (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Romaní e Vilaplana (1984), Romaní e Vaqueiro (2007) e Romaní et al. (2010a) distinguem três tipos de depósitos quanto à gênese: depósitos de gotejamento no teto

(estalactites e crostas estalactíticas), depósitos de gotejamento no solo (estalagmites e crostas estalagmíticas) e espeleotemas erráticos ou antiestalactites (não envolvendo gotejamento, podendo se desenvolver em qualquer direção – chão, teto, parede, independente da gravidade, por ação da circulação capilar da água) (Figura 43). Tanto as estalactites, como as estalagmites e as anti-estalactites podem aparecer em formas individuais ou ramificadas (quando passam a ser denominadas de coraloides).

Figura 43 – Microespeleotemas em *honeycomb*.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Em relação à composição mineral dos espeleotemas, Romaní e Vaqueiro (2007) citam essencialmente a sílica amorfa. Já Romaní et al. (2010b) citam, além da sílica amorfa, a pigotita, estruvita, goethita e outros. Na análise desses autores, além da ação da água na formação destes depósitos, a intervenção biológica desempenha um papel importante,

umentando o pH da água, ocupando a estrutura porosa dos espeleotemas e atuando como núcleos de deposição de sedimentos e armadilhas para a fixação de atividades biológicas

A ausência de água interrompe a atividade biológica, permitindo o crescimento de espeleotemas através da cristalização de baixa energia de minerais puros como fosfatos, carbonato de cálcio, mas habitualmente gipsita, de origem na atividade bacteriana (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

7.2.3. *Microformas de fraturamento*

As microformas de fraturamento estão associadas ao desenvolvimento de *split rock* e *polygonal cracking*, muitas vezes presentes em *boulders* graníticos. A gênese dos *boulders* está associada ao intemperismo seletivo em subsuperfície, guiado por padrões ortogonais de fraturação e posterior exposição dos blocos não alterados através de processos erosivos. Contudo, após a exumação, esses blocos estão sujeitos à ação de processos exógenos, o que proporciona, muitas vezes, a divisão do *boulder* em duas ou mais partes, o desenvolvimento de redes de rachaduras poligonais (*polygonal cracking*), ou mesmo a sua desagregação total.

7.2.3.1. *Split rock*

Uma vez expostos, os *boulders* ficam sujeitos a uma variedade de processos intempérico externos e continuam a se desintegrar granularmente e descamar, reduzindo o seu tamanho. Porém, por vezes, muitas dessas rochas são quebradas em duas partes ao longo de uma única fissura vertical (Figura 44), podendo atingir até alguns metros de diâmetro (MIGÓN, 2006).

Presume-se que inicialmente eram totalmente juntos, mas agora estão separados por um espaço considerável (ROMANÍ; TWIDALE, 1998). A superfície das áreas fraturadas apresenta-se comumente planas, mas algumas são arqueadas ou onduladas (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Sua origem não está atrelada ao intemperismo e erosão de faixas menos resistentes na rocha, já que nenhum traço desses materiais estão associados à ela. Nem podem ser atribuídos ao deslizamento do bloco por gravidade por estarem caracteristicamente localizados em bases horizontais. E as argilas expansivas raramente estão presentes nessas feições, o que impossibilita a ocorrência dessa quebra (ROMANÍ; TWIDALE, 1998).

Embora o intemperismo crigênico tenha sido alegado como responsável, principalmente em zonas frias, essa divisão é melhor interpretada como resposta à distribuição de tensão em massas rochosas mal suportadas, portanto sem relação com as condições ambientais (MIGÓN, 2006). E de fato, rochas partidas ao meio ocorrem em diferentes ambientes, como desertos quentes, desertos frios e savanas tropicais úmidas (TWIDALE; ROMANÍ, 2005; MIGÓN, 2006).

Figura 44 – *Split rock*.



Fonte: Acervo do autor (2018)

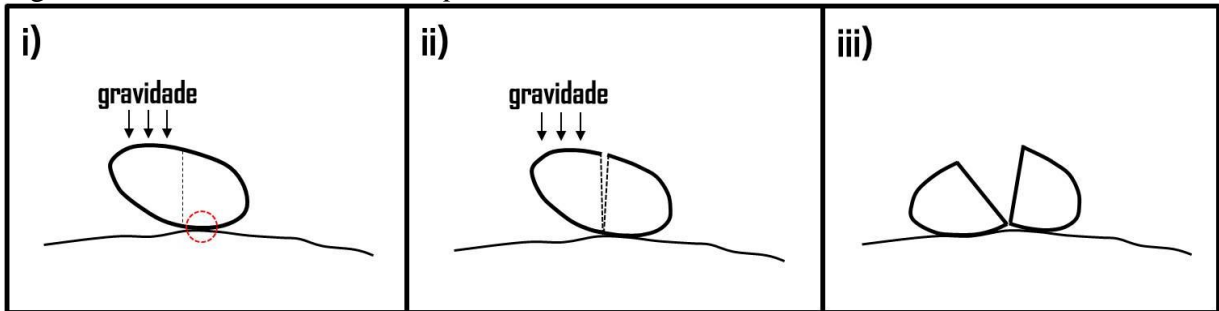
Campbell e Twidale (1995) notaram que muitos *boulders* são sustentados por uma pequena base na superfície rochosa, no qual porções consideráveis não são suportadas, sendo mantidas pela coesão cristalina da rocha. Quando esse bloco apresenta alguma instabilidade, como uma fratura ou um intemperismo profundo, a gravidade atua, fazendo com que a parte não sustentada desmembre do restante do corpo, permanecendo em *situ* ou se deslocando para áreas mais baixas conforme declive do terreno (Figura 45).

Ou seja, o desgaste intempérico ao longo dessas fraturas preexistentes enfraquece a coesão entre as duas massas adjacentes e, a menos que as porções tenham bases planas e repouse sobre uma plataforma plana, o peso das duas partes da massa separadas pela fratura

latente faz com o estresse seja liberado, causando o desmoronamento de ambas (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

É bom ressaltar que tremores de terra podem contribuir com esse processo, em razão da repercussão das vibrações sísmicas em superfície (CAMPBELL; TWIDALE, 1995; ROMANÍ; TWIDALE, 1998; TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Figura 45 – Desenvolvimento do *split rock*.



Fonte: Adaptado de Twidale e Vidal Romaní (2005)

Ainda assim, mesmo que exposição do *corestone* seja incompleta, a massa esferoidal é submetida a estresse tensional ao invés da carga compressional e gravitacional (TWIDALE; ROMANÍ, 2005), sendo essa uma outra possibilidade interpretativa para a origem dessa feição.

Anteriormente, Ollier (1978) havia constatado que a probabilidade desse fenômeno ocorrer aumenta para grandes *boulders* sobre uma área de contato muito pequena, sendo o diâmetro da rocha talvez 15 a 30 vezes o comprimento da área de contato, sendo raros em *boulder* com 2 m de largura. Desse modo, Twidale e Romaní (2005) acham duvidoso que a termoclastia, mesmo auxiliado por pancadas de chuva, poderia causar a divisão de grandes massas homogêneas.

7.2.3.2. *Polygonal cracks*

Polygonal crack, *cortezas de pan*, *agrietamientos poligonales*, *roturas poligonales* ou rachaduras poligonais, são feições que ocorrem em superfícies de *boulders* e afloramentos rochosos, e exibem redes de rachaduras (*crack*) rasas que descrevem polígonos de geometria variável (TWIDALE, 1982; MIGOÑ, 2006) com padrões regulares retangulares, radiais, etc (ROMANÍ; TEMIÑO, 2004) (Figura 46). Desse modo, consistem em padrões de rachaduras, algumas com 5 cm de largura, desenvolvidos em uma casca superficial que

penetram não mais do que alguns centímetros perpendicularmente a superfície do *boulder* ou da superfície rochosa (TWIDALE, ROMANÍ, 2005).

Williams e Robinson (1989) associam a gênese dessas feições à teoria da *surface crusting* (crosta superficial), na qual a superfície rochosa desenvolveria rachaduras em resposta à sua incapacidade de suportar e absorver tensões induzidas por mudanças de temperatura e umidade.

Figura 46 – *Polygonal crack* desenvolvida na face do boulder.



Fonte: Acervo do autor (2018)

Qualquer processo que promova a contração poderia, em princípio, ser responsável pelas tensões levando a rachaduras. Estresses podem ser criados porque as camadas superficiais das rochas são limitadas pelas camadas abaixo (como quando a superfície é resfriada, mas a rocha abaixo se mantém aquecida e resiste à contração das camadas superficiais) ou devido a heterogeneidade nas camadas superficiais. Em uma rocha heterogênea como o granito, por exemplo, os cristais de feldspato e quartzo têm diferentes coeficientes de contração térmica e, conseqüentemente, se contraem em taxas diferentes conforme a rocha é resfriada (WILLIAMS; ROBINSON, 1989).

As rochas graníticas onde *polygonal cracking* se desenvolvem apresentam características equigranulares a grãos médios, embora também tenham sido observados exemplos em rochas de grãos finos. Contudo, onde o granito é porfirítico, geralmente, não se observa essa feição (TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Sua origem pode também estar associada a um estresse compressional causada pela forte incrustação superficial causado pela acumulação/precipitação de óxidos de ferro e manganês, e possivelmente de sílica (TWIDALE, 1982; CAMPBELL; TWIDALE, 1995; TWIDALE; ROMANÍ, 2005).

Maia e Nascimento (2018) também associam a formação do *polygonal crack* ao baixo grau de fluxo magmático ou foliação metamórfica, o que faz com que as rachaduras se propaguem caoticamente segundo meio isotrópico, por não apresentarem uma direção preferencial (Figura 47).

Figura 47 – Rachaduras poligonais incipiente em superfície lateral *boulder*.



Fonte: Acervo do autor (2018)

A textura dessas feições é sempre áspera e, às vezes, podem apresentar manchas de ferro. A superfície do bloco que sustenta o *polygonal cracking* se tornou, de alguma forma, endurecida e, portanto, resiste ao desgaste, em um grau muito maior do que a que está embaixo (LEONARD, 1929).

De modo geral, o *cracking* pode ser uma consequência direta da formação de crosta, ou uma consequência indireta, associada ao caráter frágil de algumas crostas, que as tornam mais suscetíveis a essas rachaduras, quando submetidas a tensões causadas por mudanças de temperatura e umidade.

Vale salientar que essa feição é relatada em praticamente todas as regiões climáticas do mundo, sendo mais abundantes em áreas com baixas pluviosidades anuais, ou com pelo menos uma estação seca bem definida (WILLIAMS; ROBINSON, 1989). Esta distribuição indica que são formas de relevo azonais, cujo desenvolvimento ocorre em função de aspectos climáticos específicos. Sua natureza superficial, assim como sua presença em *boulders*, sugere que a idade da *polygonal cracking* seja bastante jovem (MIGONÍ, 2006).

A diversidade de feições apresentadas no decorrer dessa pesquisa possui potencial para uma gama de aplicações. Dentre elas destaca-se a científica, educacional e/ou turística. Essas aplicações são importantes para a difusão dos conhecimentos referentes às geociências, umas que são negligenciadas em quase todos os níveis de ensino e até mesmo na conscientização ambiental repassada a sociedade em geral. Logo, essa pesquisa prossegue com a elaboração de trilhas geoturísticas para a REVIS, de modo que repassem um conhecimento novo e mude a percepção dos visitantes, mesmo de diferentes níveis sociais, econômicos ou culturais.

8. POTENCIAL GEOTURÍSTICO

Os ambientes naturais são verdadeiros palcos de conhecimento. Acompanhando essa perspectiva, o geoturismo é um novo segmento turístico que segue esse preceito. Possui uma ênfase particular na conservação, educação e atrativos turísticos em relação aos elementos da abióticos (ou da geodiversidade), levando à interpretação do ambiente em relação aos processos formadores.

No geoturismo, Nascimento *et al* (2008) salientam que a interpretação ocupa um lugar de extrema importância, já que a linguagem e as terminologias são complexas para os leigos. Os mesmos ainda acentuam que a interpretação visa conscientizar as pessoas sobre a importância da geodiversidade e despertar o desejo de também protegê-la. A transmissão do conhecimento deve ser alterada para uma linguagem mais comum, de modo que os visitantes compreendam as informações.

Moreira (2014) define geoturismo como uma segmentação turística sustentável, realizada por pessoas que têm o interesse em conhecer sobre os aspectos abióticos (geológicos, geomorfológicos, pedológicos, mineralógicos, etc) de um determinado local, sendo essa a sua principal motivação na viagem.

Já o *ecoturismo*, que surgiu durante a metade do século XX junto com os movimentos ambientalistas, busca oferecer atividades turísticas baseadas na relação sustentável com a natureza, comprometidas com a conservação e a educação ambiental” (BRASIL, 2006). Nesse tipo de turismo, é perceptível uma maior aproximação à biodiversidade, onde muitos turistas almejam a contemplação da fauna e flora, na qual, muitas vezes, são realizados em áreas úmidas ou em períodos chuvosos. Porém, para muitas pessoas, as rochas ou geoformas não despertam a mesma atenção do que uma floresta ou animais, em virtude dos movimentos, das cores e dos sons. Despertar esse interesse é um dos grandes desafios do geoturismo.

Diante disso, Brilha (2005) é categórico ao defender que o geoturismo possui vantagens relativamente ao ecoturismo “tradicional”, uma vez que, não está sujeito às variações climáticas sazonais e não está dependente dos hábitos ou condicionalismos de fauna ou de flora, podendo ser alternativa a locais sobrelotados, complementando a oferta em áreas com atividade turística estabelecida. Porém, o autor desconsidera a ocorrência de exceções, como por exemplo, a visitação à cachoeiras podem sofrer oscilação em função da vazão da queda d’água ou acessos à trilhas podem ser interrompidos durante chuvas.

De acordo com Araújo (2005), o geoturismo e a geoconservação possuem uma

relação ambivalente, na medida em que uma boa conservação da geodiversidade assegura o seu bom usufruto turístico, da mesma forma que o geoturismo, quando cuidadosamente gerido, pode promover essa conservação.

Para isso, as trilhas interpretativas possuem o objetivo de ligar um local ao outro, demonstrando durante o trajeto os atrativos geoturísticos. Vasconcelos (1997 *apud* FOLMANN, 2010) afirma que uma trilha é considerada interpretativa quando seus recursos são traduzidos para os visitantes através de guias especializados com o propósito de instigá-los a percepção e descobrirem informações desconhecidas, podendo ter o auxílio de folhetos ou painéis.

Segundo a EMBRATUR (1994) as trilhas são rotas que conduzem os visitantes a locais de grande beleza natural para apreciação da natureza. Além disso, as trilhas apresentam benefícios à saúde física e mental, funcionando como prática esportiva. Nesse contexto, as trilhas interpretativas podem tornar a atividade turística mais enriquecedora. Esses espaços são propícios para a difusão de conhecimentos sobre o meio abiótico.

(...) há ocasiões em que os visitantes depredam o patrimônio visitado, riscando as rochas, arrancando estalactites e estalagmites das cavernas ou mesmo pisoteando rochas frágeis, causando a sua deterioração. A falta de conhecimento sobre os processos formadores das paisagens pode ser um dos motivos para que tais fatos lastimáveis ocorram, por isso é tão importante a divulgação da geoconservação (FOLMANN, 2010. p. 40).

Para que a trilha se atrele ao geoturismo há que se analisar a sua representatividade como recurso didático e seu potencial geoturístico.

8.1. Geoturismo em Unidade de Conservação de Proteção Integral

Conforme o Art. 7º do Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC), as unidades de conservação em dois grupos, com características específicas: Proteção Integral, com o objetivo básico de preservar a natureza, sendo admitido apenas o uso indireto dos seus recursos naturais; e Uso Sustentável, que objetiva compatibilizar a conservação da natureza com o uso sustentável de parcela dos seus recursos naturais.

Assim, nas Unidades de Conservação de Proteção Integral a proteção da natureza é o principal objetivo dessas unidades, possuindo regras e normas mais restritivas. Como foi dito anteriormente, nesse grupo é permitido apenas o uso indireto dos recursos naturais; ou

seja, aquele que não envolve consumo, coleta ou dano aos recursos naturais. Exemplos de atividades de uso indireto dos recursos naturais são: recreação em contato com a natureza, turismo ecológico, pesquisa científica, educação e interpretação ambiental, entre outras (MMA, 2019).

As categorias de proteção integral são: Estação Ecológica, Reserva Biológica, Parque Nacional, Monumento Natural e Refúgio de Vida Silvestre, estando a respectiva área de estudo classificada nesta última categoria.

O Refúgio de Vida Silvestre tem como objetivo proteger ambientes naturais onde se asseguram condições para a existência ou reprodução de espécies ou comunidades da flora local e da fauna residente ou migratória (SNUC, 2011). No Art. 13º, inciso 3º, consta que a visitação pública nesta categoria está sujeita às normas e restrições estabelecidas no Plano de Manejo da unidade, às normas estabelecidas pelo órgão responsável por sua administração, e àquelas previstas em regulamento.

Diante disso, a atividade geoturística seria uma outra alternativa de valorização da REVIS Pedra da Andorinha, uma vez que se destaca por sua diversidade de feições graníticas bem nítidas e também didáticas. Esse tipo de atividade, de uso indireto, condiz com as exigências dessa categoria, uma vez que pode esta ser incluída no Plano de Manejo que ainda será elaborado, mediante permissões e restrições adequadas.

A área é um palco para práticas dos conteúdos de sala convertidos em trabalhos de campo, aliados a concepção e implementação de trilhas e percursos geoturísticos e educativos, através de visitas guiadas, asseguradas por técnicos com capacidade adequada e formação científica (MOURA-FÉ, 2015).

8.2. Propostas de trilhas geoturísticas

Diante de todo o potencial visualizado na Pedra da Andorinha, as trilhas propostas objetivam a divulgação do conhecimento geocientífico (Mapa 6). Em função da geologia e geomorfologia da área, os percursos focam em transmitir como aquelas feições, oriundas de rocha granítica, evoluíram.

Além disso, a topografia da área, com muita variação de declividade, exige certo esforço da pessoa que a fizer. Logo, a condição física do visitante influenciará na realização desses percursos. Para isso, foram definidos 4 circuitos, com diferentes níveis de dificuldade: fácil, intermediário, difícil e muito difícil, representados no mapa pelas cores verde, amarelo, vermelho e roxo, respectivamente. O gradiente altimétrico entre o início e final da trilha foi o

critério adotada para definir as dificuldades das trilhas. Suas denominações referem-se a toponímia dada pela comunidade e pelos gestores, herdadas de antes da criação da REVIS.

Vale salientar que são interligadas, assim ao realizar um, é possível prosseguir para outro circuito, dependendo da condição atual da pessoa. O trecho da entrada da Unidade de Conservação até o Estacionamento pode ser realizado também por veículo pequeno, carro ou moto.

8.2.1 Circuito Cidade de Pedra

O circuito Cidade de Pedra desponta como o de mais fácil realização (cor verde). Apresenta cerca de 1 km de percurso, partindo do estacionamento, com uma variação de altitude em torno de 30 m a partir da entrada da UC até seu ponto final.

Para esta rota, foram definidos 4 locais (ou geossítios). Eles representam pontos ou áreas que demonstram feições que evidenciam processos formadores de *boulders* e demais ações sobre estes, importantes para a compreensão evolutiva da área de estudo. São elas: Divisor de Pedras, Caverna da Sala de Aula, Beco do Ventilador e Cidade de Pedra.

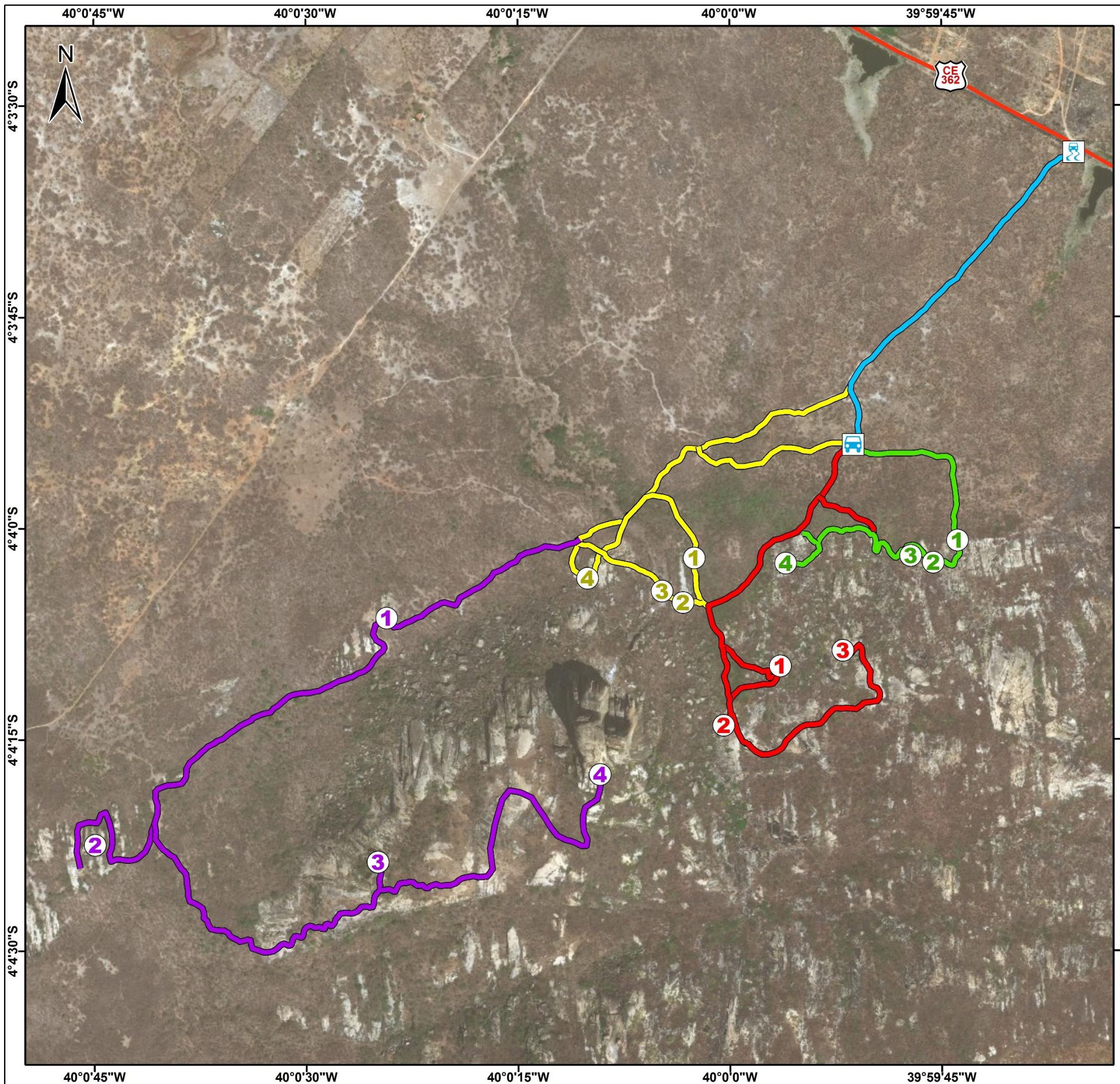
8.2.1.1. Divisor de Pedras

Este ponto exemplifica o contato da Superfície Aplainada (Depressão Sertaneja) com os Maciços Estruturais (Figura 48), os quais evidenciam uma mudança de litologia e processos. Isso reflete a diferente atuação do intemperismo e erosão em função da tipologia litológica. O maciço estrutural, sendo de composição granítica, apresenta maior resistência, em razão da maior porcentagem de quartzo, mineral bastante resistente. Seu entorno, de litologia metamórfica, encontra-se mais rebaixado, variando de suavemente ondulado e plano.

Figura 48 – Divisor de Pedras, início do circuito Cidade de Pedra.



Fonte: Acervo do autor (2018).



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

FEIÇÕES DO RELEVO GRANÍTICO DO
 REFÚGIO DA VIDA SILVESTRE PEDRA DA ANDORINHA, SOBRAL – CEARÁ:
 CLASSIFICAÇÃO E POTENCIALIDADES GEOTURÍSTICAS

Hudson Silva Rocha
 Orientador: Rubson Pinheiro Maia

1:8.000

Mapa 6 - Trilhas Geoturísticas

Convenções

Rodovia estadual

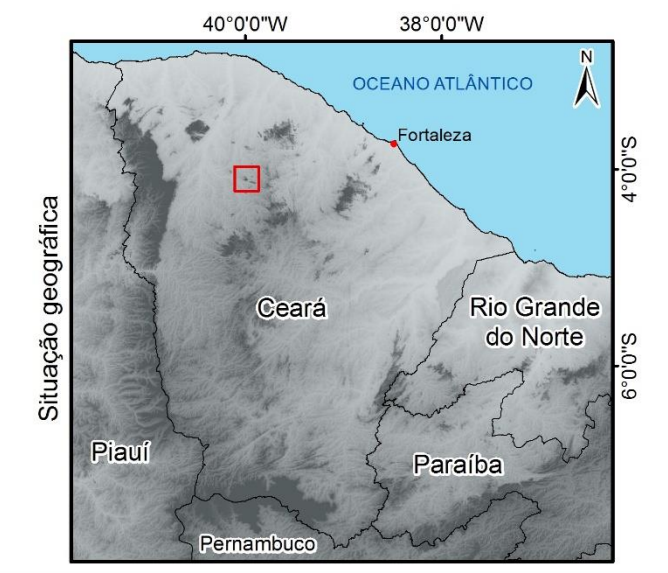
Legenda

Trajeto do Estacionamento

Entrada

Estacionamento

- | | |
|---------------------------|--------------------------------|
| Circuito Cidade de Pedra | Circuito Pedra do Sofá |
| 1 Divisor de Pedras | 1 Passarela de Pedra |
| 2 Caverna da Sala de Aula | 2 Portal de Pedra |
| 3 Beco do Ventilador | 3 Vale da Andorinha |
| 4 Cidade de Pedra | 4 Pedra do Sofá |
| Circuito Pedra do Urso | Circuito Pedra da Andorinha |
| 1 Pedra do Mirante | 1 Lajedo dos Tanques |
| 2 Casa de Pedra | 2 Sítio Andorinha |
| 3 Pedra do Urso | 3 Pedra da Espia |
| | 4 Inselberg Pedra da Andorinha |

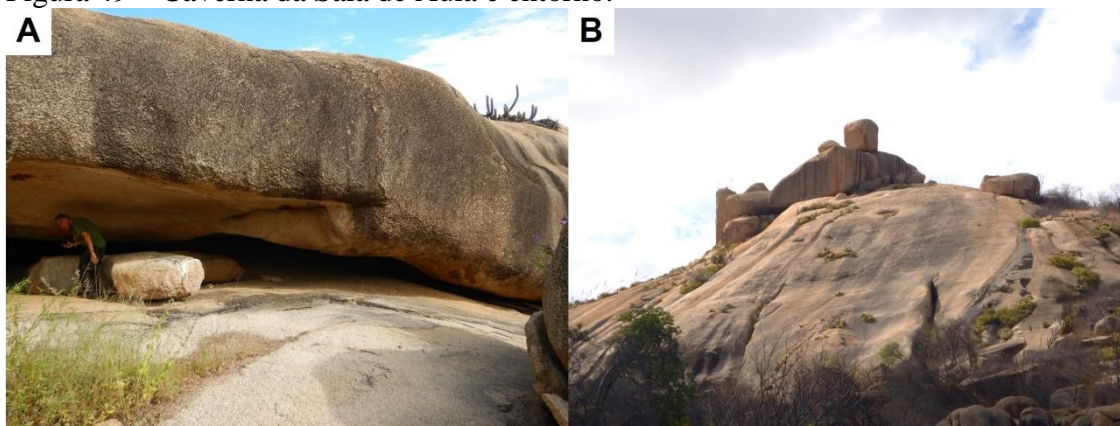


DER – Departamento Estadual de Rodovias. Mapa Rodoviário do Ceará. Escala: 1:750.000. Governo do Estado do Ceará. 2014.
 IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Limite Político Unidades Federativas. Escala: 1:250.000. IBGE. 2018.
 MIRANDA, E. E. de; (Coord.). Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Sistema de Projeção: Universal Transversa de Mercator – UTM. Datum: Sirgas 2000 – Zona 24S.

8.2.1.2. *Caverna da Sala de Aula*

Cavidade formada sob um boulder alongado que oferece espaço no contato com a rocha subjacente, dando um aspecto de caverna. Esse espaço permite reunir os visitantes que estão percorrendo a trilha, sendo um local propício para proferir explicações sobre aspectos daquele local, como características litológicas, formação de boulders, tors e caos de blocos, além de outros processos (Figura 49).

Figura 49 – Caverna da Sala de Aula e entorno.



Fonte: Acervo do autor (2019)

8.2.1.3. *Beco do Ventilador*

Este ponto localiza-se em uma cavidade formada nos espaços de boulders. Em determinado local há um corredor proveniente de uma brecha entre dois boulders, concentrando uma corrente de ar, tornando bastante ventilado (Figura 50A).

Em relação às feições, há ocorrências de alvéolos (honeycombs), que se formam pela intemperização mais ativa sobre os minerais máficos do granito. Além disso, no interior desses alvéolos, encontram-se microespeleotemas, originados da precipitação dos minerais máficos solubilizados, deixando em resalto os minerais félsicos, mais resistentes (Figura 50B e 50C).

8.2.1.4. *Cidade de Pedra*

A área da Cidade de Pedra consiste num lajedo com um aglomerado de boulders, constituindo um caos de blocos (Figura 51), sendo estes núcleos de rocha inalterada que resistiram ao processo de meteorização no interior do manto de intemperismo com posterior

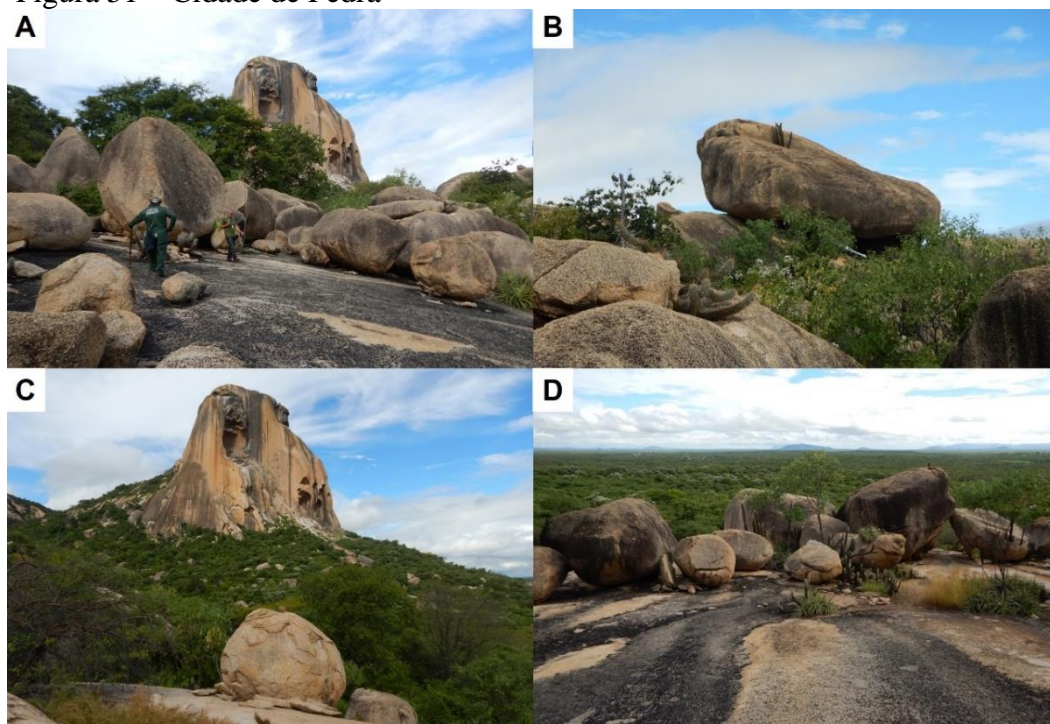
ação erosiva do *que removeu esse manto*. Logo, é um ambiente ótimo para expor sobre os processos de formação desses tipos de feições.

Figura 50 – Beco do Ventilador.



Fonte: Acervo do autor (2017, 2019)

Figura 51 – Cidade de Pedra



Fonte: Acervo do autor (2019)

8.2.2. Circuito Pedra do Sofá

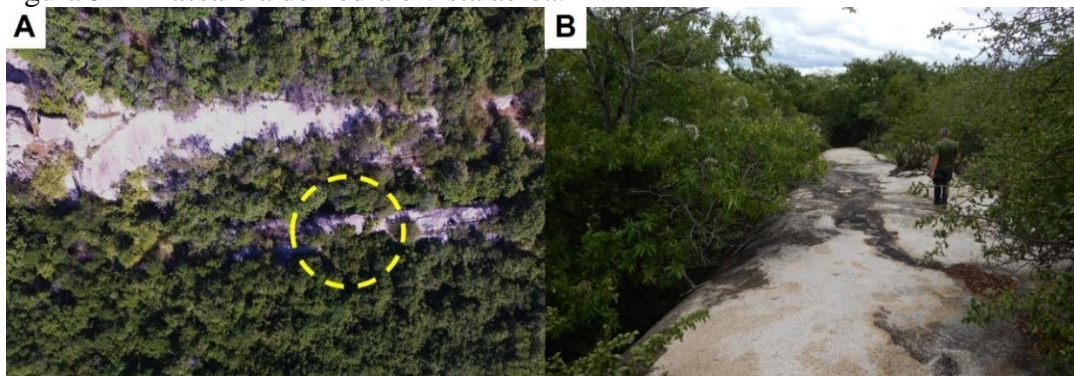
O circuito Pedra do Sofá apresenta dificuldade intermediária para sua realização (cor amarelo). Apresenta cerca de 1,7 km de percurso até seu ponto final (Pedra do Sofá), partindo do estacionamento, com uma variação de altitude em torno de 35 m a partir da entrada.

Para esta rota, foram definidos 4 locais (ou geossítios). Eles representam pontos ou áreas que demonstram feições provenientes de processos intempéricos subsuperficiais, meteóricos e biológicos. São elas: Passarela de Pedra, Portal de Pedra, Vale da Andorinha e Pedra do Sofá.

8.2.2.1. Passarela de Pedra

Desponta como o trecho de início do respectivo circuito. Caracteriza-se como um afloramento rochoso estreito e alongado, além de estar elevado em relação ao entorno (Figura 52). Isso se deve ao fato do fraturamento das adjacências que permitiram maior ataque intempérico e, conseqüentemente, erosivo, condicionando a elevação dessa feição.

Figura 52 – Passarela de Pedra e vista aérea.

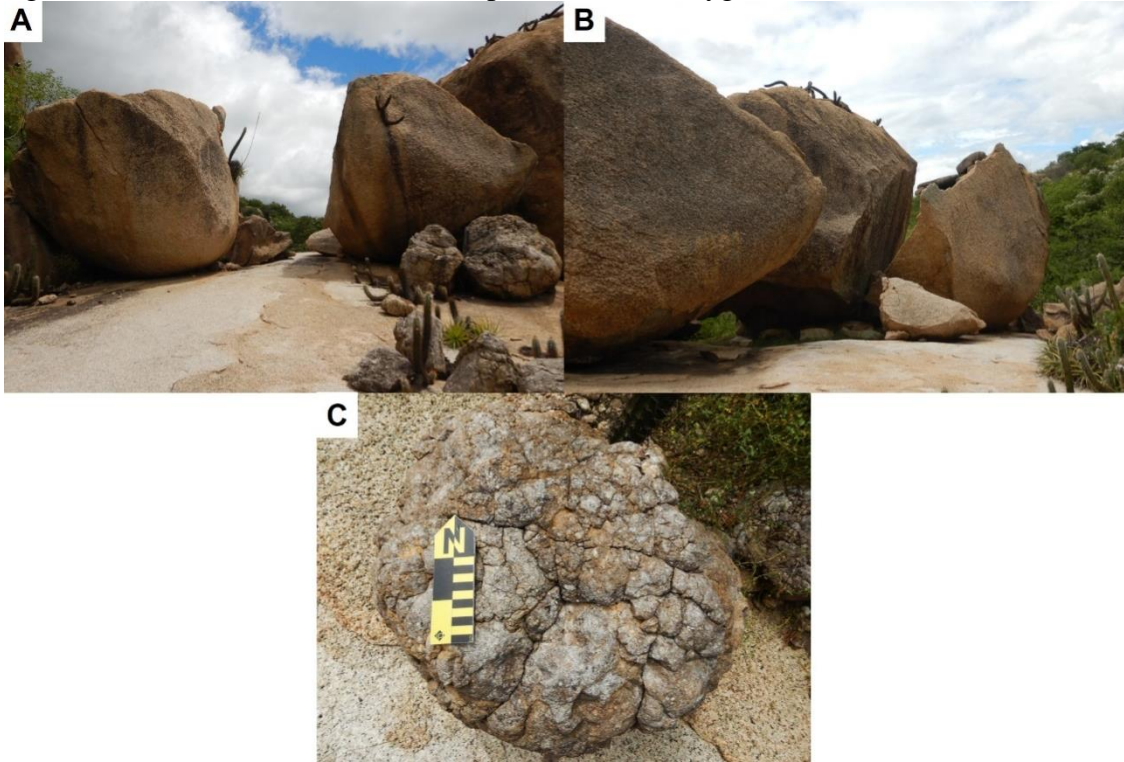


Fonte: (A) Imagem cedida por Wesley F. Rodrigues (2018); (B) Acervo do autor (2019)

8.2.2.2. Portal de Pedra

Este local caracteriza-se por um corredor formado pelo distanciamento de dois boulders (Figura 53A), no qual ao atravessá-lo há uma visão do inselberg Pedra da Andorinha, sendo então um “portal” de acesso. No entorno ocorrem pequenos boulders bastante erodidos com formação de craqueamentos poligonais e a feição “split rock” (Figura 53B e 53C).

Figura 53 – (A) Portal de Pedra; (B) Split rock; (C) Polygonal crack.



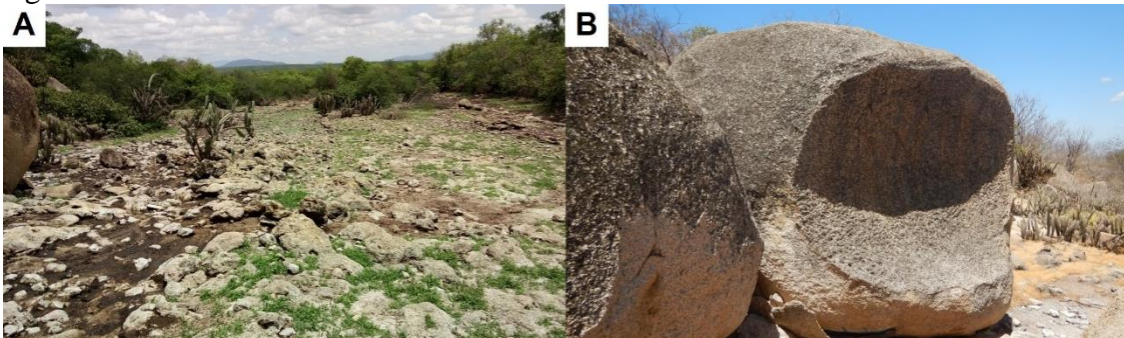
Fonte: Acervo do autor (2019)

8.2.2.3. Vale da Andorinha

Na área do Vale da Andorinha o granito aparece bastante alterado. Em função do elevado acúmulo de matéria orgânica proveniente dos excrementos das diversas espécies migratória de andorinha, o solo possui uma coloração escura e um elevador pH, tornando-o ácido.

Este ambiente seria um local para exposições orais sobre os processos intempéricos associados à atividades biológicas e suas repercussões no granito. Também há ocorrência de boulders, inclusive com *flared slope*. (Figura 54).

Figura 54 – Vale da Andorinha.



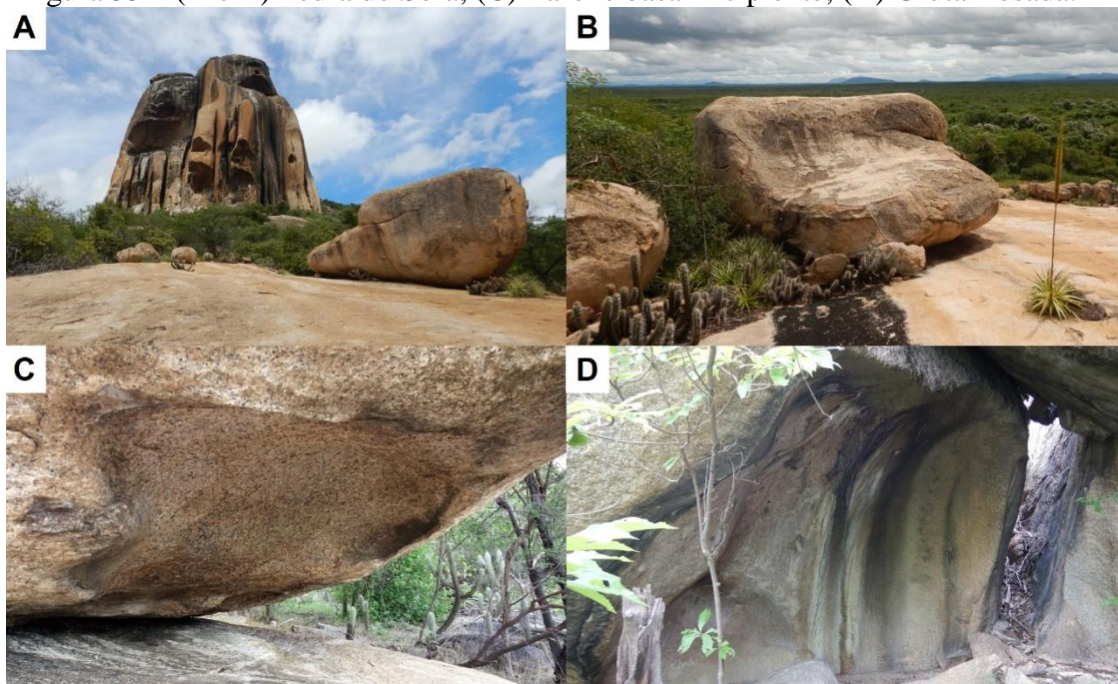
Fonte: Acervo do autor (2018, 2019)

8.2.2.4. *Pedra do Sofá*

A Pedra do Sofá é o local mais visitado na UC (Figura 55A e 55B). Consiste em um Boulder no qual apresenta uma fisionomia de um sofá, em função de um flared slope que causa um desnível na superfície superior, remetendo a um encosto. Na sua parte inferior é perceptível uma formação incipiente de um tafone basal (Figura 55C). Há um acesso próximo que leva a Gruta Rosada, em função da coloração rosa vista no interior da caverna, em função da alteração da rocha, e que aparenta ser formada também por flared slope (Figure 55D).

Na base da Pedra da Sofá pode ser visualizado um tafone basal incipiente. Além disso, é possível acessar sua parte superior, o que permite uma visão ampla da superfície de aplainamento e do inselberg Pedra da Andorinha. Desse modo, o local é palco para diversas feições e processos que podem ser transmitidos através de explanações.

Figura 55 – (A e B) Pedra do Sofá; (C) Tafone basal incipiente; (D) Gruta Rosada.



Fonte: Acervo do autor (2018, 2019)

8.2.3. *Circuito Pedra do Urso*

O circuito Pedra do Urso apresenta dificuldade alta para sua realização (cor vermelha). Apresenta cerca de 2,3 km de percurso, partindo do estacionamento, com uma variação de altitude em torno de 100 m a partir da entrada da UC até seu ponto final (Pedra do Urso).

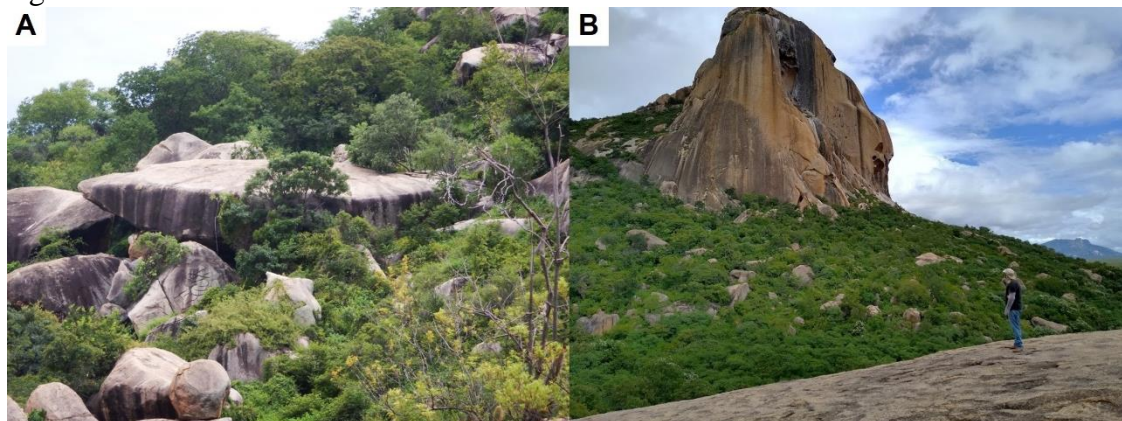
Para esta rota, foram definidos 3 locais (ou geossítios). Este percurso demonstra feições de empilhamento formadas pelos boulders (tors, castle koppies, etc). São elas: Pedra do Mirante, Casa de Pedra e Pedra do Urso.

8.2.3.1. *Pedra do Mirante*

Como indica a denominação deste local, é um ponto que apresenta uma visualização de todo o ambiente oeste da Pedra da Andorinha. É possível visualizar a lateral direita do inselberg Pedra da Andorinha, o caos de blocos onde está o ponto da Casa de Pedra (próxima descrição no texto), a Pedra do Urso e a superfície de aplainamento adjacente. Trata-se de um bloco de rocha com uma superfície superior plana, no qual é possível acessar após percorrer um caminho pedregoso e relativamente íngreme (Figura 56).

Abaixo da Pedra do Mirante está uma cavidade, conhecida como Caverna dos Fantasmas. Esse bloco parece estar sustentado por diversos pináculos que, conforme os nativos, se assemelham a fantasmas.

Figura 56 – Pedra do Mirante e visão do entorno.

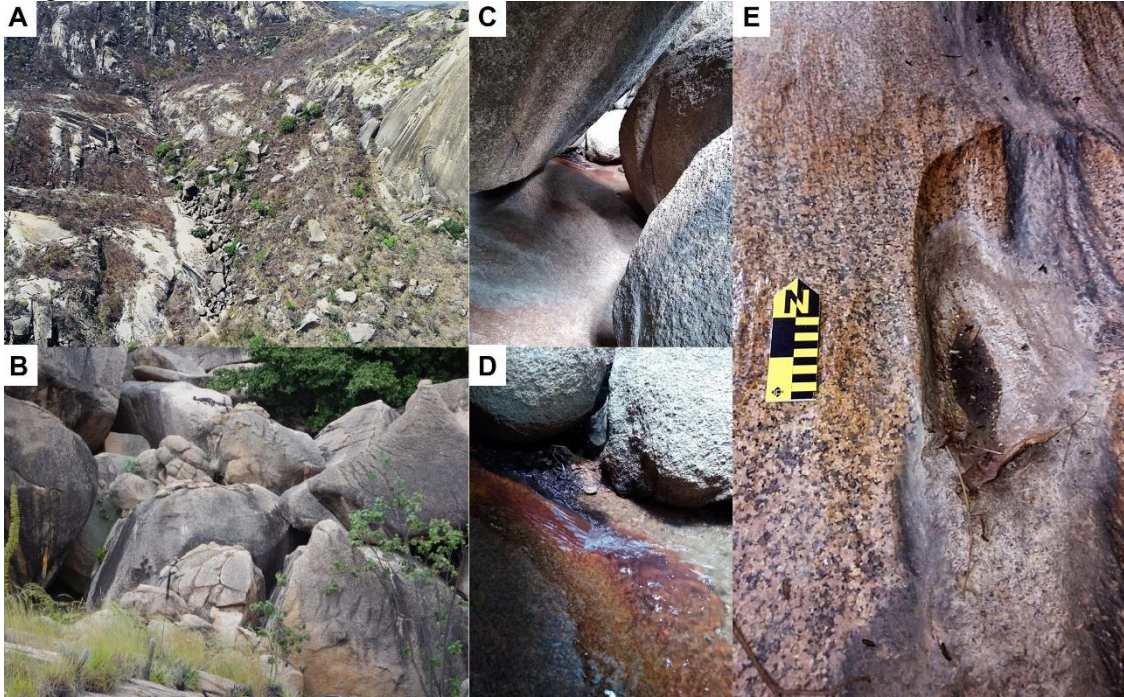


Fonte: Acervo do autor (2019)

8.2.3.2. *Casa de Pedra*

A Casa de Pedra consiste num caos de blocos com cavidades formadas pelos vazios entre os boulders (Figura 57A, 57B e 57C). Neste local é possível ver um granito de aspecto polido, em razão da ação hídrica (Figura 57D). Isso porque, no período chuvoso, forma-se uma corrente água advinda das partes mais altas do maciço (Figura 57E). No interior desses espaços a temperatura torna-se amena em função da proteção da radiação solar.

Figura 57 – Casa de Pedra e suas características.



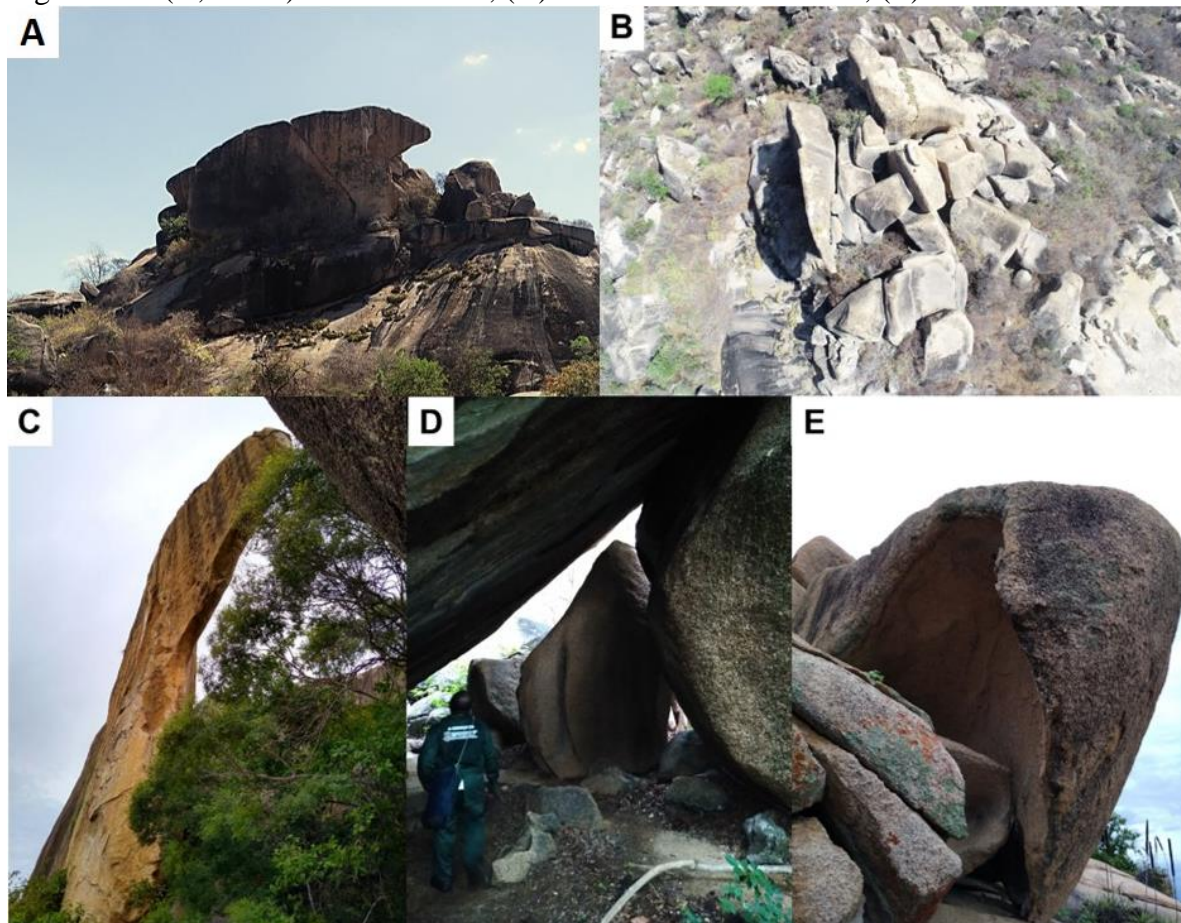
Fonte: Acervo (2019)

8.2.3.2. Pedra do Urso

A Pedra do Urso é uma feição caracterizada pelo empilhamento de boulders sobre um domo em uma cota elevando, podendo ser interpretado como *castle koppie* (Figura 58A e 58B). Esse nome se deu em função de um bloco de rocha com uma superfície frontal plana, parecendo um resquício de um *split rock* (Figura 58C), que se assemelha com um urso. O bloco com feição zoomórfica é estreita e está associadas a outros boulders, formando diversas cavidades.

A partir do local é possível ter uma visualização do Maciço Correntes e da superfície de aplainamento. Também é possível ser interpretar a formação das feições de empilhamento com cavernas em seus espaçamentos (Figura 58D). Além disso há ocorrências de tafoni nos boulders locais (Figura 58E). O acesso até o ponto final apresenta uma certa dificuldade.

Figura 58 – (A, B e C) Pedra do Urso; (D) Caverna entre os blocos; (E) Tafone.



Fonte: Acervo do autor (2018, 2019)

8.2.4. Circuito Pedra da Andorinha

O circuito Pedra do Urso apresenta altíssima dificuldade para sua realização (cor roxa). Apresenta mais de 4 km de percurso, partindo do estacionamento, com uma variação de altitude em torno de 200 m a partir da entrada da UC até seu ponto final, com 447 m de altitude.

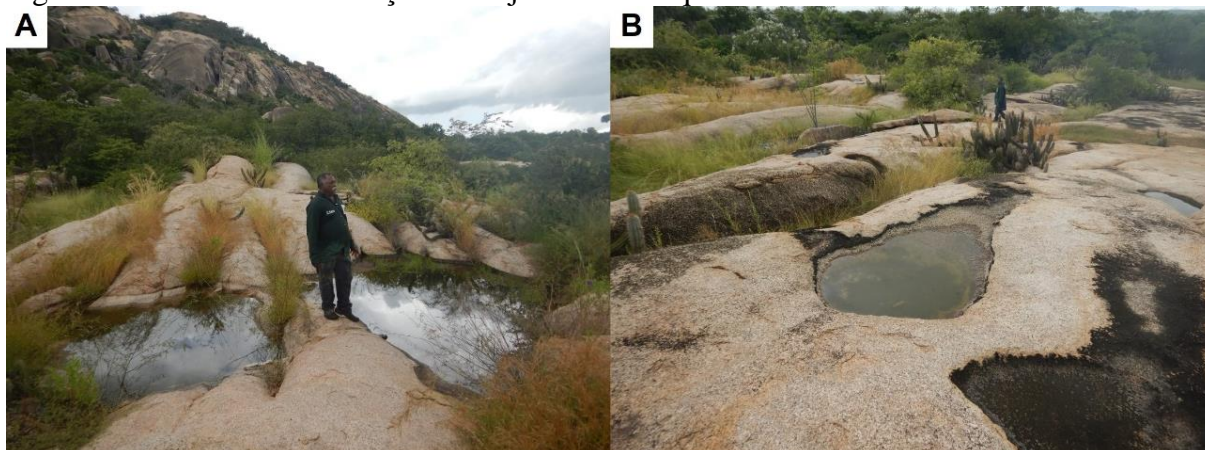
Para esta rota, foram definidos 4 locais (ou geossítios). Este percurso demonstra feições de dissolução como bacias de dissolução, tafone, flared slope além de algumas feições de faturamento. São elas: Lajedo dos Tanques, Sítio Andorinha, Pedra da Espia e Pedra da Andorinha.

8.2.4.1. Lajedo dos Tanques

Essa área localiza-se no setor rebaixado do entorno da Pedra da Andorinha e é composta por várias bacias de dissolução (Figura 59), formadas a partir das fraturas existentes no afloramento. Esses fraturamentos na rocha favorecem a penetração da água, mantendo essas zonas úmidas por mais tempo, até mesmo após o período chuvoso, condicionando o intemperismo. Logo, a atuação desse processo é responsável por alargar essas fraturas, dando um aspecto circular ou ovalado.

No período chuvoso é possível constatar a presença principalmente de anfíbios e insetos no interior das bacias, por estarem preenchidas por águas pluviais. Também oferece uma visão da vertente leste do inselberg Pedra da Andorinha.

Figura 59 – Bacias de dissolução do Lajedo dos Tanques.



Fonte: Acervo do autor (2019)

8.2.4.2. Sítio Andorinha

Essa denominação surgiu em função da recente descoberta de pinturas rupestres, sendo originalmente chamada de Sítio Arqueológico Andorinha. Tais pinturas estão em processo de registros no IPHAN. Nessa área ocorrem boulders, tors, tafoni e craqueamentos ortogonais. Essas feições estão associadas à gênese e meteorização de boulders (Figura 60). Porém também há ocorrência de *flared slope*.

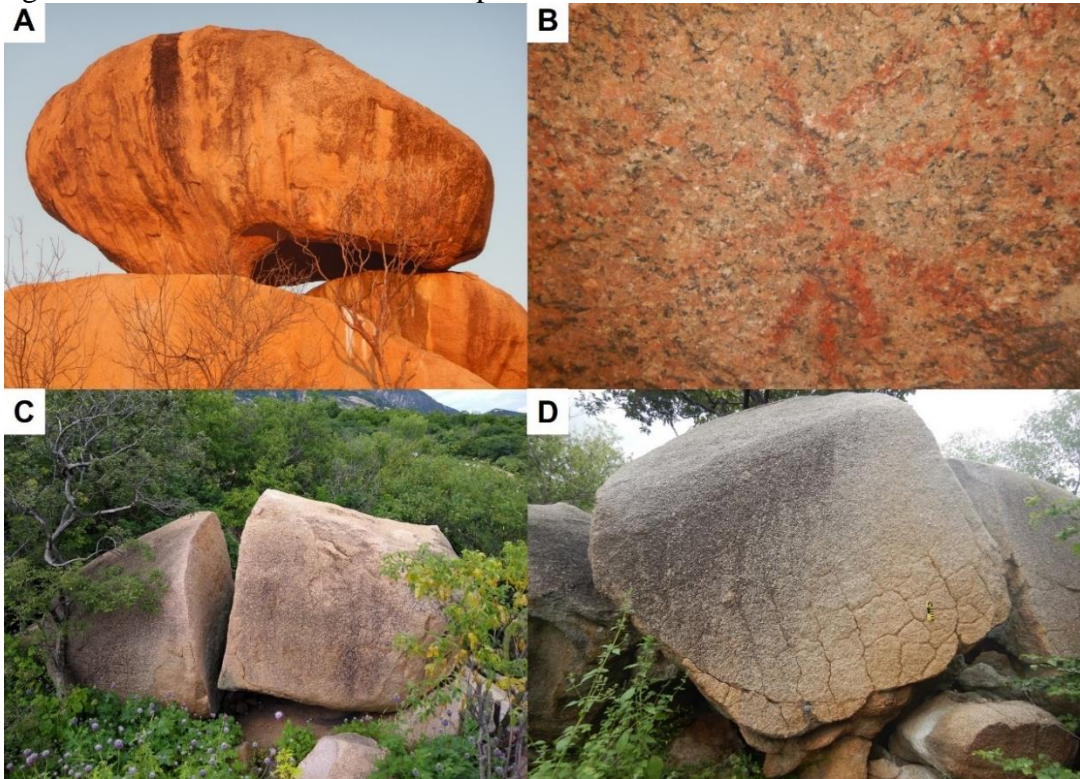
As gravuras rupestres ocorrem no paredão leste do afloramento e também no interior do tafone basal. Para adentrar o tafone basal é necessário escalar alguns blocos de rocha. Também oferece uma visão da vertente oeste do inselberg Pedra da Andorinha.

8.2.4.1. Pedra da Espia

A Pedra da Espia consiste num ponto-mirante, que está em torno de 350 m de altitude. O acesso até este ponto é difícil, com declividade acentuada. Dele tem-se uma visão panorâmica da superfície aplainada e dos maciços adjacentes (Figura 61).

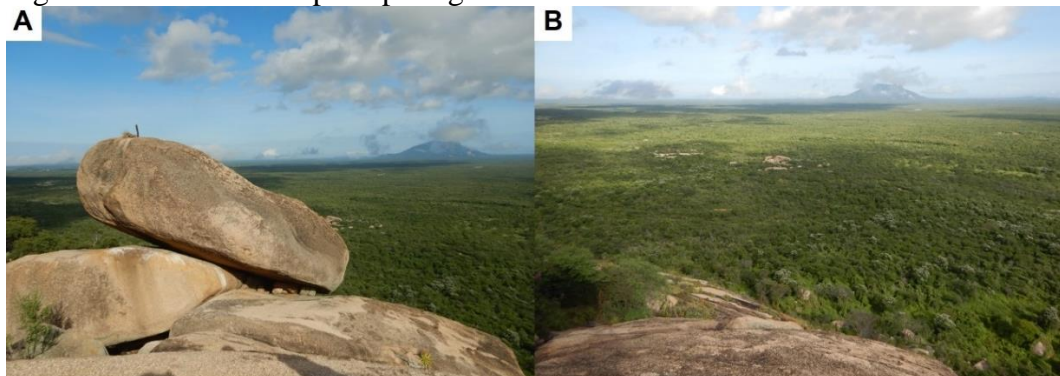
Apresenta feições de boulders em patamares elevados. E em função da altitude que oferece uma visão ampla do entorno, é um local ótimo para explanações sobre características geomorfológicas do sertão cearense. Deste ponto, o Sítio da Andorinha e o Tanque dos Lajedos podem ser visualizados.

Figura 60 – Sítio Andorinha e seus aspectos.



Fonte: Acervo do autor (2018, 2019)

Figura 61 – Pedra da Espia e paisagem do entorno.

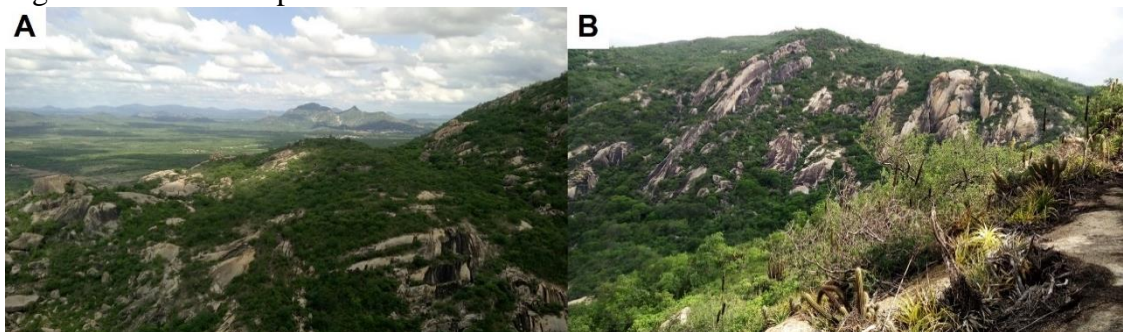


Fonte: Acervo do autor (2019)

8.2.4.1. Inselberg Pedra da Andorinha

O final desse circuito é a parte detrás do inselberg Pedra da Andorinha, culminando no ponto mais elevado possível de ser acessado. Ocorrem boulders nesse local, estando associados aos fraturamentos existentes no inselberg. Também oferece uma visão panorâmica do setor leste do maciço, podendo ser visualizado a Pedra do Urso (Figura 62).

Figura 62 – Vista do posterior da Pedra da Andorinha



Fonte: Acervo do autor (2018)

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Unidade de Conservação de Proteção Integral Refúgio da Vida Silvestre Pedra da Andorinha é caracterizada por uma expressiva densidade de lineamentos, relacionada aos processos oriundos da Orogênese Brasileira. Esses lineamentos atuando no corpo granítico da área geraram fraturas que, em subsuperfície, condicionaram a ação intempérica ao longo das mesmas. Logo, esse corpo granítico passou a ser individualizado em relação à densidade desses fraturamentos, e também às porções mais resistentes mineralogicamente.

Esses aspectos são responsáveis por gerar uma predisposição às feições que posteriormente foram afloradas em superfície por processos erosivos. Em função disso, uma diversidade de formas apresenta diferentes condicionantes, variando em dimensões.

As macroformas são formadas a partir de porções extensas do corpo rochoso pouco fraturadas e mineralogicamente mais resistentes, no qual o seu entorno foi mais alterado, por possuir maior densidade de fraturamentos, permitindo um ataque intempérico mais intenso, sendo exumado, mantendo a zona mais resistente alçada em superfície. É o caso do *Inselberg* Pedra da Andorinha.

As microformas apresentam distinções quando a gênese. Parte dessas estão associadas a blocos graníticos. Estes são individualizados ainda em subsuperfície, através do intemperismo esferoidal, gerando os *corestones*. O *corestone* ao ser exposto na superfície compões o *Boulder*. Em função do adensamento de *corestones* e seu espaçamento um dos outros, e conseqüentemente o adensamento de *boulders*, podem gerar *tors*, quando os blocos são mais arredondados e empilhados, e *castle koopies*, quando os *corestones* tem seu processo de intemperismo esferoidal interrompido por um rápido processo erosivo, desse modo o empilhamento apresenta *boulders* mais retangulares com arestas angulares.

As microformas associadas a meteorização são, em sua maioria, oriundas da dissolução dos minerais máficos, menos resistentes, gerando feições normalmente negativas. As fraturas podem gerar fraquezas na medida que permite a água e a umidade adentrar a rocha, de modo que facilite a meteorização. Os *tafoni* e *honeycombs* são cavidades que ocorrem em paredes rochosas, sendo diferenciados em função da dimensão. As bacias de dissolução possuem processos genéticos semelhantes ao *tafoni*, como ocorrência no piso rochoso. As caneluras caracterizam-se como sulcos de dissolução na vertente rochosa nua, condicionados por diferenciação mineralógica e/ou fraturamentos na rocha. As *flared slopes* são feições côncavas na base rochosa, associadas ao intemperismo profundo na base rochosa que permanece ativo nos períodos de menor umidade. Já os microespeleotemas são depósitos

oriundos da dissolução e precipitação dos minerais mais solúveis, gerando feições semelhantes aos cársticos.

E por último, as microformas relacionadas ao faturamento apresentam características de ruptura física de blocos rochosos ou de uma parte de sua superfície. As *split rocks* são *boulders* que foram divididos ao meio a partir de uma fissura, relacionadas também ao peso imposto pela gravidade em sua porção basal que está em contato com a superfície. E as *polygonal cracks* exibem redes de rachaduras rasas que descrevem polígonos de geometria variável com padrões regulares retangulares, radiais ou aleatórias, originadas pela incapacidade da superfície rochosa suportar e absorver tensões induzidas por mudanças de temperatura e umidade.

Tendo em vista essa gama de feições, nota-se que os processos que afetam o relevo granítico da REVIS Pedra da Andorinha são interconectados, uma vez o intemperismo físico pode condicionar o químico e vice-versa. Logo, a referida área representa um relevante ambiente de estudo para as feições graníticas em função de sua variedade, podendo auxiliar nos estudos de evolução geomorfológica de ambientes graníticos. Nessa perspectiva, a teoria da Etchplanação torna-se cabível à compreensão evolutiva ambientes graníticos, mesmo podendo ocorrer em outras litologias e condições climáticas.

Para além de uma análise das feições, a área possui um potencial para o desenvolvimento de diversas pesquisas da área das Geociências, assim como para atividades educativas. Areladas a caracterização dessas geoformas, o geoturismo emerge como uma alternativa de uso indireto na área, já que o relevo presente se destaca na paisagem e desperta curiosidades da comunidade local, dos usuários da rodovia que fica à margem do REVIS.

Nessa perspectiva, a intenção seria despertar o interesse da sociedade pelas geociências. Isso porque além da excepcional fauna e flora, com aves migratória, importantes para o ambiente, o relevo tem um elevado potencial turístico e científico, e foi negligenciado na criação da Unidade de Conservação. A elaboração do Plano de Manejo pode incluir esse perfil geocientífico na área, mediante estudos e viabilidades para a implantação do geoturismo, apresentando restrições quando necessários, relacionadas tanto ao ambiente quanto ao visitante.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, G. **Planation surfaces**. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1975.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; HASUI, Y.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SGB, p. 363-391, 1977.
- ALVAREZ, E. de U. Evidencias y Pruebas Significativas sobre la Degradación Subaérea en Formas Menores Graníticas: Análisis de Casos. **Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe**, v. 24, p. 177-190, 1999.
- ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; SANTOS, E. J. Geotectônica do Escudo Atlântico: Província Borborema. *In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas e SIG*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil, p. 264-281, 2003.
- ARAÚJO E. **Geoturismo: conceptualização, implementação e exemplo de aplicação ao vale do rio Douro no sector Porto-Pinhão**. Tese de Mestrado em Ciências do Ambiente, Universidade do Minho, 2005.
- ARAÚJO, C. E. G., CORDANI, U. G., BASEI, M. A.S., CASTRO, N. A., SATO, K., SPROESSER, W. M. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreau Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. **Precambrian Research**, 206– 207, p. 36–51, 2012.
- ARAÚJO, C.E.G. de, CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R., SATO, K. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. **Lithos**. n. 202–203, p. 167–189, 2014b.
- ARTHAUD, M. H.; CABY, R.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PARENTE, C. V. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B., DE WIT, M. J. (Eds.). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlation Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: p. 49–67, 2008.
- ARTHAUD, M.H. **Evolução Neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Brasília, 2007.
- BENNETT, P. C. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. **Geochim. Cosmochim. Acta** 55, p. 1781-1797, 1991.
- BLACKWELDER, E. Cavernous rock surfaces of the desert. **American Journal of Science**, 217, p. 393–399, 1929.
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Diretrizes para visitação em unidades de conservação**. Secretaria de Biodiversidade e Florestas. Departamento de Áreas Protegidas. Brasília: MMA, 2006.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *In*: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Orgs.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, p. 151-182, 2000.

BRYAN, K., Niches and other cavities in sandstone at Chaco Canyon, New Mexico. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 3, p. 125–140, 1928.

BUDEL, J. **Climatic Geomorphology**. New Jersey. Princeton University Press, 1982.

BUDEL, J. Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, n. 1, p. 201-288, 1957.

BUDEL, J. Klima genetische geomorphologie. **Geographische Rundschau**, Braunschweig, v. 15, n. 7, p. 269-285, 1963.

CABY, R.; ARTHAUD, M. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. **Geology**, 14: p. 871–874, 1986.

CALDCLEUGHM, A. On the geology of Rio de Janeiro. **Transactions of the Geological Society**, 2, p. 69-72, 1829.

CAMPBELL, E. M. Granite landform. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, v. 80, n. 3, p. 101-112, 1997.

CAMPBELL, E. M.; TWIDALE, C. R. The various origins of minor granite landformas. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, Coriña, v. 20, p. 281-306, 1995.

CASTRO, N. A. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004, 221p.

CEARÁ – INSTITUTO DE PLANEJAMENTO DO CEARÁ. **Atlas do Ceará**. Fortaleza: IPLANCE, 1997.

CLAUDINO–SALES, V. C. **Les littoraux du Ceará**: Evolution géomorphologique de la zona côtière de l’Etat du Ceará, Nod–est du Brasil. These (Doctorat) – Université Paris– Sorbonne IV, 2002.

CLAUDINO-SALES, V. C.; PEULVAST, J. P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental da do Estado do Ceará, nordeste do Brasil. **Revista Caminhos da Geografia**, Uberlândia, v.7, n. 20, 2007.

CLAUDINO-SALES, V. **Megageomorfologia do Estado do Ceará: história da paisagem geomorfológica**. Saarbrücken: Novas Edições Acadêmicas, 2016.

COSTA, F. G. da.; ARAÚJO, C. E. G. de.; AMARAL, W. S.; VASCONCELOS, A. M.; RODRIGUES, J. B. U–Pb (LA– ICPMS) zircon ages and Nd isotopes for granitoids the Tamboril– Santa Quitéria Complex, Ceará Central Domain: implication for neoproterozoic syncollisional magmatism in north Borborema Province. **Geologia USP**, São Paulo, v.13, n.2, p. 159–174, 2013.

KRÖNER, A.; CORDANI, U. G. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics**, v. 375, p. 325-352, 2003.

DRESCH, J. Pediments et glacis d'érosion, pediplaines et inselbergs. **Information Géographique**, 21 (5), p. 1-15, 1957.

EHLEN, J. Tor. *In*: GOUDIE, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis, p. 1054-1056, 2006.

EMBRATUR – INSTITUTO BRASILEIRO DE TURISMO. **Manual de ecoturismo**. Brasília, 1994.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. da S. Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes sobre a Região Nordeste do Brasil e a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima da Região. **Revista Brasileira de Climatologia**. Rio de Janeiro. v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005.

FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPAKER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E.; Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana, **Gondwana research**, v. 6, p. 265-273, 2003.

FOLMANN, A. C. **Trilhas interpretativas como instrumentos de Geoturismo e Geoconservação: caso da trilha do São Jorge, Campos Gerais do Paraná**. Dissertação (Mestrado em Geografia – Gestão do Território) – Universidade Estadual de Ponta Grossa: Ponta Grossa, 2010.

GODARD, A. **Pays at paysages du granite**. Paris: Presses Universitaires de France, 1977.

GOMES, I. P. **Caracterização petrográfica e petroquímica dos granitos tardi e póstectônicos da região de Santa Quitéria-Ceará, Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2006.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema. *In*: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, N. (Orgs.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, p. 254-288, 2012.

HUBER, N. K. **The Geologic Story of Yosemite National Park**. US Geological Survey, 1987.

HUGGETT, Richard John. **Fundamentals of geomorphology**. 2. ed. Londres: Taylor & Francis, 2007.

KESEL, R. H. Inselberg landform elements: definition and synthesis. Les elements du modele. **Rev. Géomorph. Dynam.**, 22 (3), p. 97-108, 1973.

KOITA, M.; JOURDE, H.; KOFFI, K. J. P.; DA SILVEIRA, K. S.; BIAOU, A. Characterization of Weathering Profile in Granites and Volcano Sedimentary Rocks in West Africa under Humid Tropical Climate Conditions. Case of the Dimbokro Catchment (Ivory Coast). **J. Earth Syst. Sci.**, 3, p. 841–854, 2013.

KOMOO, I. Engineering Properties of The Igneous Rocks in Peninsular Malaysia. Proc. **6th Reg. Conf. Geol. Miner. Hydrocarb. Resour. Southeast Asia, Jakarta, Indones**, p. 445–458, 1989.

KOMOO, I. Engineering Properties of Weathered Rock Profiles in Peninsular Malaysia. *In: Eighth Southeast Asian Geotechnical Conference*, 8, *Anais...* Kuala Lumpur, p. 3–86, 1985.

LOPES, D. L. S. **Geomorfologia em estruturas graníticas**: o caso do Maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil [recurso eletrônico]. Dissertação (mestrado acadêmico) - Universidade Estadual do Ceará, Centro de Ciências e Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2018.

MAGINI, C.; HACKSPACHER, P. C. Geoquímica e ambiência tectônica do arco magmático de Pereiro, região NE da Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, p. 336-355, 2008.

MAIA, R. P.; BASTOS, F. H.; NASCIMENTO, M. A. L.; LIMA, D. L. S.; CORDEIRO, A. M. N. **Paisagens graníticas do Nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2018.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, H. S.; MEIRELES, A. J. A. Geomorfologia do Campo de Inselbergues de Quixadá, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasil, v. 16, n. 2, p.239–253, 2015.

MOURA-FÉ, M. M. Geoturismo: uma proposta de turismo sustentável e conservacionista para a Região Nordeste do Brasil. **Soc. & Nat.**, Uberlândia, 27 (1): 53-66, 2015.

MATMON, A.; MUSHKIN, A.; ENZEL, Y.; GRODEK, T.; ASTER, T. Erosion of a granite inselberg, Gross Spitzkoppe, Namib Desert. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 201, p. 52-59, 2013.

MCPHEE, J. **Basin and Range**. Farrar-Strauss-Giroux, New York, 216 p., 1989.

MDDAN, M. F.; MOHAMAD, E. T.; KOMOO, I. Characteristics of boulders formed in tropical weathered granite: a review. **Jurnal Teknologi (Sciences & Engineering)**, 78: 8–6, p. 23–30, 2016.

MELFI, A. J.; CERRI, C. C. Contribuição ao estudo da alteração superficial de rochas graníticas: evolução dos feldspatos para caulinita através de uma fase amorfa. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 28 (1), p. 293-294, 1974.

MIGÓN, P. **Granite landscapes of the world**. New York: Oxford University Press Inc., 417 p., 2006a.

MIGÓN, P. Inselberg. *In: GOUDIE, Andrew S. Encyclopedia of geomorphology*. Londres: Taylor & Francis, p. 564-566, 2006b

MIGÓN, P. Etching, etchplain and etchplanation. *In: GOUDIE, Andrew S. Encyclopedia of geomorphology*. Londres: Taylor & Francis, p. 345-347, 2006c

MIGÓN, P. Granite geomorphology. *In: GOUDIE, Andrew S. Encyclopedia of geomorphology*. Londres: Taylor & Francis, p. 490-493, 2006d.

MIGÓN, P. Grus. *In*: GOUDIE, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis, p. 501-503, 2006e

MIGÓN, P. THOMAS, M. F. Grus weathering mantles: problems of interpretation. **Catena**, (49), p. 5-24, 2002.

MILEN, A. F.; CARACRISTI, I.; MONTELES, W. S. Caracterização geoambiental da Unidade de Conservação Refúgio de Vida Silvestre Pedra da Andorinha. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 2, n. Especial, p. 1191-1200, 2016.

MMA – Ministério do Meio Ambiente. **Unidades de Conservação**: o que são. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/areas-protegidas/unidades-de-conservacao/o-que-sao.html>>. Acesso em: 12 abr. 2019.

MOREIRA, J. C. **Geoturismo e interpretação ambiental**. Ponta Grossa: Ed. UEPG, 2014.

NASCIMENTO, M. A. L. do; RUCKHYS, U. A.; MANTESSO-NETO, V. **Geodiversidade, geoconservação e geoturismo**: trinômio importante para a proteção do patrimônio geológico. Sociedade Brasileira de Geologia, 2008.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C. J. Shear zone– controlled magma emplacement or magma assisted nucleation of shear zones? Insights from northeastern Brasil. **Tectonophysics**, v. 262, p. 349–364, 1995.

OLLIER, C. Spheroidal Weathering, Exfoliation and Constant Volume Alteration. **Zeitschrift für Geomorphol.**, 11 (1), p. 103–108, 1967.

PARADISE, T.R. Tafoni and Other Rock Basins. *In*: SHRODER, J. F. (ed.). **Treatise on Geomorphology**, Volume 4,p. 111-126. San Diego: Academic Press, 2013.

PARENTE, C. V.; VERÍSSIMO, C. U. V.; BOTELHO, N. F.; SANTOS, T. J. S.; OLIVEIRA, C. G.; LIRA JÚNIOR, J. A.; MARTINS, D. T. Depósitos de escarnitos mineralizados em ferro e cobre do arco magmático de Santa Quitéria, Ceará, Provincia Borborema do nordeste do Brasil. **Braz. J. Geol.**, São Paulo, v. 45, n. 3, p. 359-382, 2015.

RIBEIRO, S. C.; MARÇAL, M. S.; CORRÊA, A. C. B. Geomorfologia de áreas semiáridas: uma contribuição ao estudo dos sertões nordestinos. **Revista de Geografia**, Recife, v. 27, n. 1, p. 120-137, 2010.

RODRIGUES, J. M. D. **Análise dos sistemas ambientais da sub-bacia hidrográfica do rio Bom Jesus, Taparuaba, Ceará, Brasil**. 181 f. Dissertação (Mestrado Acadêmico em Geografia) – Universidade Estadual Vale do Acaraú, Centro de Ciências Humanas, Sobral/Ceará, 2016.

RODRIGUES, W. F. **Evolução geomorfológica do inselberg Pedra da Andorinha, Taparuaba, Sobral, Brasil**. 94 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2018.

ROMANÍ, J. R. V.; TEMIÑO, J. Y. Historia de la morfogénesis graníticas. **Caderno La Xeolóxico de Laxe**, Coruña- Espanha, v. 29, p. 331-360, 2004.

ROMANÍ, J. R. V.; TWIDALE, C. R. **Formas y paisajes graníticos**. Universidade de Coruña, Servício de Publicacións, 1998.

ROMANÍ, J. R. V.; SÁNCHEZ, J. S.; VAQUEIRO, M.; MOSQUERA, D. F. Speleothem development and biological activity in granite cavities. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, 4, p. 337- 346, 2010a.

ROMANÍ, J. R. V.; SÁNCHEZ, J. S.; VAQUEIRO, M.; MOSQUERA, D. F. Speleothems of Granite Caves. **Comunicações Geológicas**, 97, p. 71-80, 2010b.

ROMANÍ, J. R. V. El cuaternario de la provincia de A Coruña. Geomorfología granítica. Modelos elásticos de formación de cavidades. Tesis Doctoral, **Servicio de Publicaciones**, Universidad Complutense, Madrid, 282 p., 1983.

ROMANÍ, J. R. V.; BOURNE, J. A.; TWIDALE C. R.; CAMPBELL, E. M. Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 47 (4), p. 417-437, 2003.

ROMANÍ, J. R. V.; TWIDALE, C. R.; BOURNE, J.; CAMPBELL, E. M. Espeleotemas y formas constructivas en granitoides. *In*: ORTÍZ, A. G.; FRANCH, F. S. (Eds.). **Investigaciones recientes en la Geomorfología española**. Actas Reunión de Geomorfología (Granada), 1ª edición, Barcelona, p. 777-782, 1998.

ROMANÍ, J. R. V.; TWIDALE, C. R.; FERNANDEZ MOSQUERA, D.; ALVAREZ, E. de U.; TEMIÑO, J. Y. Rock of Ages. **International Geomorphology Symposium**, Poster Abstracts, p. 31, 2004.

RUXTON, B. P.; BERRY, L. Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 68 (10), p. 1263–1292, 1957.

SALGADO, A. A. R. **Estudo da evolução do relevo do quadrilátero ferrífero, MG – Brasil, através da quantificação dos processos erosivos e denudacionais**. 2006. 125 p. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) – Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

SALGADO, A. A. R. Superfície de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **GEOgrafias**, v. 3, n. 1, p. 64-78, 2007.

SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B.B. Província Borborema. *In*: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. Edgard Blücher Ltda, p. 123-160, 1984.

SANTOS, T. J. S.; GARCIA, M. da G. M.; AMARAL, W. S.; CABY, R.; WERNICK, E.; ARTHAUD, M. H.; DANTAS, E. L.; SANTOS, H, M. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west gondwana. **Gondwana Research**, v. 15, n. 3/4, p. 454-470, 2009.

SARRACINO, R.; PRASAD, G. Investigation of Spheroidal Weathering and Twinning. **GeoJournal**, 19 (1), p. 77–83, 1989.

SARRACINO, R.; PRASAD, G.; HOOHLO, M. A Mathematical Model of Spheroidal Weathering. **Math. Geol.**, 19 (4), p. 269–289, 1987.

SNUC - Sistema Nacional de Unidades de Conservação. Lei 9.985 de 18 de julho de 2000. Brasília: MMA – Ministério do Meio Ambiente, 2011.

SOUZA FILHO, O. A. **Irauçuba, Folha SA.24-Y-D-V**, escala: 1:100.000. Estado do Ceará. Brasília: Serviço Geológico do Brasil, 2000.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. **Earth Sci. Rev.**, 12, p. 1-33, 1976.

SUNAMURA, T. A physical model for the rate of coastal tafoni development. **Journal of Geology**, 104, p. 741–748, 1996.

TARBUCK, E. J; LUTGENS, F. K. **Earth Science**. 11 ed., New Jersey, USA: Person Prentice Hall, 2006.

TAYLOR, G. Regolith. *In*: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis, 2006. p. 835-837.

TAYLOR, G.; EGGLETON, R. A. **Regolith Geology and Geomorphology**. Chichester: John Wiley & Sons, 2001.

THOMAS, M. F. The study of inselberg. **Zeit. Für Geomorph.**, 31, p. 1-41, 1978.

THOMAS, M. F. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 33, p.129–142, 1989.

TWIDALE, C. R. Granitic bornhardts: their morphology, characteristics and origins. **Geological Society of Malaysia**, v. 42, p. 237-255, 1998.

TWIDALE, C. R. **Granite Landforms**. Amsterdam: Elsevier, 1982.

TWIDALE, C. R. Pediments, peneplains e ultraplains. **Rev. Géomorph. Dynam.**, 32, p. 1-35, 1983.

TWIDALE, C. R. The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth Science Reviews**, v. 57, p. 37-74, 2002.

TWIDALE, C. R., Bornhardts and associated Fracture Patterns. **Revista de la Asociacion Geologica Argentina**, v. 62, n. 1, p. 139-153, 2007.

TWIDALE, C. R., VIDAL-ROMANÍ, J. R. On the multistage development of etch forms. **Geomorphology**, 11, p. 107-124, 1994.

TWIDALE, C. R. The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth-Science Reviews**, v. 57, p. 37-74, 2002.

TWIDALE, C. R.; CAMPBELL, E. M. **Australian Landforms**: structure, process and time. Gleneagles Publishing, Adelaide – Australia, 1993.

TWIDALE, C. R.; ROMANÍ, J. R. V. **Landforms and Geology of Granite Terrains**. Boca Raton, USA: CRC Press, 362 p., 2005.

TWIDALE, C. R.; LAGEAT, Y. Climatic geomorphology: a critique. **Progress in Physical Geography**, v.18, n. 3, p. 319-334, 1994.

VILAPLANA, J. M. Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas. **Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe**, 7, p. 305-324, 1984.

VILES, H. A. Scale issues in weathering studies. **Geomorphology**, 41, p. 63–72, 2001.

VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Revista Terra Livre**, São Paulo, v. 1, n. 16, p. 11- 24, 2001.

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

WILLIAMS, R.; ROBINSON, D. Origin and distribution of polygonal cracking of rock surfaces. **Geografiska Annaler**, v. 71, n. 3/4, p. 145-159, 1989.

YOUNG, R. W.; WRAY, R. A.; YOUNG, A. R. **Sandstone Landforms**. Cambridge University Press, Cambridge, 304 p., 2009.

ZANELLA, M. E. Considerações sobre o clima e os recursos hídricos do semiárido nordestino. **Caderno Prudentino de Geografia**, Presidente Prudente-SP, n.36, v. Especial, p. 126-142, 2014.

ZINCONE, S., **Petrogênese do Batólito Santa Quitéria: implicações ao magmatismo brasileiro na porção norte da Província Borborema, NE do Brasil**. Dissertação de Mestrado, IG – Unicamp, 192 p., 2011.