



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

**HENRIQUE SAMPAIO DE CASTRO**

**CONTROLE LITOESTRUTURAL NOS RELEVOS GRANÍTICOS SOBRE O  
BATÓLITO DE QUIXADÁ E ENTORNO-CE**

**FORTALEZA**

**2018**

HENRIQUE SAMPAIO DE CASTRO

CONTROLE LITOESTRUTURAL NOS RELEVOS GRANÍTICOS SOBRE O  
BATÓLITO DE QUIXADÁ E ENTORNO-CE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de mestre em Geologia. Área de concentração: Geologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo.

Coorientador: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia.

FORTALEZA

2018

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)

---

C351c Castro, Henrique Sampaio de.  
Controle litoestrutural nos relevos graníticos sobre o Batólito de Quixadá e entorno-CE / Henrique Sampaio de Castro. – 2018.  
88 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2018.

Orientação: Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo.

Coorientação: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia.

1. Lineamentos estruturais. 2. Drone. 3. Relevos saprolíticos. I. Título.

CDD 551

---

HENRIQUE SAMPAIO DE CASTRO

CONTROLE LITOESTRUTURAL NOS RELEVOS GRANÍTICOS SOBRE O BATÓLITO  
DE QUIXADÁ E ENTORNO-CE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de mestre em Geologia. Área de concentração: Geologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Aprovada em: \_\_/\_\_/\_\_\_\_\_.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia (Coorientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Christiano Magini  
Universidade Federal do Ceará (UECE)

---

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

## **AGRADECIMENTOS**

Inicialmente, agradeço à minha família que sempre me apoiou nestes anos de estudos, especialmente a meus pais, Francisco Nicolau Leitão de Castro e Reijane Rocha Sampaio de Castro, e meus irmãos, Felipe Sampaio de Castro e Danilo Sampaio de Castro.

Esta pesquisa foi possível devido à CAPES, a qual sou grato pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de auxílio. Além disso, agradeço a contribuições de professores e amigos: Vanda Claudino Sales, Jeovah Meireles, Rubson Maia, César Veríssimo, Christiano Magini, Afonso Almeida, Wellington Ferreira, Daniel Gomes e Helena Becker. Também agradeço ao Joel pelas lâminas e o pessoal do laboratório de MEV.

Agradeço imensamente os meus amigos que me acompanharam nos onze campos feitos, em especial à Letícia de Freitas Vieira (Lets), que foi em quase todos os campos e participou de várias discussões geomorfológicas. Agradeço, também, a Roberto Helber, Israel Nogueira, Thiago Quixeré, Karine, Victor (V3), Robert e Diego (Bodão). Deixo da mesma forma, meus profundos agradecimentos aos amigos do laboratório de geomorfologia (LAGECO), em destaque Wesley, Ana Beatriz e Pedro Edson. Perdemos várias tardes discutindo teorias geomorfológicas. Que venham mais destas tardes!

## RESUMO

Esta pesquisa objetivou interpretar a evolução geomorfológica do campo de *inselbergs* de Quixadá e seu entorno, localizados no estado do Ceará, Domínio Ceará Central, Província Geotectônica Borborema. Para tanto, foram levantadas informações a partir de revisão bibliográfica, trabalhos de campo e processamento de dados digitais, a fim de realizar a identificação de feições geomorfológicas e a proposição sobre os processos que contribuíram para a exumação das morfologias. As observações do contexto regional e a extração de lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis se deram por meio de imagens SRTM com resolução espacial de 30 m. Já o estudo mais específico dos relevos foi subsidiado por imageamentos por veículo aéreo não tripulado (VANT) em quatro afloramentos (dois *inselbergs* e dois *nubbins*), cujos dados serviram de base para a elaboração de modelos digitais de elevação e ortofotomosaicos com resolução centimétrica. Os resultados demonstram que a trama estrutural está diretamente ligada com a maior susceptibilidade à intemperização da rocha. Isso se traduz no relevo na modelagem de macroformas (*inselbergs*, *nubbins*, *bornhardts*, maciços e planícies) e microformas (caneluras, bacias de dissolução, *taffoni*, marmitas, *honeycombs* e *boulders*), atestando um controle estrutural em diferentes escalas de análise. Nesse sentido, é possível concluir que a evolução geomorfológica da área estudada possui heranças litoestruturais, as quais resultam do contexto de intrusão do granitoide (alojamento magmático) e das feições geradas em regimes dúctil (zonas de cisalhamento, foliação metamórfica, alinhamentos minerais e presença de enclaves microgranulares) e rúptil (falhas, juntas e diaclases).

**Palavras-chave:** lineamentos estruturais; *drone*; relevos saprolíticos.

## ABSTRACT

This research aimed to interpret the geomorphological evolution of the Quixadá inselberg field and its surroundings, located in the state of Ceará, Central Ceará Domain, Borborema Geotectonic Province. For this purpose, information was obtained by literature review, field work and digital data processing, in order to perform identification of geomorphological features and proposition about the influence of processes in exhumation of the morphologies. The observations of the regional context and the extraction of ductile and ruptile structural lineaments were made by means of SRTM images with 30-m spatial resolution. The more specific study of reliefs was subsidized by unmanned aerial vehicle (UAV) imaging in four outcrops (two inselbergs and two nubbins), whose data served as a basis for the elaboration of digital elevation models and orthophotomosaics with centimeter resolution. The results show that the structural plot is linked with the susceptibility to weathering of the rock. This reflects in relief from the modeling of macroforms (inselbergs, nubbins, bornhardts, massifs, and plains) to microforms (flutings, dissolution basins, taffoni, marmits, honeycombs, and boulders), attesting to structural control at different scales of analysis. In this sense, it is possible to conclude that the geomorphological evolution of the study area has lithostructural heritages, which result from the context of granitoid intrusion (magmatic accommodation), and features generated in ductile (shear zones, metamorphic foliation, mineral alignments, and presence of microgranular enclaves), and ruptile (faults, joints and diaclasses) regimes.

**Keywords:** structural lineaments; drone; saprolitic reliefs.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Intemperização profunda e denudação nos trópicos úmidos.....	16
Figura 2	– Pedimentação e recuo lateral das vertentes, segundo King.....	18
Figura 3	– Modelos de desenvolvimento de <i>inselbergs</i> a partir do padrão de fraturamento. 1 – Esquema evolutivo para <i>inselbergs</i> com <i>boulders</i> ; 2 – Modelo de desenvolvimento de <i>tors</i> ; 2.1 – Traçado evolutivo para os <i>nubbins</i> ; 2.2 – Traçado evolutivo para os <i>castle koppies</i> .....	20
Figura 4	– Evolução de <i>inselberg</i> a partir da concepção de duplo estágio.....	21
Figura 5	– Erosão diferencial por densidade de fraturamento.....	21
Figura 6	– Tipologias de <i>inselbergs</i> identificados em Quixadá e entorno. 1 – <i>Inselberg</i> de dissolução; 2 – <i>Inselberg</i> de fraturamento; 3 – <i>Inselberg</i> maciço.....	22
Figura 7	– Localização da área de estudo.....	23
Figura 8	– Correlação litologia/relevo dos perfis apresentados na Figura 7.....	24
Figura 9	– Visão oblíqua da área de estudos, identificando as formas de relevo mais representativas da região e o diagrama evolutivo proposto para a área.....	25
Figura 10	– Geologia simplificada do estado do Ceará.....	27
Figura 11	– Mapa geológico simplificado do contexto regional da área.....	29
Figura 12	– Mapa geológico detalhado do recorte regional estudado.....	30
Figura 13	– Representação dos ângulos (azimute e iluminação) para os sombreamentos das imagens SRTM.....	41
Figura 14	– Compartimentação geomorfológica do alto curso da Sub-bacia do Rio Sitiá...	43
Figura 15	– Distribuição e densidade dos lineamentos dúcteis.....	46
Figura 16	– Distribuição e densidade dos lineamentos rúpteis.....	47
Figura 17	– Diagrama de roseta das drenagens do contexto regional.....	47
Figura 18	– Modelo de Elevação do Terreno dos <i>nubbins</i> A e B e indicação dos pontos de controle e altimetrias. O imageamento foi feito pelo <i>drone</i> Phantom4Pro e os dados foram processados no Agisoft Photoscan (pixel = 7,38 cm).....	49

Figura 19 – Ortofotomosaico e modelo topográfico 3D dos <i>nubbins</i> A e B.....	50
Figura 20 – Modelo de Elevação do Terreno dos <i>inselbergs</i> A e B e indicação dos pontos de controle e altimetrias. O imageamento foi feito pelo <i>drone</i> Phantom4Pro e os dados foram processados no Agisoft Photoscan (pixel = 7,38 cm).....	51
Figura 21 – Ortofotomosaico, modelo topográfico 3D dos <i>inselbergs</i> A e B e fotografia de uma zona de diaclases horizontais.....	52
Figura 22 – Depósitos colúvio-eluviais localizados próximos aos <i>inselbergs</i> . À esquerda, está uma fácies conglomerática (BR-122), enquanto à esquerda é apresentada uma fácies arenosa (CE-265).....	53
Figura 23 – Paleoníveis erosivos gravados nos <i>inselbergs</i> A e B.....	54
Figura 24 – Fotografia aérea dos <i>nubbins</i> A e B. Ao fundo, tem-se a visão oblíqua da Serra Azul.....	54
Figura 25 – Diaclases horizontais e verticais nos <i>nubbins</i> A e B. Individualização dos <i>boulders</i> , formação das cavernas do <i>nubbin</i> B e carapaça sedimentar cobrindo os blocos de monzonito.....	55
Figura 26 – Enclaves microgranulares máficos.....	56
Figura 27 – Fotografia aérea mostrando os veios quartzofeldspáticos e os diques de granito.....	57
Figura 28 – Juntas e fraturas.....	57
Figura 29 – Zonas de cisalhamento.....	58
Figura 30 – Modelo Digital de Elevação do <i>nubbin</i> A.....	59
Figura 31 – Modelo Digital de Elevação do <i>nubbin</i> B.....	60
Figura 32 – Ortofotomosaico do <i>nubbin</i> A e feições geomorfológicas.....	61
Figura 33 – Ortofotomosaico do <i>nubbin</i> B e feições geomorfológicas.....	63
Figura 34 – Representação dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis do <i>nubbin</i> A.....	64
Figura 35 – Representação dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis do <i>nubbin</i> B.....	65
Figura 36 – Modelo Digital de Elevação do <i>inselberg</i> A.....	66

Figura 37 – Modelo Digital de Elevação do <i>inselberg</i> B.....	67
Figura 38 – Ortofotomosaico e feições geomorfológicas do <i>inselberg</i> A.....	68
Figura 39 – Ortofotomosaico e feições geomorfológicas do <i>inselberg</i> B.....	69
Figura 40 – Representação dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis do <i>inselberg</i> A...	70
Figura 41 – Representação dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis do <i>inselberg</i> B...	71
Figura 42 – Blocos-diagrama representando o duplo estágio a partir das concepções de Milot.....	78

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

3D	Três dimensões
C	Celsius
cm	Centímetros
COGERH	Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CRMA	Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico
DCC	Domínio Ceará Central
DMC	Domínio Médio Coreaú
DRGN	Domínio Rio Grande do Norte
E	Leste
E-W	Leste-Oeste
Ma	Milhões de anos
MDE	Modelo Digital de Elevação
N	Norte
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
PB	Província Borborema
PNMC	Plano Nacional Sobre Mudanças do Clima
RPA	Aeronave Remotamente Pilotada
S	Sul
SIG	Sistema de Informação Geográfica
Sm-Nd	Samário Neodímio
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
U-Pb	Uranio Chumbo
VCAS	Vórtices Ciclônicos de Ar Superior
W	Oeste
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCQ	Zona de Cisalhamento Quixeramobim
ZCSP	Zona de Cisalhamento Senador Pompeu

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	13
<b>1.1</b>	<b>Objetivos</b> .....	14
<i>1.1.1</i>	<i>Objetivo Geral</i> .....	14
<i>1.1.2</i>	<i>Objetivos Específicos</i> .....	14
<b>1.2</b>	<b>Justificativa</b> .....	14
<b>2</b>	<b>REVISANDO CONCEITOS</b> .....	15
<b>2.1</b>	<b>Relevos saprolíticos</b> .....	15
<i>2.1.1</i>	<i>Tipos de inselbergs</i> .....	18
<b>2.2</b>	<b>Relevos saprolíticos do campo de <i>inselbergs</i> de Quixadá</b> .....	22
<b>3</b>	<b>APRESENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	23
<b>3.1</b>	<b>Contexto geológico</b> .....	27
<i>3.1.1</i>	<i>Coberturas fanerozoicas</i> .....	30
<i>3.1.2</i>	<i>Granitoides brasileiros</i> .....	31
<i>3.1.3</i>	<i>Litologias paleoproterozoicas</i> .....	34
<b>3.2</b>	<b>Contexto climático</b> .....	37
<b>4</b>	<b>METODOLOGIAS E TÉCNICAS</b> .....	40
<b>5</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	43
<b>5.1</b>	<b>Análises regionais</b> .....	43
<i>5.1.1</i>	<i>Unidades de relevo na área de estudo</i> .....	43
<i>5.1.2</i>	<i>Controle litológico sobre os relevos</i> .....	44
<i>5.1.3</i>	<i>Lineamentos estruturais regionais dúcteis</i> .....	45
<i>5.1.4</i>	<i>Lineamentos estruturais regionais rúpteis</i> .....	46
<b>5.2</b>	<b>Relevos graníticos do Batólito Monzonítico de Quixadá: <i>nubbins</i> e <i>inselbergs</i></b> .....	48
<i>5.2.1</i>	<i>Controles estruturais em escala de afloramento</i> .....	56
<i>5.2.2.1</i>	<i>Nubbins</i> .....	59
<i>5.2.2.2</i>	<i>Inselbergs</i> .....	66
<b>6</b>	<b>DISCUSSÃO</b> .....	72
<b>7</b>	<b>CONCLUSÃO</b> .....	82
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	84

## 1 INTRODUÇÃO

A evolução geomorfológica dos relevos graníticos, no mundo, tem sido um aspecto questionado, especialmente no tocante ao condicionamento litológico/estrutural *versus* controle climático. Nesse contexto, o clima é considerado como um elemento ativo na exumação, mas que o processo erosivo é facilitado pelo arcabouço tectônico, litológico e estrutural, uma vez que “a maioria das formas graníticas, maiores e menores, reflete a estrutura da rocha desenvolvida ao longo de éons do tempo, a partir do estágio de intrusão em diante” (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010, p. 204).

Em muitos estudos, apesar da diversidade de elementos considerados na geomorfologia de paisagens graníticas, as litologias dos granitoides ainda não receberam a devida atenção (MIGÓN, 2006); a descrição dos granitoides esteve mais restrita à descrição granulométrica, relegando os aspectos geoquímicos. Nesse contexto, muitas vezes, as paisagens consideradas “graníticas” são, na verdade, sustentadas por litologias como granodioritos ou monzonitos, os quais são parte da família dos granitoides, mas possuem concentrações de minerais diferentes dos granitos.

No entanto, as principais análises sobre formas graníticas entendem que o intemperismo avança preferencialmente nas zonas de fraquezas preexistentes da rocha, fazendo com que morfologias expostas a climas e morfodinâmicas diferentes resultem em feições geomorfológicas parecidas, pois a trama petrográfica tem primazia na gênese da morfologia (MIGÓN, 2009; MIGÓN; GOUDIE, 2000; SELBY, 1982; 1977; TWIDALE *et al.*, 1996; VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010; VIDAL ROMANÍ; YEPES TEMIÑO, 2004).

No nordeste setentrional brasileiro, a evolução dos relevos graníticos e saprolíticos tem sido atribuída à combinação entre as heterogeneidades litológicas e processos epigênicos, afirmando a existência de um passado com clima mais úmido, favorecendo a exumação de formas outrora subsuperficiais (MAIA; NASCIMENTO, 2018; MAIA *et al.*, 2016; MAIA *et al.*, 2015). Apesar dos trabalhos iniciais na região do Batólito Monzonítico Quixadá, (MAIA *et al.*, 2015), o entendimento dos processos na conformação morfológica e o estudo da variedade de formas demandam análises mais aprofundadas.

Nesse contexto, a presente pesquisa busca contribuir com a interpretação morfoestrutural de relevos granitoides do nordeste setentrional brasileiro, trazendo, como estudo de caso, o Batólito Quixadá e entorno. Argumenta-se, aqui, que os elementos litoestruturais (estruturas dúcteis e rúpteis, diferenças litológicas e heranças tectônicas) condicionam as formas de relevo, tanto na escala regional quanto na de afloramento.

Os objetivos do trabalho foram alcançados por meio de revisão bibliográfica e cartográfica, trabalhos de campo, análises petrográficas, processamento de imagens SRTM 30 m e elaboração de ortofotomosaicos e modelos digitais de elevação (MDE) de resolução espacial centimétrica. As análises regionais foram subsidiadas pela extração manual dos lineamentos dúcteis e rúpteis, enquanto o estudo local se deu a partir de estudos em quatro áreas selecionadas (2 *nubbins* e 2 *inselbergs*).

## 1.1 Objetivos

### 1.1.1 Objetivo Geral

- Interpretar a evolução dos relevos saprolíticos localizados no Batólito Monzonítico Quixadá, investigando a influência que a litologia e as estruturas rúpteis (falhas e juntas) e dúcteis (foliação metamórfica, alinhamento mineral, enclaves micro granulares, veios quartzofeldspáticos, diques de granitos tardios finos e zonas de cisalhamento) exercem no modelado do relevo, considerando o clima como principal responsável pela exumação da crosta terrestre.

### 1.1.2 Objetivos Específicos

- Conhecer o contexto geológico e climático no qual a área de estudos está inserida;
- Averiguar as influências da litologia e das estruturas rúpteis e dúcteis na área de estudos, na busca de argumentos geológicos regionais que sustentem as abstrações para a interpretação dos afloramentos (2 *inselbergs* e 2 *nubbins*);
- Compreender de que forma a trama litoestrutural dos afloramentos (2 *inselbergs* e 2 *nubbins*) contribui para o modelado dos relevos, bem como de suas microformas (caneluras, bacias de dissolução, *honeycombs*, *boulders* e marmitas).

## 1.2 Justificativa

O interesse pela escolha da área de pesquisa, campo de *inselbergs* de Quixadá e seu entorno, partiu da necessidade de aprofundar o entendimento do controle estrutural e das influências do duplo estágio no modelado do relevo. Além disso, o local é bastante representativo e possui proeminente potencial paisagístico.

## 2 REVISANDO CONCEITOS

### 2.1 Relevos saprolíticos

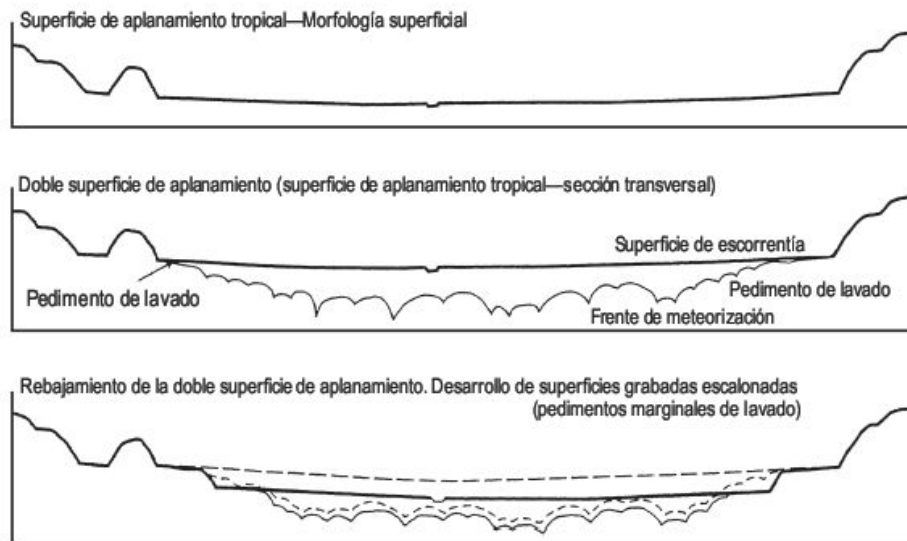
A evolução das formas de relevo saprolíticas tem sido, historicamente, pautada em dois modelos primordiais: pediplanação e duplo estágio (GUTIÉRREZ ELORZA, 2008; TWIDALE, 2007; 1998; 1991). O modelo de pediplanação foi um passo além das ideias de Davis e Penk, uma vez que trouxe a relevância do tipo climático para o aplainamento, concebendo a evolução a partir da incisão fluvial, do alargamento dos vales, do recuo lateral de vertentes, do acúmulo e da coalescência de detritos (KING, 1956a; 1953; 1949). Tal proposta se apresentou, por muito tempo, viável para várias regiões do globo e, com isso, foi grande a aceitação e a reprodução das suas ideias no mundo (TWIDALE, 1992).

A outra concepção é a de duplo estágio de aplainamento, a qual trata da evolução a partir dos seguintes passos: intemperização diferencial da rocha fresca (clima úmido), alteração pedogenética do material alterado (clima úmido) e remoção do manto intempérico e exposição do saprólito (clima mais seco ou desequilíbrio causado pelo soerguimento do nível de base) (BÜDEL, 1982; LINTON, 1955; MILLOT, 1977; THOMAS, 1989; THOMAS, 1965; TWIDALE, 2002; TWIDALE, 1964). Segundo Wayland (1933), quando o manto intempérico é atingido por erosão fluvial, a principal consequência é a exposição do *front* de intemperismo, formando planícies erosivas (*etchplains*). A formação das *etchplains*, também denominadas planície de corrosão química por Vidal Romaní e Twidale (1998), pode ocorrer em litologias variadas (THOMAS, 1989).

Ao conceituar acerca do duplo estágio, Büdel (1957) considerou a influência do clima tropical sazonal e a estabilidade tectônica dos terrenos para teorizar sobre a formação de uma atuação duplicada do intemperismo; a primeira reside na superfície de escoamento superficial (topográfica), enquanto a segunda equivale à superfície basal de intemperização, na zona de contato entre a rocha sã e o saprólito (Figura 1). Comparando a sazonalidade climática presente na planície Tamilnad, localizada no sul da Índia, Büdel (1957; 1982) percebeu que a água tem alta capacidade de percolação no regolito em estações chuvosas, por conta da baixa declividade do terreno, mas suficiente para a chuva conseguir remover uma película de sedimentos, rebaixando a superfície de escoamento superficial. Por outro lado, em períodos de estiagem, os solos argilosos racham e os condutos das raízes e de outras bioturbações preparam espaços para a penetração da água dos seguintes períodos chuvosos, possibilitando a meteorização do saprólito e condicionando o aprofundamento do *front* de

intemperismo a partir do intemperismo diferencial (GUTIÉRREZ ELORZA, 2008).

Figura 1 – Intemperização profunda e denudação nos trópicos úmidos.



Fonte: Büdel (1957), modificado por Gutiérrez Elorza (2008).

Com o rebaixamento dos níveis das superfícies, aparecem *ruwares* – afloramentos de rocha que apresentam perfil ligeiramente abobadado, os quais afloram na superfície de aplainamento de escoamento superficial –, sendo provavelmente o início do aparecimento de um *inselberg* (BÜDEL, 1957). Nesse processo de exumação, também podem aparecer alguns blocos que faziam parte do antigo *front* de intemperismo basal; eles podem ter formato arredondado – *boulders* –, em estilos que lembram paralelepípedos – *tors* – (LINTON, 1955), ou mesmo em disposição empilhada *in situ* de aspecto acastelado – *castle koppies*.

O saprólito se desenvolve paralelo à topografia (BÜDEL, 1957; WAYLAND, 1933) e pode ter profundidades diferentes, contendo várias depressões com rochas meteorizadas intercaladas por altos constituídos por rochas mais bem consolidadas em termos de fraturamento (OLLIER, 1965; 1984). Esse processo desigual de desgaste atrelado às heterogeneidades do substrato é denominado intemperismo divergente, o qual é responsável pelos rebaixamentos topográficos em áreas mais densamente fraturadas, visto que as fraturas são o caminho ideal para a percolação da água e, dessa forma, o intemperismo químico (BÜDEL, 1982; 1977; THOMAS, 1994; TWIDALE, 2007; VIDAL ROMANÍ, 2008).

Os *inselbergs* são definidos como relevos residuais isolados que se destacam sobre as planícies tropicais (TWIDALE, 1968), embora Kesel (1973), King (1956a; 1956b), Twidale (1971; 1981) e Twidale e Bourne (1978) tenham afirmado a existência de *inselbergs* (*bornhardts*, *nubbins* e *castle koppies*) em todos os continentes e em todos os tipos climáticos, mas sendo bem menos provável na Antártida. Para Gutiérrez Elorza (2008), o

desenvolvimento de *inselbergs* acontece principalmente em regiões tropicais e subtropicais cratônicas, sendo mais frequentes em rochas cristalinas, embora possam também acontecer em rochas sedimentares, como se vê no deserto central da Austrália, com destaque para Uluru, composto de arcóseo, e Kata Tjuta, sustentado por conglomerados (TWIDALE, 1978, 2007; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005; VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 1998). Nesse contexto, nota-se que ambos os autores supracitados reconhecem que os trópicos são as áreas mais favoráveis para a formação dessas morfologias.

Considerando a importância do contexto climático para a modelagem dos relevos saprolíticos, Vidal Romaní e Twidale (2010) atribuem a formação de *nubbins* a ambientes úmidos e epigênicos; esse horizonte saprolítico contaria com a presença de *corestones* e *grus*, morfologias desenvolvidas de acordo com o contexto das características gravadas nas rochas desde o momento de sua gênese. Tais heranças, no relevo, se apresentam na paisagem por meio da forma de domo com *boulders* por cima.

Além disso, a evolução desses relevo é mensurada a partir da contabilização da taxa de soerguimento do nível de base e das mudanças climáticas. Nesse sentido, os princípios de *etch* e *etchplanation* são aplicáveis a todas as classes de rochas e em todas as regiões climáticas, mas a intensidade do intemperismo químico depende do aporte de água no sistema (THOMAS, 1989). Considerando que os trópicos úmidos são dotados de maior umidade, de fato, a desagregação química será mais eficaz sob essas condições, mas, embora em proporções menores, tal dinâmica também está presente em climas mais frios e mais secos, tendo alguns efeitos percebidos até em desertos quentes e frios.

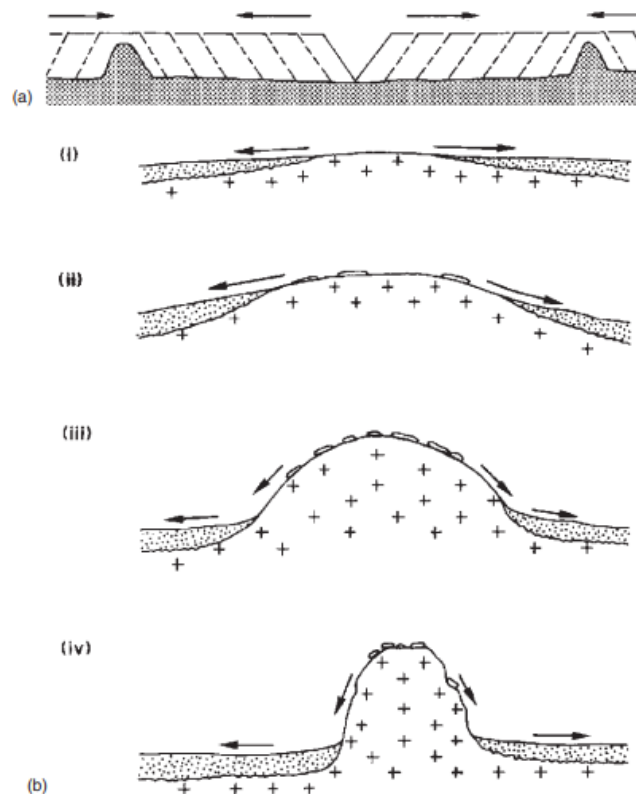
Entre as diversas expressões geomorfológicas dos relevos graníticos na paisagem, as paisagens multiconvexas, ou seja, as que possuem forma dômica, corresponderiam a tipos geomórficos característicos de ambientes de baixa latitude, visto que a eficiência do intemperismo químico responderia pela manutenção dos espessos pacotes saprolíticos intemperizados (MIGÓN, 2009). No Brasil, muitos dos terrenos da Região Sudeste apresentam entre 30 e 40 metros de espessura (COELHO NETTO *et al.*, 1999), o que parece corroborar com os aspectos mencionados anteriormente. Se os terrenos com relevos multiconvexos forem atingidos por uma mudança do nível de base, seja por soerguimento, seja por mudança climática (principalmente de úmido para seco), as formas saprolíticas serão exumadas, tendo a morfologia resultante marcada por planícies ou quaisquer patamares topográficos com presença de *inselbergs*, domos, *boulders* e *tors* (BIROT, 1958; MIGÓN, 2009; THOMAS, 1989; 1978; TWIDALE, 1998; VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 1998).

### 2.1.1 Tipos de inselbergs

Os relevos que se destacam abruptamente na paisagem são estudados por exploradores europeus desde o século XIX (TWIDALE, 1998). Ao desenvolver vários estudos na África (BORNHARDT, 1900; KAISER, 1926; JESSEN, 1936; PASSARGE, 1895; 1904), geomorfólogos alemães utilizaram a designação *inselberg* para se referir a colinas isoladas e inclinadas, que se erguem abruptamente das planícies (MIGÓN, 2006). Os *inselbergs* com forma dômica foram chamados como *bornhardt* em homenagem ao pesquisador alemão Wilhelm Bornhardt, que fez relevantes descrições e análises dessas formas de relevo na área que atualmente corresponde à Tanzânia (MIGÓN, 2006).

Segundo Gutiérrez Elorza (2008) e Twidale (1981; 1998), de forma geral, há duas teorias para explicar os *inselbergs*. A primeira é pautada no modelo de pediplanação e recuo lateral das escarpas de King (Figura 2), gerando os *inselbergs* de circundenudação (monólitos de posição ou *Fernlinge*), os quais atualmente resistem nos altos topográficos e dividem bacias hidrográficas. Contudo, Twidale (1998) discorda que este processo seja, ao longo de milhares de anos, suficientemente competente para ocasionar a modelagem dessas formas.

Figura 2 – Pedimentação e recuo lateral das vertentes, segundo King.



Fonte: modificado de Twidale (2005).

A outra teoria é pautada no conceito de duplo estágio, em que a erosão atua tanto no aplainamento da superfície quanto da subsuperfície, erodindo com mais intensidade as litologias que são dotadas de maior densidade de fraturas (BÜDEL, 1957; FALCONER, 1911; GUTIERREZ, 2008; HANDLEY, 1952; HASSENFRAZ, 1791; LINTON, 1955; TWIDALE 2002). Nessa concepção, os compartimentos de rochas que estão mais maciças e estão menos fraturadas são preservados em altos topográficos, sendo denominadas *inselbergs* de resistência – monólitos de dureza ou *Härtlinge* (TWIDALE 1981; 1998). Além da densidade de feições rúpteis, o padrão de fraturamento pode conduzir o intemperismo a dissecar os setores menos resistentes e imprimir, no relevo, formas que podem variar entre duas tipologias: *inselbergs* dômicos (*borhardts*) e *inselbergs* recobertos por *boulders* (*tors*, *nubbins* ou *castle koppies*) (GUTIÉRREZ ELORZA, 2008; TWIDALE, 1981).

A morfologia dos *inselbergs* com *boulders* está presente em todas as regiões climáticas e tem sua conformação atrelada ao forte controle exercido pelos sistemas de fraturas, visto que se trata da tipologia mais marcada pela deformação rúptil. Segundo Gerrard (1988), esses relevos são mais recorrentes em granitos, embora possam ser modelados em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

Segundo Twidale (1981), as fraturas ortogonais típicas em rochas ígneas podem ser resultantes das tensões desenvolvidas durante o *emplacement* ou dos deslocamentos estruturais que estão em conformidade com estruturas de *stress* regional. Se as falhas e as juntas, posteriores ao resfriamento do batólito, são originadas de acordo com a tensão regional, o *trend* deformacional vigente pode retrabalhar litologias e contribuir para o alinhamento de padrões; por tais razões, são contabilizadas estruturas dúcteis e rúpteis, visto que constituem importantes zonas de suscetibilidade para a atuação intempérica (VIDAL ROMANÍ, 2008).

O padrão, a direção e a densidade de fraturamento atuam como importantes pontos de fragilidade da rocha diaclasada, visto que são elementos facilitadores do aumento da permeabilidade, por onde o intemperismo químico atua intensamente; assim, a água adentra essas fissuras e garante a alteração química da rocha (BÜDEL, 1982; 1957; LINTON, 1955). Com as mudanças ambientais posteriores, o manto intempérico (*grus*) é removido, deixando expostos afloramentos de blocos de rochas não intemperizadas (*corestones* = *boulders*) que outrora eram constituintes das zonas de saprólito (THOMAS, 1994; TWIDALE, 2002).

No caso em que há blocos de rochas angulares, os quais permanecem *in situ* e se encontram individualizados por fraturas e juntas, tais morfologias são chamados de *tor*, ao

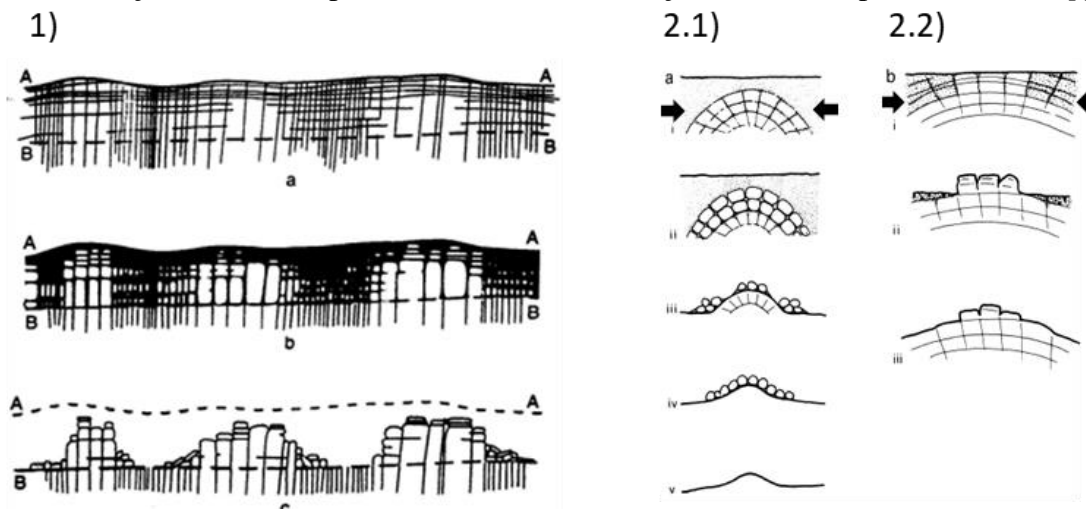
passo que as formas acasteladas são chamadas de *castle koppies* (TWIDALE, 1981). Esses relevos foram interpretados por Linton (1955) a partir de duas etapas: intemperização da rocha e remoção do material meteorizado (Figura 3). Já os *boulders* apresentam formas arredondadas (esféricos ou elipsoidais), formato comumente atribuído à esfoliação esferoidal (GUTIÉRREZ ELORZA, 2008). Segundo Twidale (1981), os *castle koppies* são conhecidos na Grã-Bretanha e em outros lugares como *tors*.

Twidale (1981) atribui a evolução dos relevos saprolíticos a partir de anticlinais e afirma a formação dessas dobras a partir de tensões compressivas horizontais, considerando que *inselbergs* dômicos podem evoluir para as tipologias com *boulders* em seus estágios finais de evolução, ainda em epigenia. O autor aponta, ainda, que a diferença entre os *nubbins* e os *castle koppies* está no sentido preferencial da erosão. Nos primeiros, o desgaste ocorre em todas as direções, conferindo morfologia mais arredondada em virtude do intemperismo ocasionado por águas subterrâneas (LINTON, 1955). Já os segundos são marcados pelo recuo lateral de seus blocos rochosos, sugerindo sua posição em níveis subsuperficiais mais rasos, quase aflorante, enquanto estava em processo epigênico (Figura 3). Em ambos os casos, o desenvolvimento depende da atuação de uma tensão horizontal, possibilitando a formação de fraturas folheadas (diaclases) em virtude do contexto tectônico regional (TWIDALE, 1981).

A exumação do embasamento depende do equilíbrio entre pedogênese e morfogênese (THOMAS, 1965; 1994; TRICART, 1977). Dessa forma, se a pedogênese for maior que a morfogênese, haverá intemperismo profundo e espessamento do *front* de alteração; caso contrário, o manto de intemperismo é removido e o saprólito é exumado.

Figura 3 – Modelos de desenvolvimento de *inselbergs* a partir do padrão de fraturamento.

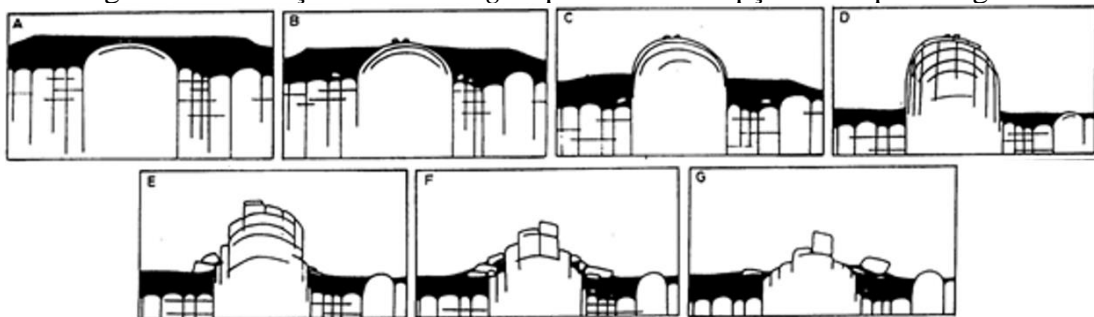
1 – Esquema evolutivo para *inselbergs* com *boulders*; 2 – Modelo de desenvolvimento de *tors*; 2.1 – Traçado evolutivo para os *nubbins*; 2.2 – Traçado evolutivo para os *castle koppies*.



Fonte: modificado de Linton (1955) e Twidale (1981).

Segundo Thomas (1965), *inselbergs* dômicos, quando descobertos pelo manto intempérico, passam por um desmonte que é controlado pelos sistemas de juntas e fraturas, resultando na formação dos *inselbergs* com *boulders* por cima (Figura 4). Essa concepção estrutural dos relevos saprolíticos também foi compartilhada por King (1949), que já havia considerado que os *bornhardt* são compartimentos estruturalmente controlados e interpretou que essas morfologias mantêm a altura ao longo do processo de recuo lateral das escarpas. Dependendo do desenvolvimento das juntas, esses *inselbergs* dômicos poderiam se ruir e originar *castle koppies*, os quais seriam os estágios finais de um *bornhardt*, considerando o processo de pedimentação mediante recuo lateral das escarpas (TWIDALE, 1998).

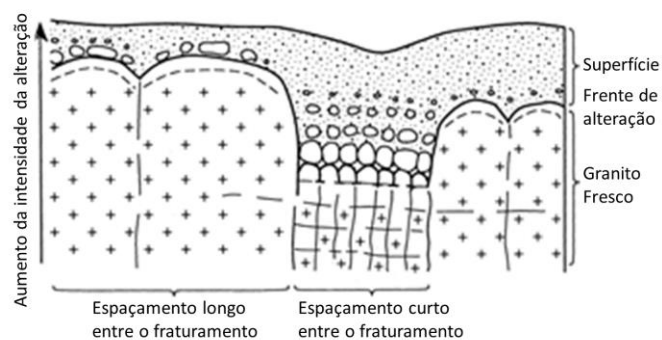
Figura 4 – Evolução de *inselbergs* a partir da concepção de duplo estágio.



Fonte: Thomas (1965).

Migoñ e Goudie (2000), estudando os relevos graníticos da Nigéria Central, também constataram a relativa coincidência entre as ocorrências de relevos saprolíticos, o baixo padrão de fraturamento e a abrangência de compartimentos maciços de granito. Embora as duas tipologias de *inselbergs* possam coexistir, o padrão de juntas e fraturas será decisivo no condicionamento dos relevos. Essa percepção é corroborada por Twidale (1982), que também associa a densidade do fraturamento com o delineado e o desenvolvimento dos relevos saprolíticos, sejam eles sustentados por granitoides ou não (Figura 5).

Figura 5 – Erosão diferencial a partir da densidade de fraturamento.



Fonte: Twidale (1982).

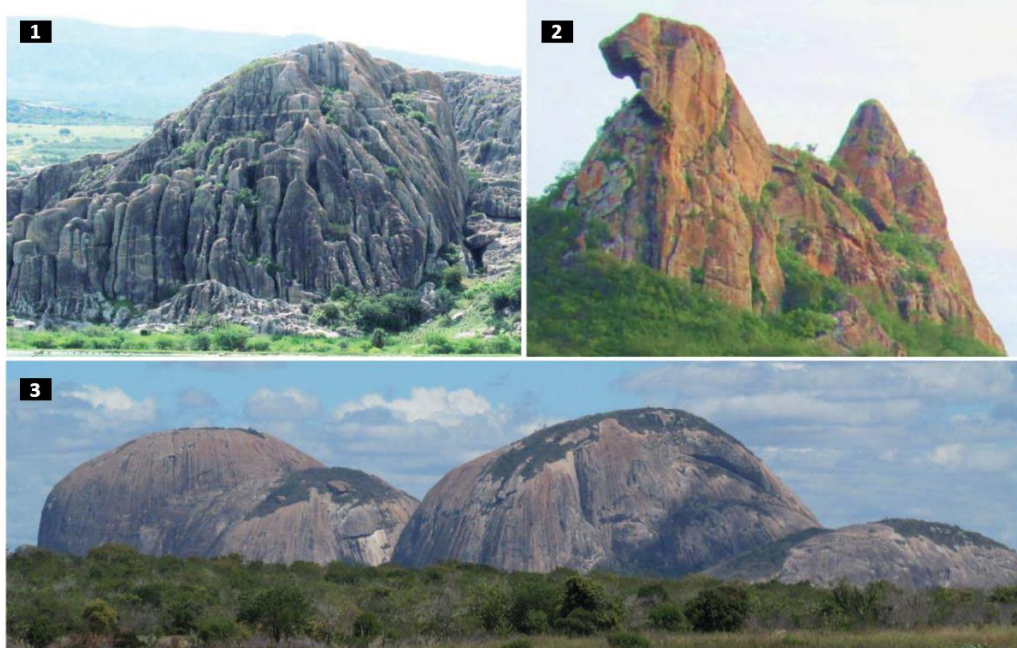
## 2.2 Relevos saprolíticos do campo de *inselbergs* de Quixadá

Apesar da diversidade de formas graníticas situadas em Quixadá e entorno, Maia *et al.* (2015) foram os pioneiros na classificação desses relevos, identificando duas tipologias dentro do batólito e uma na zona de contato com as rochas encaixantes (Figura 6). O primeiro tipo de *inselberg* é marcado pela predominância de feições de dissolução, apresentando altura pouco proeminente e escassez de feições de fraturamento e as escamações. Segundo os autores, a forte presença de bacias de dissolução e caneluras se devem à composição mineralógica da rocha porfirítica, dada a concentração de enclaves máficos e a solubilidade dos feldspatos e da biotita, sendo importantes pontos de partida para o intemperismo químico.

O segundo tipo de relevo identificado corresponde aos *inselberg* com feições de fraturamento, os quais possuem formatos geométricos mais bem definidos e têm sua morfologia explicada a partir do padrão de juntas, fraturas e diques. O intemperismo físico é o processo predominante, a partir da termoclastia, e esses *inselbergs* contam com rampas de tálus e esfoliações em vertentes mais íngremes, formando *taffoni* de colapso.

Por fim, a terceira tipologia, presente na zona de contato com as rochas metamórficas encaixantes ao Batólito Monzonítico Quixadá, corresponde aos *inselbergs* maciços. Esses relevos apresentam morfologia íngreme, convexa e desprovida de expressividade de feições de dissolução ou fraturamento.

Figura 6 – Tipologias de *inselbergs* identificados em Quixadá e entorno.  
1 – *Inselberg* de dissolução; 2 – *Inselberg* de fraturamento; 3 – *Inselberg* maciço.

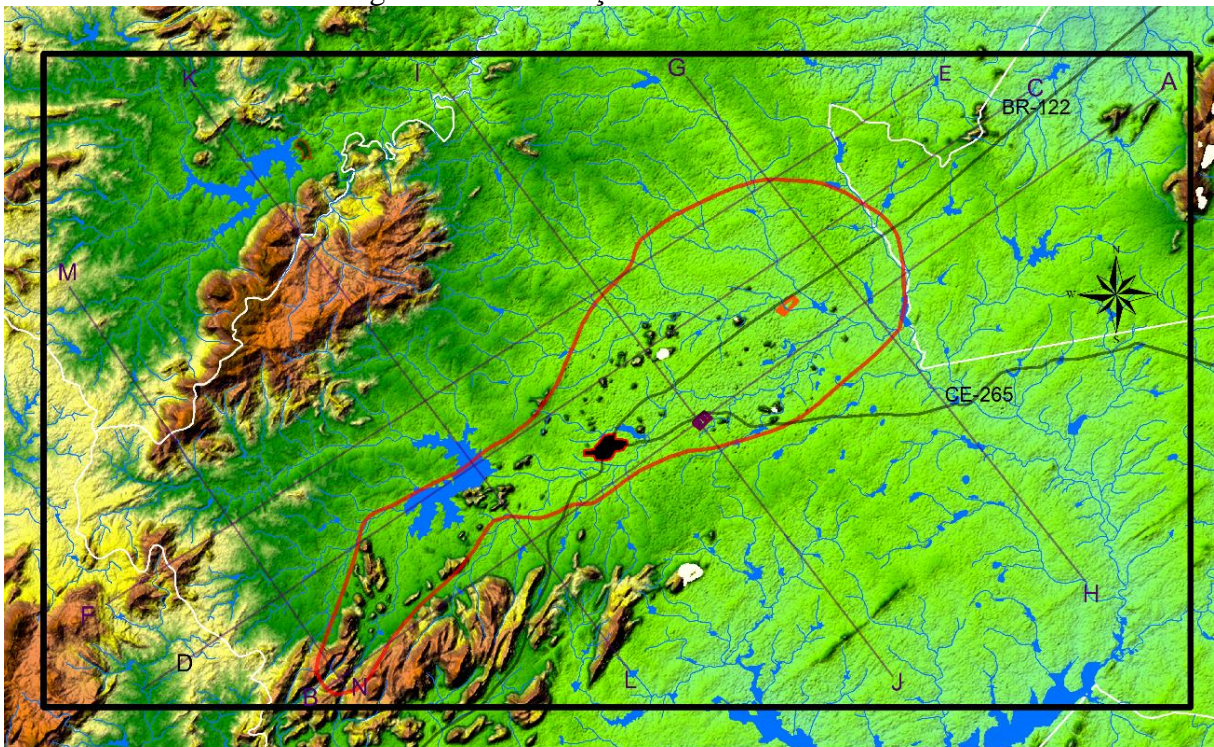


Fonte: Maia *et al.* (2015).














### 3 APRESENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Batólito Quixadá, área de estudo, está localizado no Sertão Central do Estado do Ceará, nordeste setentrional do Brasil. As principais localidades compreendem os municípios de Choró, Quixadá, Ibaretama, Quixeramobim e Banabuiú, tendo a CE-122 e a CE-265 como as principais vias de acesso (Figura 7). Em escala regional, a drenagem é composta pelas bacias hidrográficas dos rios Choró e Piranji e pelas sub-bacias do Rio Quixeramobim e Sitiá, sendo que estas últimas desaguam no Rio Banabuiú, o qual deságua no Rio Jaguaribe que, por sua vez, desemboca no Oceano Atlântico.

Figura 7 – Localização da área de estudo.



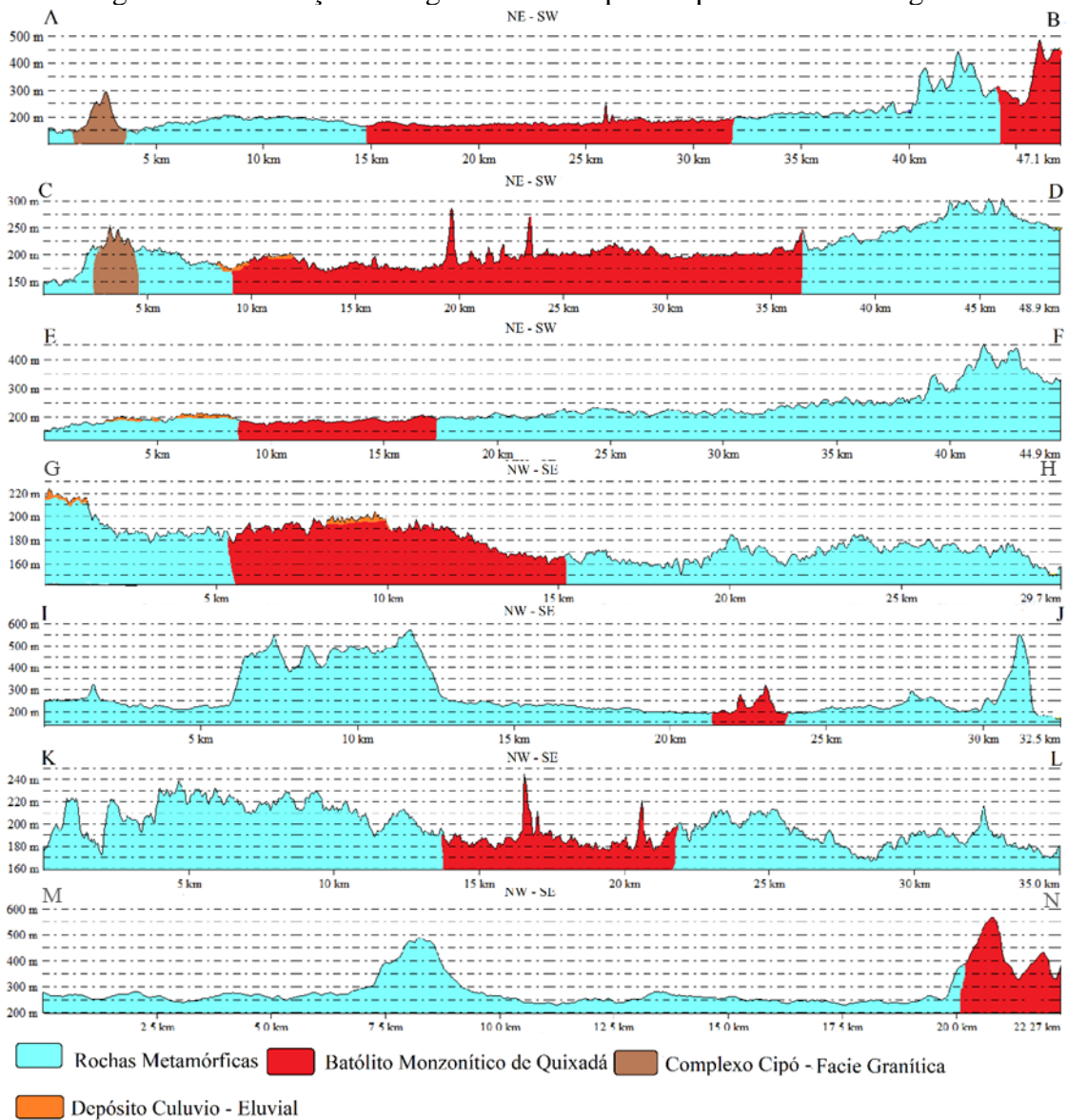
#### Legenda

	Anfiteatro do batólito monzonítico de Quixadá		Perfil A-B
	Batólito de Quixadá		Perfil C-D
	Cidade de Quixadá e Choró		Perfil E-F
	Nubbins A e B		Perfil G-H
	Inselbergs A e B		Perfil I-J
	Drenagens SRH (2012)		Perfil K-L
			Perfil M-N

Fonte: elaborado pelo autor.

Analisando a área da suíte intrusiva propriamente dita, a localização coincide com o alto curso da sub-bacia do Rio Sitiá, composto por rios intermitentes, os quais convergem para dentro da depressão do batólito. Essa suíte está topograficamente mais baixa que seu entorno metamórfico, evidenciando a resistência desigual do substrato rochoso (Figura 8).

Figura 8 – Correlação litologia/relevo dos perfis apresentados na Figura 7.



Fonte: elaborado pelo autor.

A geomorfologia da área é composta por áreas de depressões e planícies fluviais, as quais têm sua monotonia rompida pelo campo de *inselbergs* (Figura 9), os quais tiveram sua explicação evolutiva ligada à teoria do duplo estágio de aplainamento (LINTON, 1955; MAIA *et al.*, 2015; MILLOT, 1977; THOMAS, 1965).

Figura 9 – Visão oblíqua da área de estudos, identificando as formas de relevo mais representativas da região e o diagrama evolutivo proposto para a área (A e B).



Fonte: fotografia captada pelo autor e esquema modificado de Maia *et al.* (2015).

Em termos geológicos, a área de estudo está localizada na margem nordeste da Plataforma Sul-Americana<sup>1</sup> (ALMEIDA, 1981; 2000), mais precisamente na porção setentrional da Província Estrutural Borborema (PB). Entre as subdivisões da PB, a área está posicionada no Domínio Ceará Central (DCC), delimitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano (localmente chamado de Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II) e a leste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), importantes estruturas regionais (FETTER *et al.*, 2000; TROMPETTE, 1994). O DCC encontra-se entre o Domínio Médio Coreaú (DMC), a oeste, e o Domínio do Rio Grande do Norte (DRGN), a leste.

O arcabouço geológico da Província Borborema é decorrente de uma história geológica complexa e policíclica (ALMEIDA *et al.*, 2000; BRITO NEVES, 1999; 2004; FETTER *et al.* 2000). Fetter *et al.* (2000), a partir de dados geocronológicos usando o método Sm-Nd em rocha total e U-Pb em grãos de zircão, subdividiu os terrenos do Ceará Central nos seguintes grupos tectônicos:

- (i) um núcleo arqueano, representado pelo Maciço de Tróia/Pedra Banca;
- (ii) uma série de terrenos acrescionários paleoproterozoicos que foram rejuvenescidos, como consequência da orogenia do Neoproterozoico, a seqüências supracrustais relacionadas ao Grupo Ceará e ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria (arco magmático);

<sup>1</sup> O conceito de Plataforma Sul-Americana corresponde à parte estável da placa continental de mesmo nome, que funcionou como ante país durante a evolução das faixas móveis do Caribe (norte) e dos Andes (oeste), ao mesmo tempo em que se processava no Meso-Cenozoico, a abertura do oceano Atlântico Sul. O Brasil está contido na realidade geológica da Plataforma Sul-Americana de Almeida, 1967 (CPRM, 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana).

- (iii) aos diversos plutonismos graníticos que corresponderam ao ápice da atividade magmática.

A Província Borborema é uma miscelânea de terrenos heterogêneos que foi amalgamada dentro do contexto do corredor tectônico Transbrasiliano-Kandi, o qual compreendeu as massas continentais correspondentes à Gondwana: com o fechamento do Oceano Goiás-Pharusiano, a Orogenia Brasileira/Pan-Africana foi responsável pela formação das colagens supercontinentais ao longo do Neoproterozoico e início do Paleozoico (AMARAL, 2010; ARTHAUD *et al.*, 2015; ARTHAUD, 2007; CORDANI *et al.*, 2013). Esse evento tectônico de origem da Cadeia Brasileira foi marcado pelo fechamento oceânico, resultando na colisão continente-continente, cujo impacto também foi importante para a estruturação de falhas e zonas de cisalhamento (ARTHAUD, 2007; VAUCHEZ *et al.*, 1995). Para a realidade geológica cearense, a possível zona de sutura é o Lineamento Transbrasiliano, o qual divide os blocos crustais do Domínio Noroeste do Ceará (Domínio Médio Coreaú) e Domínio do Ceará Central (FETTER *et al.*, 2000).

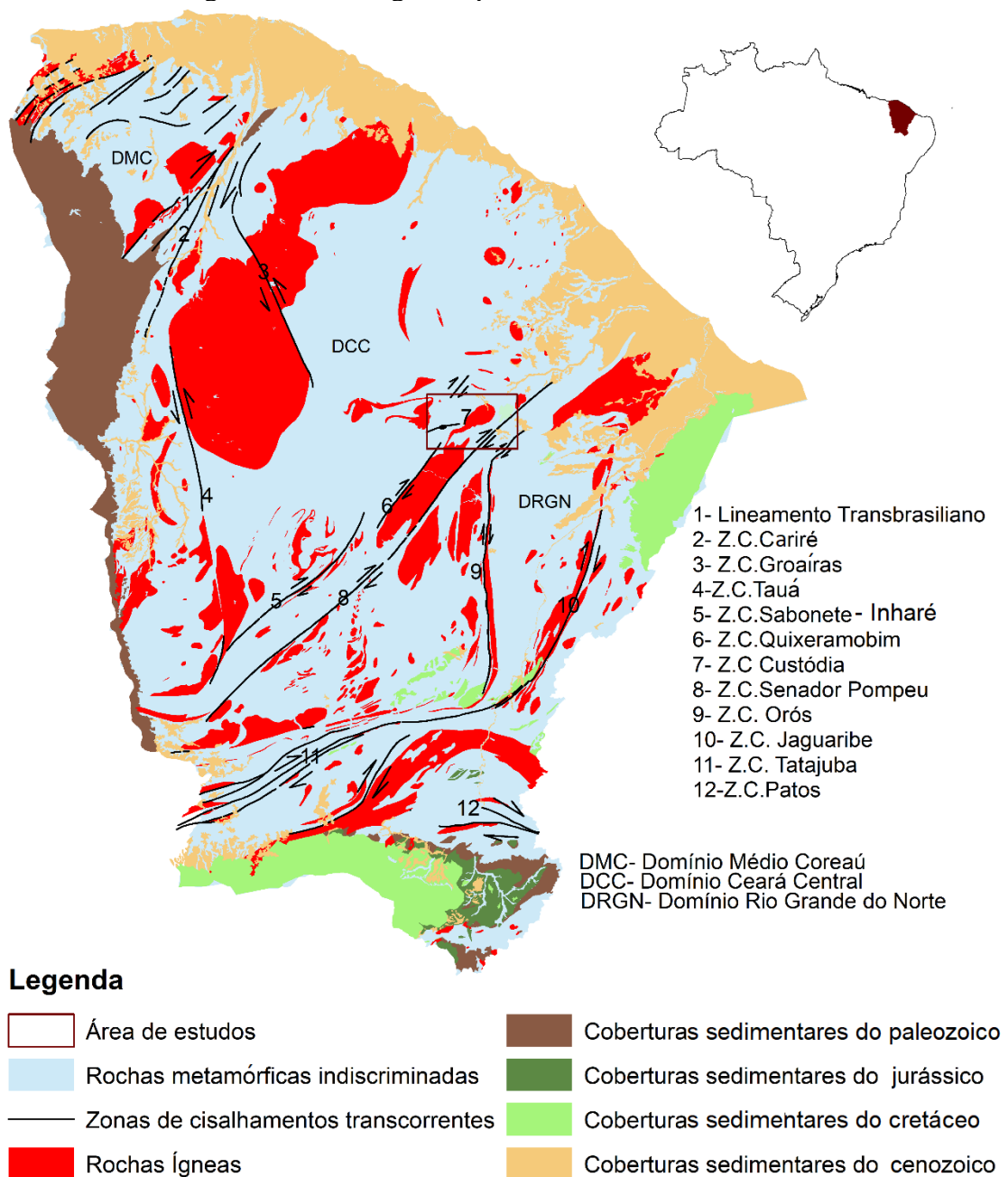
Posteriormente, outro evento tectônico de grande amplitude, sendo vetor de reativação das estruturas brasileiras, foi o desmembramento da Pangea e a consequente abertura do Oceano Atlântico: esse processo distensivo reestruturou a configuração morfológica regional, a partir da formação da margem continental, o que inicialmente resultou no alojamento de bacias cretáceas ao longo do *trend* Cariri/Potiguar (NE-SW), as quais futuramente foram abortadas (MATOS *et al.*, 2012). Segundo Peulvast e Claudino Sales (2006; 2008) a formação das zonas de rifte foi crucial para o soerguimento dos terrenos do DCC, os quais se configuraram como ombros, ao passo as áreas atualmente correspondentes ao vale do Jaguaribe foram rebaixadas (MAIA, 2008).

No Cenozoico, o último evento tectônico que afetou a área consistiu em um magmatismo que atingiu vários pontos do nordeste setentrional (OLIVEIRA, 2008). Tal episódio ficou conhecido Vulcanismo Macau/Messejana e foi responsável pela extrusão de material alcalino, o que resultou na disposição atual de vários *necks*, principalmente de fonólitos e traquitos no DCC, especialmente na Região Metropolitana de Fortaleza. O vulcanismo possui alinhamento E-W, sugerindo que o sigma atuante deste evento apresentou mesmo sentido. Segundo Oliveira (2008), a expressividade do *underplating* não foi significativa para a área do DCC, dado o provável espessamento crustal na região do Arco Magmático de Santa Quitéria, aspecto herdado da Orogênese Brasileira.

### 3.1 Contexto geológico

O contexto geológico regional do estado do Ceará (Figura 10) é representado de maneira simplificada pela individualização das associações litológicas: (i) rochas metamórficas arqueanas e proterozoicas; (ii) granitoides brasileiros; (iii) coberturas sedimentares fanerozoicas, evidenciando a existência de vários ciclos deposicionais pós-Brasiliano.

Figura 10 – Geologia simplificada do estado do Ceará.



Fonte: elaborado pelo autor com base nos dados de Cavalcante *et al.* (2003).

Além das unidades litológicas, a configuração regional conta com uma série de zonas de cisalhamento, estruturadas ao longo da segunda etapa da colisão brasileira – 590-530 Ma (AMARAL, 2010; ARAÚJO *et al.*, 2012; ARTHAUD *et al.*, 2008, 2015; NEVES *et al.*, 1995). Vale destacar que as zonas de cisalhamento de direção NE são dextrais e que a escolha de utilizar os limites político-administrativos do Ceará se deu considerando que os domínios geotectônicos de interesse estão dentro da área de abrangência do estado.

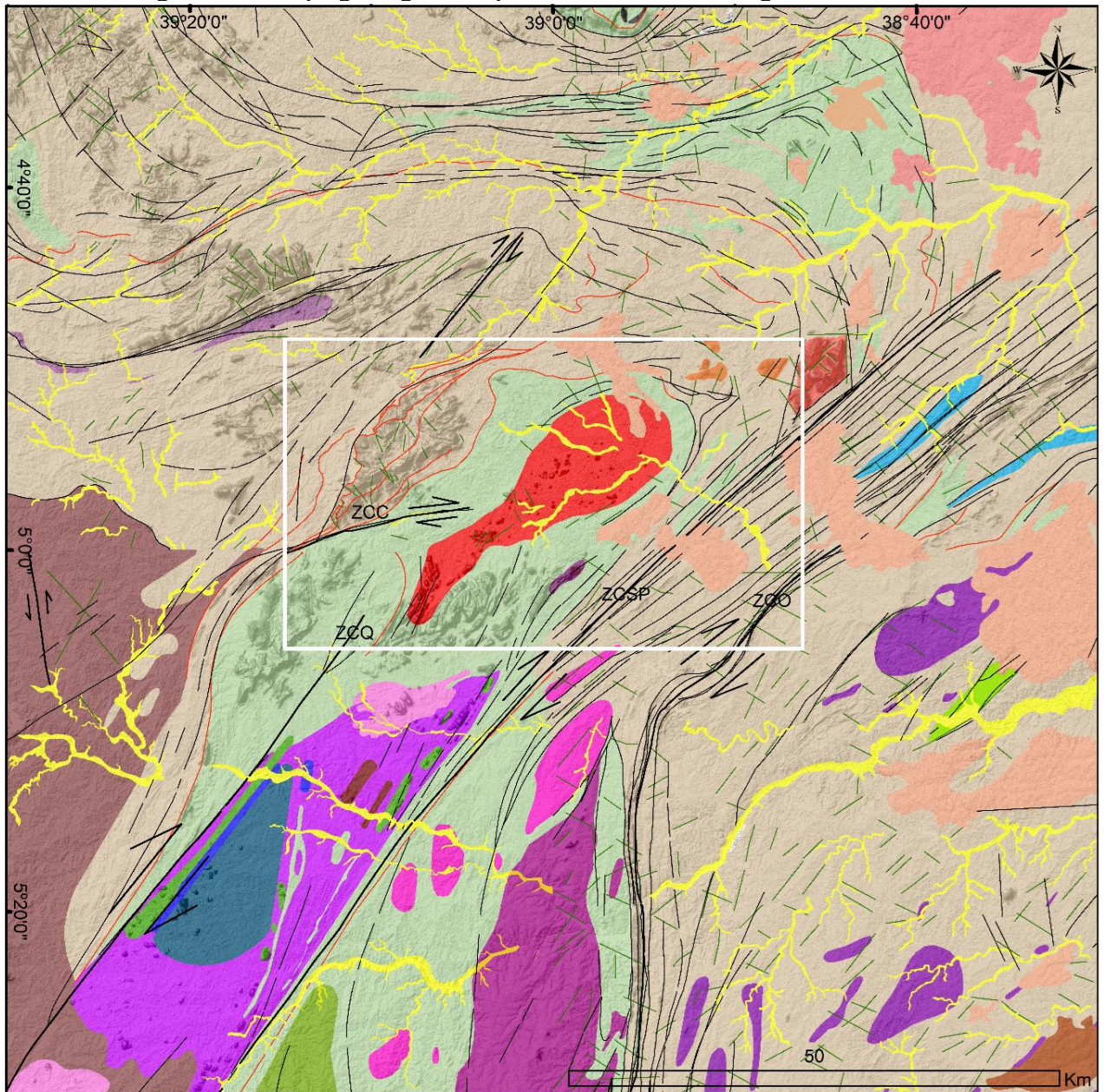
Segundo a divisão das rochas feita por Arthaud *et al.* (2015), o DCC apresenta rochas metamórficas do embasamento, sendo divididas de acordo com a evolução. Os litotipos policíclicos consistem no complexo arqueano (Complexo Cruzeta) e na sequência paleoproterozoica (Sequência Choró-Algodões), ao passo que as rochas monocíclicas neoproterozoicas compreendem as supracrustais metassedimentares (Grupo Ceará) e os granitos brasileiros (Figura 11) (ALMEIDA, 2008; COSTA, 2013; PALHETA, 2014; PINÉO, 2014).

A divisão das rochas foi feita como escrito por Arthaud *et al.* (2015) e a análise geológica da área consistiu na junção das folhas de 1:100.000 de Quixadá (SB.24-V-B-VI), Quixeramobim (SB.24-V-D-III), Banabuiú (SB.24-X-C) e Itapiúna (SB.24-X-A-IX). Como a folha de Quixeramobim não tinha os limites condizentes com o restante das folhas, foi necessário inferir o término de algumas litologias para suavizar as discordâncias.

Na escala adotada para a visualização, as rochas metamórficas foram agrupadas segundo a generalização feita por Torquato *et al.* (1989), na qual as rochas do antigo Complexo Gnáissico-Migmatítico, composto por gnaisses, migmatitos, anfibolitos, granulitos e rochas calcissilicáticas (TORQUATO *et al.*, 1989), foram divididas de acordo com suas idades. No mapa (Figura 11), duas fácies graníticas das rochas metamórficas foram destacadas, pois atuam na paisagem como altos topográficos e divisores de água; trata-se das fácies graníticas das rochas metamórficas com alta taxa de migmatização, presentes na Unidade Ortognaisses Cipó (Paleoproterozoico) e no Granito Pedra Branca Ceará, da Unidade Juatama, Complexo Ceará (Neoproterozoico).

Análises mais detalhadas foram feitas para o mapa do recorte regional estudado (Figura 12), compreendendo as unidades presentes nas folhas da CPRM.

Figura 11 – Mapa geológico simplificado do contexto regional da área.

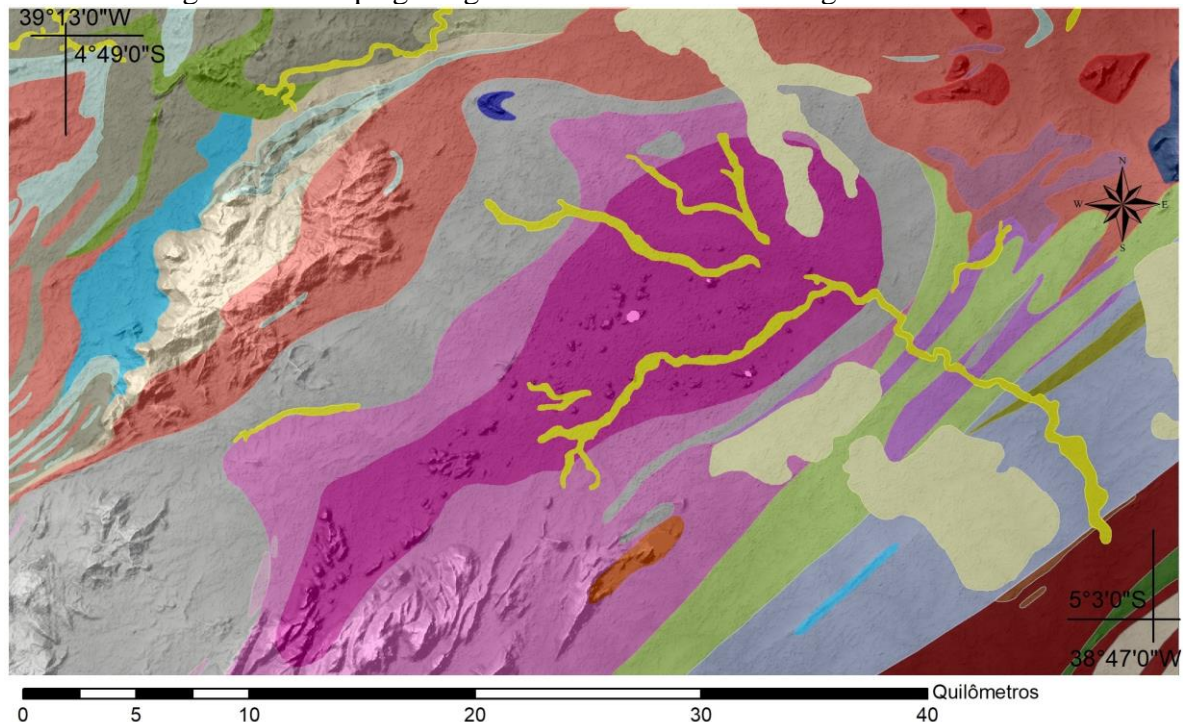


**Legenda**

- |  |   |
|--|---|
| — Zonas de cisalhamentos transcorrentes  | — Falhas e Fraturas   |
| — Zonas de cisalhamento contracionais e transprecionais                          |   |
| <b>SEDIMENTOS CENOZOICOS</b>   |   |
| Depósitos aluvionares  | Suíte Banabuiú-Albita granito, biotita granada leucogranito       |
| Depósitos colúvio eluviais   | Suíte Morada Nova, granodiorito, granito                          |
| Formação Faceira   | Suíte Muxuré Velho, diques dioritos e quartzodioritos             |
| Formação Barreiras   | Suíte Serra Branca, médio-K porfíritico com megacrístais 6 - 20cm |
| <b>CRETÁCEO</b>  | Suíte Uruquê, baixo-K afríca, granulação fina                     |
| Formação Sitiá   | Suíte Água Doce, baixo- K, afríca, granulação média               |
| <b>NEOPROTEROZOICO</b>   | Suíte Muxuré Novo, médio-K porfíritico com megacrístais 1- 6cm    |
| Rochas Metamórficas do neoproterozoico   | <b>PALEOPROTEROZOICO</b>  |
| Facie Jaguarão Chico, pertita- sienogranito                                      | Rochas Metamórficas do Paleoproterozoico                          |
| <b>GRANITÓIDES BRASILIANOS</b>   | Ortognaisse Cipó, granítico                                       |
| Corpo Granodiorito Veado   | <b>ARQUEANO</b>   |
| Corpo Serra Azul, Granito porfíritica  | Rochas Metamórficas do Arqueano                                   |
| Corpo- Granito Nenelândia, Granitos do tipo S                                    |   |
| Corpo Granitoide Boqueirão, granitoide, granito                                  |   |
| Corpo Serrote Feio, Quartzomonzonito, quartzomonzograbo                          |   |
| Corpo Granito Aroeira, sienogranito, granodiorito, diorito, auguen gnaisses      |   |
| Suíte Quixadá, monzonito, sienito, granodiorito, diorito - calcioalcalina alto K |   |

Fonte: elaborado a partir de Almeida (2008), Costa (2013), Palheta (2014) e Pinéo (2014).

Figura 12 – Mapa geológico detalhado do recorte regional estudado.

**Legenda**

Depósitos colúvio-eluviais	Canindé do Ceará, ortogneisse migmatítico	Ortogneisse Cipó, granítico
Unidade Juatama	Canindé do Ceará, quartzito	Ortogneisse Cipó
Jaguarão Chico, pertita	Canindé do Ceará, paragneisse migmatítico	Madalena
Monzonito Quixadá	Santarém	São José de Macaoca, granodiorito-granítico
Granito Serra Azul	Santarém, quartzito	Algodões
Leucogranito Itapiúna	Serra do Deserto	Algodões, andesito
Unidade Quixeramobim	Jaguaratama, ortogneisse	Algodões, quartzito
Unidade Quixeramobim, calcissilicática	Algodões, anfíbolito	Algodões, gnaiss e anfíbolito
Unidade Quixeramobim - Mármore	Algodões, máfica-ultramáfica	Ortogneisse Serra da Palha

Fonte: elaborado a partir de Almeida (2008), Costa (2013), Palheta (2014) e Pinéo (2014).

### 3.1.1 Coberturas fanerozoicas

Foram destacadas as seguintes coberturas sedimentares fanerozoicas: do Cretáceo, a Formação Sitiá; do Neógeno, o Grupo Barreiras, com destaque para Formação Faceira; do Neógeno/Quaternário, os depósitos colúvio-eluviais; do Quaternário, os depósitos aluviais.

- **Formação Sitiá** – Segundo Pinéo *et al.* (2014), são arenitos de granulometria média, compostos predominantemente por quartzo e, subordinadamente, feldspato. Há níveis conglomeráticos com seixos quartzo-feldspato-líticos, sub-arredondados e com baixa esfericidade. Estão geneticamente atrelados ao rifteamento que ocorreu no Cretáceo.
- **Grupo Barreiras** – Segundo Palheta *et al.* (2013), são arenitos argilosos de tonalidade variável, matriz argilocalinítica, com cimento ferruginoso e, por vezes, silicioso. Além disso, apresentam granulação fina a média, com leitos conglomeráticos e nódulos

lateríticos. Dentro do Grupo Barreiras, está a Formação Faceira, a qual, para Pinéo *et al.* (2014), é composta por arenitos vermelhos, com matriz ferruginosa e níveis conglomeráticos. Os seixos são de quartzo, plagioclásio e líticos, apresentando com baixa esfericidade, e incipiente grau de seleção.

- **Depósitos colúvio-eluviais** – Próximos à área de estudo, segundo Pinéo *et al.* (2014), os depósitos são sedimentos arenoargilosos e argiloarenosos de cor vermelha, apresentando-se em certos locais cascalhosos. Para Palheta *et al.* (2013), correspondem a sedimentos inconsolidados, de coloração esbranquiçada e distribuição irregular, possuindo composição predominantemente arenosa. Em alguns locais, ocorrem materiais cascalhosos (seixos centimétricos) com matriz argilosa lateritizada.
- **Depósitos aluvionares** – De acordo com Pinéo *et al.* (2014), são argilas, areias (argilosas, quartzosas e quartzofeldspáticas) e cascalhos; por outro lado, segundo Almeida (2008), são areias argilosas, quartzosas e quartzofeldspáticas, conglomeráticas ou não, com ocorrências de cascalhos. Para Torres (2007), os depósitos são constituídos de areias quartzosas e feldspáticas, conglomeráticas ou não, cascalhos e argilas. Palheta (2013) e Costa (2013), por sua vez, dizem que são constituídos de areias quartzosas e feldspáticas, conglomeráticas ou não, contendo cascalhos e argilas. Os depósitos sedimentares aluviais são localizados às margens dos rios de maior porte e estão geneticamente ligados ao Quaternário (ALMEIDA, 2008; CAVALCANTE *et al.*, 2003; COSTA, 2013; PALHETA *et al.*, 2014; PINÉO *et al.*, 2014; TORRES, 2007).

### 3.1.2 *Granitoides brasileiros*

Na busca de correlações entre litologia e relevo, foram destacados os granitoides brasileiros, considerando que o comportamento do relevo não é igual em todos os casos.

- **Granodiorito Veados** – Segundo Palheta (2013), são granitoides de variação composicional granítica a tonalítica, matriz rica em biotita, com quimismo predominantemente granodiorítico, cálcio alcalino de alto K, peraluminoso e tendência metaluminosa, fortemente deformado com aspecto facoidal. São frequentes diques e injeções graníticas rosados e deformados.
- **Granito Serra Azul** – De acordo com Palheta (2013), trata-se de um granito porfirítico amarelado a rosado, matriz de granulação grossa, localmente milonitizado. É uma rocha cálcio alcalina de alto K, metaluminosa a peraluminosa.

- **Granito Nenelândia** – Segundo Almeida (2008), são granitos cinza, finos, tipo S.
- **Granitoide Boqueirão** – De acordo com Palheta (2013), são granitos e granodioritos de coloração cinza, granulação fina a grossa, microporfiríticos e isotrópicos.
- **Monzonito Serrote Feio** – Costa (2013) descreve esta unidade corresponde a granitoides variando de quartzo-monzonitos a quartzo-monzogabros, de coloração cinza-escura e granulação média equigranular. É composta por plagioclásio, K- feldspato, +/- ortopiroxênio, +/-clinopiroxênio, hornblenda, biotita e quartzo. Geralmente são pouco deformados, com porções preservadas (isotrópicas), mas também podem ocorrer deformados e localmente com porções migmatizadas. Possuem ocorrências de enclaves máficos magmáticos e xenólitos de anfibolito. Quimicamente, essas rochas apresentam uma leve tendência alcalina com afinidade para série shoshonítica.
- **Granito Aroeiras** – Segundo Pinéo (2014), é um granito porfirítico gnáissico com níveis miloníticos (*augen* gnaisse) de cor rósea. De acordo com a descrição de Almeida (2008), trata-se de uma série granítica cálcio alcalina de médio-K, porfirítica com megacristais de K-feldspatos variando de 1 a 3 cm (2 cm tamanho comum).
- **Suíte Quixadá** – Baseado em Almeida (1995) e Almeida *et al.* (2001), a litologia predominante do Batólito de Quixadá é monzonítica, embora também existam ocorrências de sienitos e dioritos, todos com texturas porfiríticas, marcadas pela presença de megacristais de plagioclásio e K-feldspato mergulhados em uma matriz de cor preta esverdeada e granulação média a grossa, composta essencialmente por anfibólios e biotita. Possuem composições intermediárias são metaluminosos, ricos em álcalis, MgO ( $K_2O/MgO \cdot 1$ ), CaO, Sr, Ba e ETRL. Em certos trechos, essa suíte está cortada pelos diques de granitos tardios com de textura afanítica, os quais possuem direção preferencial E-W, pelos enclaves elipsoidais micro granulares (dioritos), que estão espalhados por todo corpo do granitoides, bem como pelos diques sinplutônicos de diorito.  
De acordo com Almeida (2001), a mistura de magmas resultante da fusão do manto litosférico foi primordial para a formação dos litotipos do batólito. O processo de baloneamento é indicado por sua forma diapírica, onde as foliações externas são paralelas às internas; na parte norte do batólito, é perceptível um *trend* circular. A suíte é datada de aproximadamente 580 Ma, cuja gênese está atrelada ao funcionamento das zonas de cisalhamento dextrais Quixeramobim, Custódia e Senador Pompeu (CASTRO, 2002; NOGUEIRA, 2004).

Costa (2013) escreve que a litologia desse batólito é marcada por monzonitos e monzodioritos de granulação grossa, geralmente porfiríticos com fenocristais de K-feldspato, em matriz rica em hornblenda e titanita. Enclaves máficos magmáticos ocorrem com frequência, bem como diques finos de coloração cinza, e composição granodiorítica, e aplitos brancos quartzofeldspáticos. Quimicamente, os monzonitos e quartzomonzonitos são rochas de tendência alcalina com afinidade para a série shoshonítica. O setor monzonítico está datado de aproximadamente 585 Ma.

Segundo Palheta (2013), trata-se de granitoides porfiríticos, com K-feldspato (8 cm), matriz rica em hornblenda e presença de cristais de titanita. Podem ocorrer rochas monzoníticas, de composição cálcio alcalina de alto K e tendência shoshonítica. Além disso, ocorrem frequentes enclaves magmáticos, geralmente de composição shoshonítica (*minglin*), bem como diques e veios mais evoluídos, de composição granítica.

De acordo com descrição feita por Torres (2007), são granitoides porfiríticos de composições monzonítica, sienítica e, subordinadamente, granodiorítica. O autor também registra a ocorrência de diques sinplutônicos e frequentes enclaves dioríticos. Segundo Almeida (2008), são monzonitos e sienitos shoshoníticos porfiríticos, ricos em enclaves microgranulares.

- **Suíte Banabuiú** – Segundo Almeida (2008), são granitos brancos, cinza, finos, tipo S e ricos em enclaves surmicáceos.
- **Batólito de Quixeramobim** – A descrição das fácies deste batólito é segundo Almeida (2008), as quais estão apresentadas a seguir.
  - **Suíte Muxurê Velho** – Dioritos e quartzodioritos, mesocráticos, os quais possuem cor escura e ocorrem na forma de enclaves e diques sinplutônicos.
  - **Suíte Uruquê** – Série granítica cálcio alcalina de alto K, afírica e dotada de granulação fina.
  - **Suíte Serra Branca** – Série granítica cálcio alcalina de médio K e porfirítica, com megacristais de K feldspato variando de 6 a 20 cm (média = 8 cm).
  - **Suíte Boa Fé** – Série granítica cálcio alcalina de médio K e porfirítica, com megacristais de K-feldspato variando de 1 a 3 cm (média = 2 cm).
  - **Suíte Água Doce** – Série granítica cálcio alcalina de baixo K, afírica e com granulação média.
  - **Suíte Muxurê Novo** – Série granítica cálcio-alcalina de médio K e porfirítica, com megacristais de K-feldspato variando entre 1 e 6 cm (média = 3 cm).

### 3.1.3 Litologias do Paleoproterozoico

- **Complexo Canindé do Ceará** – Torres (2007) descreve o complexo como sendo composto por migmatitos diversos paraderivados e ortoderivados, somando-se a existência de corpos (diques e pequenos) de dioritos e granitoides.

Segundo descrição de Costa (2013), são migmatitos paraderivados, geralmente de estrutura estromática, alternando leucossomas brancos quartzofeldspáticos com mesossomas xistosos, ricos em biotita, comumente com  $\pm$  granada e  $\pm$  silimanita. Nos trechos mais deformados, pode conter diatexitos com estruturas *schlieren* e *schollen* e participação de leucogranitoides. Localmente, cristais de grafita ocorrem disseminados no mesossoma e, por vezes, em leucossomas. Ortognaisses tonalíticos a granodioríticos também ocorrem com frequência, embora geralmente com enclaves magmáticos de composição diorítica e frequentemente migmatizados.

De acordo com Palheta (2013), esse complexo é denominado Unidade Canindé do Ceará Central, caracterizada por diatexitos e metatexitos paraderivados, principalmente de mesossomas biotita gnáissicos, com ou sem granada e silimanita. Leucossomas quartzofeldspáticos possuem geralmente granada e, às vezes, grafita. Ocorrem níveis xistosos, com grafita e nódulos de manganês, além de lentes de quartzito, mármore, rocha calcissilicática e anfibólio, geralmente metamorfizados em fácies anfibólio alto a granulito.

Pinéo (2014) descreve que são migmatitos diversos, predominantemente paraderivados, com taxas distintas de fusão e geração de migmatitos mais evoluídos com estrutura flebítica e *schlieren* até diatexitos. Os litotipos paraderivados possuem granada e biotita no mesossoma. Há, ainda, lentes de quartzito.

- **Formação Santarém** – Segundo Palheta (2013) e Pinéo (2014), a Formação Santarém faz parte do Grupo Orós. De acordo com Pinéo (2014), ela é constituída por uma associação de filito, xisto e quartzito, em geral apresentando estrutura milonítica. Há lentes individualizadas, hidrotermalito, mármore e quartzito. E, segundo Palheta (2013), correspondem a “quartzitos intercalados com micaxistos diversos, associados a mármore, rochas calcissilicáticas, *metachert*, além de metavulcânicas félsicas e máficas, metamorfizados em fácies xisto-verde a anfibolito alto (+/- 1.700 Ma U-Pb idade máxima de deposição/zircões detríticos, quartzo xisto).

- **Suíte Serra do Deserto** – Segundo Pinéo (2014), é constituída por *augen* gnaisses ortoderivado de composição granítica e cor róseo, litotipos metaluminosos da série shoshonítica.
- **Complexo Jaguaretama** – Segundo a descrição feita por Palheta (2013), são diatexitos e metatexitos com ou sem granada, associados a lentes de anfíbolitos e, subordinadamente, a ortognaisses migmatizados, de granulação fina a média, coloração cinza e composição granodiorítica (2.730 Ma TDM, migmatitos paraderivados). Na descrição de Pinéo (2014), consistem em ortognaisses (hornblenda biotita gnaisse) de composição granodiorítica a tonalítica e subordinadamente granítica; localmente, há ortognaisses com leve migmatização. Os ortognaisses são metaluminosos com tendência cálcio alcalina e podem ocorrer lentes de anfíbolito. Além disso, há predomínio de migmatitos paraderivados (metatextito). O mesossoma corresponde em geral à biotita gnaisse com ou sem granada. Há, também, granada-silimanita-biotita muscovita-xisto migmatítico, granada leucognaisse, bem como ortognaisse subordinado, lentes de rocha calcissilicática e quartzito.
- **Unidade Algodões** – Palheta (2013) diz que é um segmento gnáissico-anfíbolítico migmatizado em diversos estágios. Ocorrem paramigmatitos com ou sem granada, geralmente associados a anfíbolitos e rochas metamáfica/metaultramáfica (talco xisto, hornblendito e metagabro). Além disso, são encontrados *sheets* de ortognaisses acinzentados e níveis de leucogranitos concordantes as paraderivadas.  
Segundo a descrição de Torres (2013), são biotita gnaisses de protólitos arcóseo-grauvaquianos, de tonalidades cinzentas, cremes e esbranquiçadas, biotita-hornblenda gnaisses bandados (geralmente com *sheets* de leucogranitoides), secundados por muscovita-xistos, quartzitos, metaconglomerados e rochas calcissilicáticas; grada, no sentido W, para metamorfitos derivados de sedimentos com maior taxa de conteúdo argiloso (gnaisses, micaxistos com ou sem granada, sillimanita e cianita) e com restritas áreas migmatíticas; anfíbolitos (derivação de basaltos e tufos básicos ?); subordinadas ocorrências de prováveis metavulcânicas ácidas (metarriolitos e metariodacitos), além de gonditos e formações ferríferas. Seções com frequentes *sheets* de ortognaisses granitoides e/ou diques ácidos pegmatoides deformados.  
Segundo Almeida (2007), são paragnaisses arcosianos a grauvaquianos, anfíbolitos, raros xistos pelíticos, quartzitos, rochas calcissilicáticas e formações manganésíferas bandadas. Costa (2013) descreve como biotita-paragnaisses cinzentos de protólitos arcóseo-grauvaquianos, com biotita ± muscovita (raramente sillimanita) e subordinados leitões de

muscovita-xistos, quartzitos e anfibolitos. Geralmente, os paragneisses são marcados por finos níveis de biotita como possível estrutura primária ( $S_0$ ) e estruturas lenticulares como possíveis clastos de quartzito ou níveis boudinados. Localmente óxido de manganês ocorre associado aos paragneisses. Intercalação com rochas cálciosilicáticas e subordinados leitos de ortogneisses tonalítico-granodioríticos também ocorrem. Segmentos gnáissicos para e ortoderivados, com migmatização localizada, frequentes níveis de anfibolito e granitoides diversos, incluindo Ortogneisses Cipó, leucogranitos com granada e granitos rosas. Metandesitos de coloração cinza, com granulação fina, em geral porfiríticos com fenocristais de plagioclásio e localmente com enclaves máficos magmáticos. Rochas metapiroclásticas félsicas/intermediárias ocorrem associadas. Moscovita-quartzitos, raramente com sillimanita, alternados a leitos de micaxistos ( $\pm$  granadíferos) e localmente metaconglomerados suportados por matriz. Os metaconglomerados apresentam clastos de quartzito e metapelitos (xistos), provavelmente refletindo autofagia da bacia (conglomerado intraformacional). Níveis de anfibolito ocorrem associados. Anfibolitos (ortoderivados) de granulação fina a média, coloração preta, compostos basicamente de plagioclásio (20-30%) e hornblenda (60-70%). Apresentam-se foliados, por vezes migmatizados, raramente com granada e localmente com fácies ultramáficas. Injeções de granitoides (tipo Cipó) ocorrem com frequência, assim como veios leucocráticos (trondhjemíticos) de espessuras centimétricas. Quimicamente têm composição de basaltos toleíticos, com afinidade para basaltos (2.236 Ma Sm-Nd isócrona, anfibolitos).

- **Suíte Madalena** – Torres (2007) descreve como sendo ortogneisses quartzo-diorito-tonalíticos, encerrando segmentos com diques sinplutônicos e enclaves máficos. Costa (2013) afirma que são ortogneisses quartzo-dioríticos a tonalíticos, com granulação média equigranular, pouco deformados e raramente migmatizados. Frequentemente, podem ocorrer com enclaves máficos magmáticos e aplitos tardios de coloração cinza. Em geral, a lineação predomina sobre a foliação (tectonitos-L). Quimicamente, são rochas subalcalinas, com  $SiO_2$  entre 52-63% e afinidade para série cálcio alcalina de médio K. (2.130 Ma U-Pb).
- **São João da Macaoca** – De acordo com Palheta (2013), são ortogneisses cinzentos, granulação fina a grossa, alguns porfiríticos, de estruturas bandadas, com raras lentes anfibolíticas. São de composição granítica à granodiorítica, subordinadamente tonalítica, metaluminosos e cálcio alcalinas de alto K (2.200 Ma TDM, ortogneisse granítico). Segundo Pinéo (2014), é um ortogneisse cinza (hornblenda-biotita gnaisse) de

composição granítica a granodiorítica e, subordinadamente, tonalítica, por vezes migmatítico e com estrutura milonítica. Possui enclaves máficos dioríticos e blocos de anfibolito podem ocorrer nesse domínio.

- **Ortognaisse Serra da Palha** – Segundo a descrição de Costa (2013), é um ortognaisse granítico de coloração creme a cinza, granulação fina a média e biotita como mineral máfico dominante. Geralmente porfirítico, com fenocristais de K-feldspato em torno de 1 cm. O granitoide é bastante foliado, sem migmatização e ocorre como folha (*sheet*) que sustenta o relevo da serra da Palha. Quimicamente, são granitoides com tendência cálcio-alcalina de alto K, com alto conteúdo de sílica ( $\text{SiO}_2 \sim 70\%$ ) (2.143 Ma U-Pb, ortognaisse).
- **Unidade Cipó** – Segundo Palheta (2013), são ortognaises cinzentos migmatíticos, granulação média a grossa, com estruturas bandadas e dobradas, além de diversos xenólitos de rochas anfibolíticas e de metaultramáfica da Unidade Algodões. Composições granodioríticas a tonalíticas (trondhjemítica) podem marcar essa unidade. São metaluminosos e cálcio alcalinos de médio K, com tendência a baixo K. Em porções com alta taxa de migmatização ocorrem termos evoluídos de composição granítica. Segundo a descrição de Costa (2013), quimicamente são granitoides de alta sílica ( $\text{SiO}_2 \sim 70\%$ ), baixo potássio ( $\text{K}_2\text{O} \sim 1,5\%$ ) e alto sódio ( $\text{Na}_2\text{O} \sim 4,5\%$ ), similar às suítes TTG ou seus análogos recentes (adakitos) (2.185-2.180 Ma U-Pb, ortognaises).

### 3.2 Contexto climático

A área de estudo está inserida no clima semiárido (NIMER, 1989), tipo marcado por altas temperaturas (com mínima de  $21^\circ \text{C}$  e máxima de  $36^\circ \text{C}$ ) e chuvas normalmente torrenciais, as quais costumam ser concentradas nos primeiros meses do ano (fevereiro a maio) e ausentes no resto do ano. Essa precipitação irregular apresenta média anual de 700 mm, oscilando em anos de secas prolongadas ou chuvas mais intensas (FERREIRA; MELLO, 2005).

O principal mecanismo atmosférico condicionante da quantidade e da distribuição das chuvas no nordeste setentrional brasileiro corresponde à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cujo posicionamento, em relação ao Atlântico Equatorial, pode variar, a depender de outros fatores, como o dipolo do Atlântico e a presença de anomalias, como El Niña. Além disso, outros sistemas que podem trazer chuvas para a área, como frentes frias, Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS) e as ondas de leste (NOBRE, 1994).

A Temperatura Superficial do Mar do Oceano Atlântico (TSM), mensurada pela variação das temperaturas entre o Atlântico Norte e o Atlântico Sul (dipolo do Atlântico), é fundamental para influenciar no deslocamento da ZCIT entre os hemisférios. Ademais, para a área de estudo, as chuvas tendem a aumentar em casos de La Niña, ao passo que a redução e os períodos de seca coincidem com episódios de El Niño (FERREIRA; MELLO, 2005).

Segundo Marson (2015), em escala milenar, as variações de intensidade das monções sul-americanas e do deslocamento da ZCIT resultam de variações térmicas originadas pelas diferentes intensidades da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA). Trata-se de uma circulação em grande escala, a qual leva, na superfície do Oceano Atlântico, águas de baixa densidades e altas temperaturas para o Hemisfério Norte; com a perda de calor para a atmosfera, tais águas retornam e afundam nas proximidades da Islândia, voltando novamente para o Atlântico Sul com águas frias e de alta densidade, atingindo profundidades próximas a 2.000 metros.

Pesquisas paleoclimáticas mostram que o colapso das grandes circulações das águas do Atlântico provocou chuvas torrenciais e prolongadas na Região Nordeste e expressivo aumento na temperatura ao largo do Sudeste (PNMC, 2014). Investigações sobre um período em que a circulação esteve diminuída, ou até mesmo colapsada entre 18 e 15 mil anos atrás, demonstraram, a partir da análise de composição isotópica e elementos traços de foraminíferos, a presença de microfósseis zooplânctônicos, indicadores de temperaturas das águas do Atlântico mais quentes em virtude do degelo da Groelândia e do arrefecimento da CRMA.

Durante o Holoceno, as variações do nível do mar têm sido influenciadas pelas flutuações climáticas. Enquanto as fases mais frias são acompanhadas pelo rebaixamento do nível do mar, com retração das áreas úmidas e aumento das formações vegetacionais arbustivas (Caatinga, Cerrado, Campo etc.), os estágios quentes são atrelados a níveis marinhos mais altos e possíveis expansões das florestas (FERNANDES, 2003). Esse contexto dialoga com a mudança do clima úmido e quente para o seco, resultando na remoção do regolito (MILOTT, 1977) e no desenvolvimento de pediplanação (BIGARELLA, 2003; AB'SÁBER, 1969; KING, 1956b; 1949). Tal transição é relevante, visto que em fases menos úmidas os processos de morfogênese são mais intensos que os de pedogênese, possibilitando o aparecimento de relevos saprolíticos (MAIA *et al.*, 2015; MIGOÑ, 2006).

Nesse contexto de mudanças climáticas ao longo do tempo geológico, desde a Orogênese Brasileira (aproximadamente 600 Ma), dezenas de quilômetros de material rochoso foram exumadas por processos erosivos (AMARAL, 2010; ARTHAUD, 2007); com

isso, litologias que foram originadas em grandes profundidades, atualmente são afloramentos em superfície. No DCC, os exemplos mais representativos de relevos saprolíticos são (i) o campo de *inselbergs* dos municípios de Quixadá e Quixeramobim, relevos residuais sustentados por granitoides do Brasileiro, (ii) as cavernas modeladas nos mármore da Unidade Independência do Complexo Ceará, localizadas nos territórios de Tejuçuoca (Furna dos Ossos) e Madalena (Casa de Pedra).

## 4 METODOLOGIAS E TÉCNICAS

Este trabalho busca argumentos que sustentem a premissa de que o relevo é resultante da interação entre clima, litologia e a geologia estrutural (estruturas dúcteis e rúpteis). Para tanto, a pesquisa foi executada em três etapas básicas: (i) revisão bibliográfica e cartográfica para a averiguação do contexto geológico e climático e análise da exumação de *inselbergs*; (ii) trabalhos de campo de reconhecimento, identificação e fotogrametria das áreas; (iii) uso das geotecnologias, as quais proporcionaram, em ambiente SIG, abstrações, levantamento de dados, elaborações de mapas e análises da paisagem em duas escalas, uma regional e uma local.

A compartimentação geomorfológica foi feita com base nas formas dos relevos e nas altitudes, tendo como apoio os trabalhos de Maia *et al.* (2015), Maia e Bezerra (2014), Peulvast e Claudino Sales (2003), Souza (1988) e Torquato *et al.*, (1989). Os dados de altimetria foram coletados a partir das diferentes imagens SRTM, as quais foram submetidas a composição manual de cores e extração de curvas de nível.

Já a extração dos lineamentos estruturais ocorreu separando em feições dúcteis e rúpteis, como feito nos trabalhos de Camarão Junior (2001), Jardim de Sá *et al.*, (1993), Lima (2017) e Silva (2014), em que a foliação metamórfica é o critério para marcar o traço dúctil, ao passo que fraturas definem a demarcação de traços rúpteis.

Para Hobbs (1912), lineamentos estruturais são linhas significativas da paisagem que revelam a arquitetura escondida das rochas do embasamento. Já O'Leary e Simpson (1975) definem-nos como feições lineares, em escala regional, expressas na topografia pela morfologia de vales, cristas, segmentos de drenagens e anomalias tonais, ambas controladas por trama estrutural, foliação, juntas, fraturas e falhas.

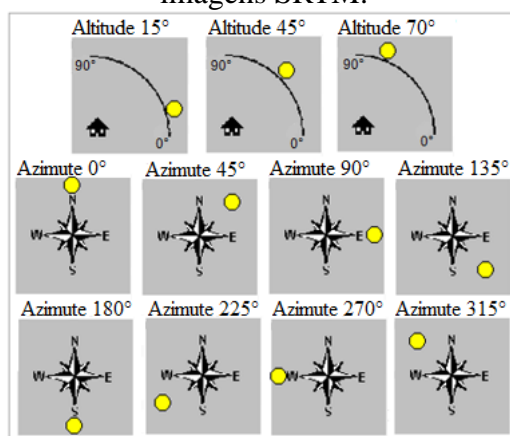
Por outro lado, Jardim de Sá *et al.* (1993), com base nas interpretações de estruturas geológicas por sensores remotos, denominaram as estruturas dúcteis do brasileiro como fotolineamentos e as estruturas rúpteis como fotolineações. De acordo com Goudie (2006), os lineamentos estruturais são feições topográficas lineares que representam fraturas ou juntas e podem ser vistas na paisagem por meio de imagens de satélite ou radar. Segundo o mesmo autor, a mudança de tonalidade nas imagens, o alinhamento de cristas e o encaixe de drenagens são ótimos marcadores de lineamentos, tidos como evidências de fraturas.

Essas concepções serviram de base para identificar e marcar os lineamentos na imagem *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) 1 *arc second*, por meio das composições de cores à determinadas altimetrias a fim de facilitar a identificação e a marcação de

morfologias. Além disso, a extração dos lineamentos foi possibilitada a partir de revisões bibliográfica e cartográfica de teses, dissertações, artigos e cartas da CPRM (ALMEIDA, 1995; ALMEIDA, 2008; ARTHAUD, 2007; CABY; ARTHAUD, 1986; CAMARÃO JUNIOR, 2001; CASTRO *et al.*, 2016; CAVALCANTE *et al.*, 2003; COSTA, 2013; MAIA *et al.*, 2015; MAIA; BEZERRA, 2014; NOGUEIRA, 2004; PINÉO, 2014; SILVA, 2014; TORRES, 2007).

O contexto regional do Batólito Monzonítico de Quixadá e suas encaixantes metamórficas foram analisadas pelas imagens SRTM, com pixel de 30 metros, fornecida pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). A região compreende a miscelânea de quatro imagens (s05\_w039\_1arc, s05\_w040\_1arc, s06\_w039\_1arc e s06\_w040\_1arc). Essas cenas foram trabalhadas no *software Global Mapper*, onde foram feitos mosaicos a partir de oito graus de azimute ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $135^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $225^\circ$ ,  $270^\circ$  e  $315^\circ$ ) e duas altitudes de iluminação ( $45^\circ$  e  $70^\circ$ ). Considerando que, quanto maior a sombra, maior será o deslocamento do traço a ser marcado, os dados *raster* mais acessados foram os de angulação de  $70^\circ$  de altitude (Figura 13). Ademais, a combinação de diversos azimutes fornece a possibilidade de analisar os relevos por perspectivas diferentes, refinando as escolhas sobre onde marcar as estruturas. Os lineamentos estruturais (dúcteis e rúpteis) regionais foram extraídos manualmente por meio da escala 1:40.000.

Figura 13 – Representação dos ângulos (azimute e iluminação) para os sombreamentos das imagens SRTM.



Fonte: elaborado pelo autor.

Para as análises dos pares de *inselbergs* e dos *nubbins*, foram feitos levantamentos aerofotogramétricos de quatro afloramentos, utilizando com uma RPA do tipo multirrotor (quadricóptero), o *drone* Phantom 4 Pro, da empresa chinesa DJI. O planejamento dos voos foi realizado no *software* Pix4D Capture, onde os parâmetros de sobreposição das imagens

foram de 80% frontal e 70% lateral, com altura dos voos abaixo de 120 metros. Os pontos de controle foram captados com um GPS geodésico Topcon.

O processamento dos dados coletados no levantamento aéreo feito nos afloramentos dos *inselbergs* de Quixadá ocorreu no *software* Agisoft Photoscan, tendo produtos como o modelo digital em 3D, o modelo digital de elevação (MDE) e o ortofotomosaico. Para a análise detalhada, a visão de afloramento foi adotada, utilizando escala fixa de 1:30 cm. Esse levantamento aerofotogramétrico proporcionou uma resolução espacial com *pixel* de menos de 2 cm de largura nos ortofotomosaicos, ao passo que no MDE a resolução foi em torno de 10 cm. As cenas do MDE também passaram por diferenciação das altimetrias por cores e foram trabalhadas no *Global Mapper*, recebendo os mesmos parâmetros de iluminação aplicados para as cenas SRTM.

Os lineamentos extraídos em escala de afloramento foram identificados no campo e nas imagens de alta resolução espacial. As estruturas rúpteis (falhas, fraturas e juntas) foram percebidas no relevo em virtude da linearidade, da quebra topográfica abrupta e da presença em feições de relevos como as marmitas; em algumas das caneluras, as feições rúpteis estavam sobrepostas às estruturas dúcteis. Já os lineamentos dúcteis foram identificados nos enclaves máficos e nos veios de composição quartzofeldspática e granítica.

Os lineamentos estruturais (dúcteis e rúpteis) regionais e locais foram marcados no programa ArcGIS 10.4. O *shapefile* de drenagem utilizado é de autoria da Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH).

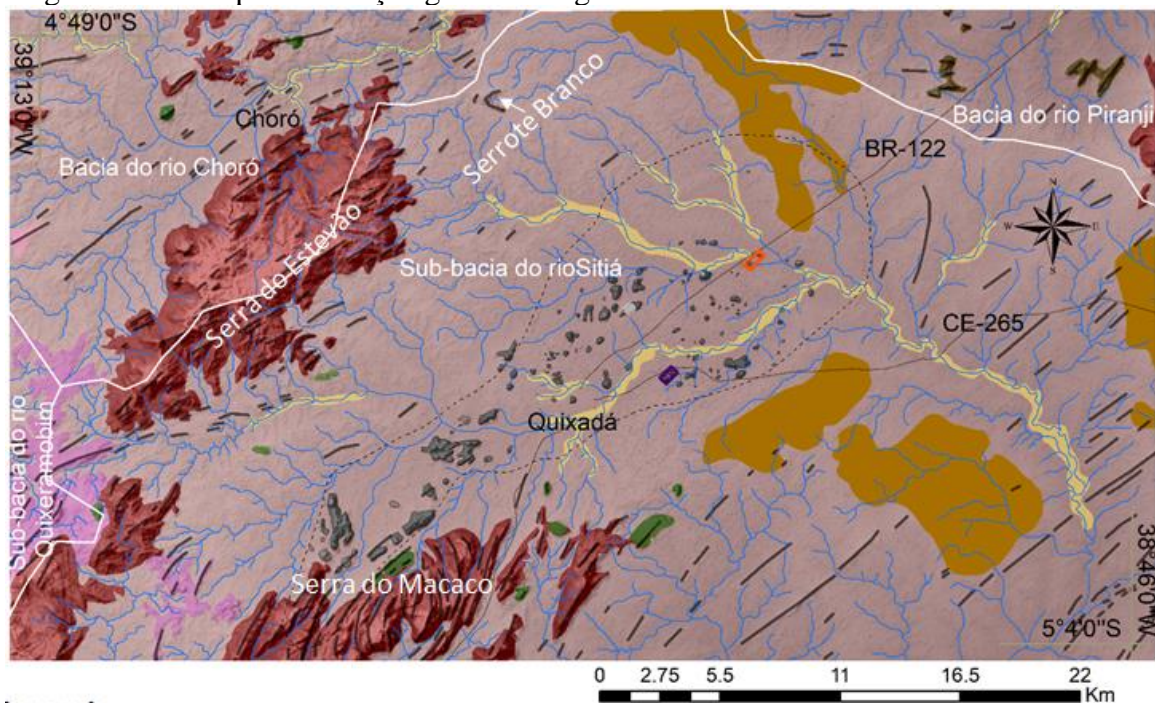
## 5 RESULTADOS

### 5.1 Análises regionais

#### 5.1.1 Unidades de relevo na área de estudo

As unidades geomorfológicas identificadas na área de estudo são: (i) Superfície Sertaneja Aplainada I (140 a 280 metros de altitude); (ii) Superfície Sertaneja Aplainada II (280 a 350 metros de altitude); (iii) Maciços Cristalinos; (iv) Planícies Fluviais (Figura 14).

Figura 14 – Compartimentação geomorfológica do alto curso da Sub-Bacia do Rio Sitiá.



#### Legenda

	Superfície sertaneja aplainada I (140- 280m)		Inselbergs metamórficos
	Superfície sertaneja aplainada II (280- 350m)		Coberturas sedimentares – colúvio- eluviais
	Cristas estruturais		Planície fluvial
	Maciço cristalino		Batólito Monzonítico de Quixadá
	Campo de inselbergs de Quixadá		Drenagens SRH/IPECE (2012)
	Nubbins		
	Inselbergs		

Fonte: elaborado pelo autor a partir dos dados geológicos e geomorfológicos de trabalhos de Cavalcante *et al.* (2003), Maia e Bezerra (2014), Maia *et al.* (2015), Peulvast e Claudino Sales (2003), Souza (1988) e Torquato *et al.* (1989).

Na Superfície Sertaneja Aplainada I, a monotonia desse patamar erosivo é rompida pelo campo de *inselbergs* de Quixadá. O Batólito Monzonítico de Quixadá é a

litologia que sustenta, predominantemente, relevos do tipo *inselbergs*, embora também sejam presentes *nubbins*, *bornhardts* e alguns lajedos, com ou sem presença de *boulders*. Além dessas feições, a Superfície Sertaneja Aplainada I possui coberturas sedimentares colúvio-eluviais, as quais apresentam características que as diferenciam das paisagens do seu entorno; por estarem topograficamente mais elevadas, são aqui entendidas como testemunhos de um paleonível de base.

*Inselbergs* sustentados por litologias metamórficas foram identificados fora do Batólito de Quixadá ou na Superfície Sertaneja Aplainada II. Já as cristas estruturais são feições de relevo comuns em ambas as superfícies aplainadas. Grande parte dessas morfologias lineares são sustentadas por estruturas consequentes de zonas de cisalhamento puro ou com componente de cavalgamento.

Os maciços cristalinos são resíduos do *trend* de foliação metamórfica regional. Possuem altitudes de até 780 metros e podem comportar subunidades, como *inselbergs*, *bornhardts* e cristas estruturais. Por fim, as planícies fluviais que bordejam os leitos dos canais de maior porte das bacias dos rios Choró e Piranji e da Sub-Bacia do Rio Sitiá.

### 5.1.2 Controle litológico sobre os relevos

As composições das litologias, juntamente com a influência da densidade do fraturamento das rochas, são responsáveis pela organização da morfologia da área de estudos. A seguir, estão alguns exemplos de condicionantes litológicos e estruturais e algumas de suas influências na disposição do relevo do Batólito de Quixadá e seu entorno.

As serras do Estevão e da Negra, relevos que circundam o batólito, são sustentadas por rochas metamórficas da Unidade Ortognaisse Cipó, as quais são granitoides de alta sílica ( $\text{SiO}_2$  ~70%), baixo potássio ( $\text{K}_2\text{O}$  ~1,5%) e alto sódio ( $\text{Na}_2\text{O}$  ~4,5%). Essa unidade litoestratigráfica apresenta porções com alta taxa de migmatização, gradando, em certos trechos, para uma composição granítica; essas fácies estão sustentando *inselbergs*, como visto nos perfis altimétricos (A-B e C-D) da Figura 8.

Uma lente de rochas calcissilicáticas sustenta o Serrote Branco, que está situado a NE da Serra do Estevão. A correlação entre os mapas geológico (Figura 12), geomorfológico (Figura 14) e estruturas dúcteis (Figura 15) mostra a notoriedade das influências litoestruturais e da atividade brasiliana nesse relevo classificado como crista estrutural.

Analisando a evolução da área a partir dos componentes litológicos, é possível presumir que a erosão promoveu o rebaixamento topográfico na área do Batólito de Quixadá,

em relação ao seu entorno metamórfico, uma vez que o primeiro denota menor resistência do que o segundo. Isso pode estar relacionado com a composição química das rochas monzoníticas shoshoníticas do batólito, que são ricas em álcalis ( $\text{MgO} (\text{K}_2\text{O}/\text{MgO} \cdot 1)$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ), as quais são sensíveis à erosão química e à maior concentração de lineamentos rúpteis (Figura 16).

Contudo, considerando que os monzonitos são a litologia dominante do batólito, o tipo de rocha não é capaz de explicar as diferenças das morfologias dos afloramentos. Os quatro afloramentos estudados em detalhes, dois *inselbergs* e dois *nubbins*, são sustentados pela mesma litologia, de acordo com análises mineralógicas feitas em microscópio. O que foi percebido dentro do batólito, é que os relevos são governados principalmente por fatores da geologia estrutural, uma vez que a reologia da rocha é que irá reger a propagação das estruturas rúpteis. Neste estudo, foram identificados como lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis.

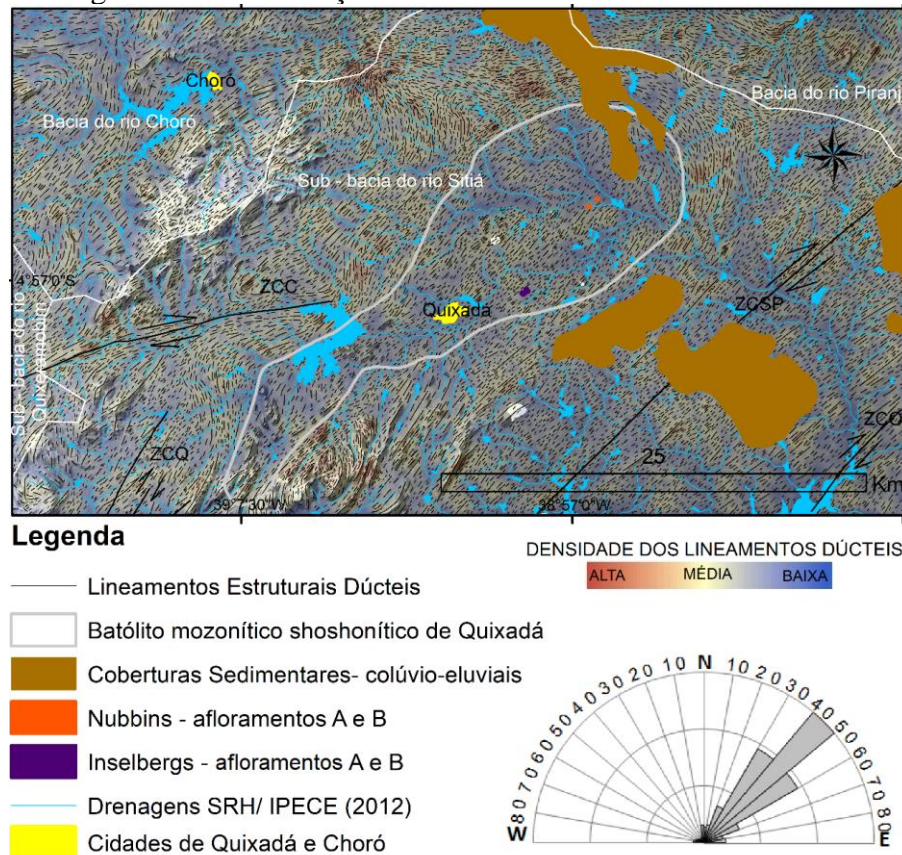
### **5.1.3 Lineamentos estruturais regionais dúcteis**

A extração manual dos lineamentos dúcteis identificou 16.278 traços, os quais não estão distribuídos de forma homogênea. O direcionamento Nordeste (entre  $\text{N}30^\circ\text{-}60^\circ\text{E}$ ) prevalece, pertencendo a 13.447 feições.

De forma geral, as concentrações de lineamentos estruturais dúcteis coincidem com os baixos topográficos, evidenciando que as zonas de cisalhamento dúcteis transpressivas e compressivas influenciam na foliação impressa na rocha, especialmente nas rochas metamórficas, como é o caso das serras do Estevão e da Negra e das cristas estruturais (Figura 14). A morfologia condicionada da Serra do Macaco coincide com a atuação de um sigmoide, consequência da movimentação das zonas de cisalhamento que o delimitam (zonas de cisalhamento Senador Pompeu, Quixeramobim e Custódia).

Se, por um lado, os valores mais altos das densidades estão nas superfícies aplainadas, por outro, as menores concentrações estão nos maciços. Isso indica que o bandamento e as foliações herdadas de eventos tectônicos passados se configuram como planos de fraqueza da rocha, sendo importantes pontos de partida para o intemperismo. É importante destacar que as menores densidades estão nas proximidades dos canais, visto que os sedimentos eluviais, localizados nos vales dos rios, mascaram o dado.

Figura 15 – Distribuição e densidade dos lineamentos dúcteis.



Fonte: elaborado pelo autor.

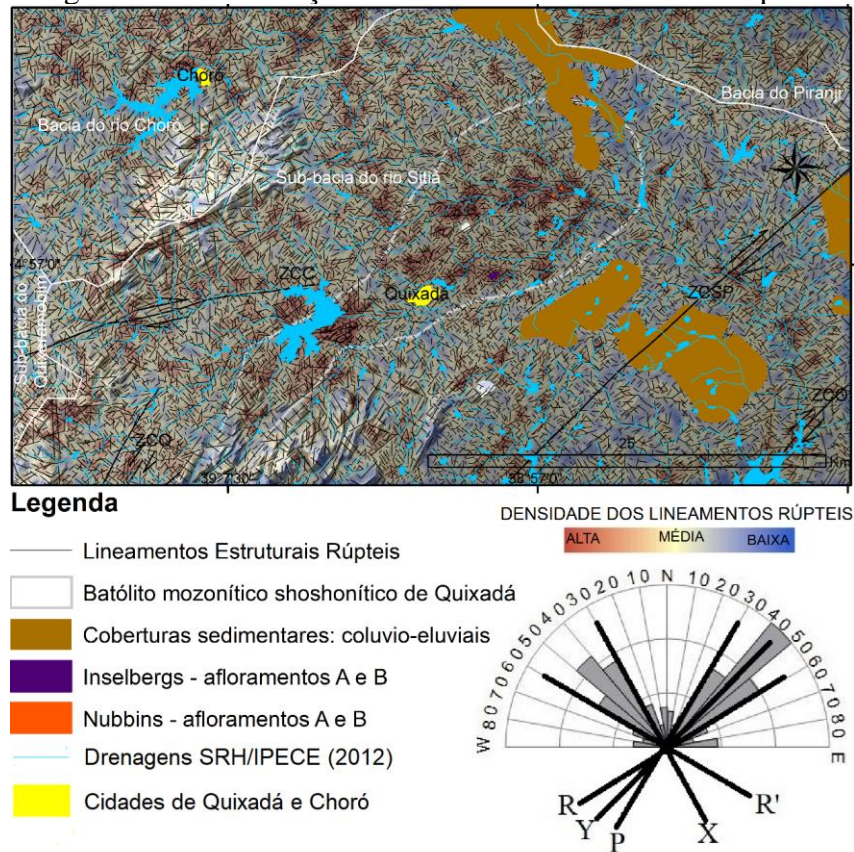
### 5.1.4 Lineamentos estruturais regionais rúpteis

Foram identificados, manualmente, 12.103 lineamentos estruturais rúpteis (Figura 16). As maiores concentrações de estruturas rúpteis estão com direções Nordeste (entre N30°-60°E) e Noroeste (N30°-60°W), contudo também são presentes, embora em menores proporções, lineamentos rúpteis nas direções Norte-Sul e Leste-Oeste. É importante frisar que não foram extraídos lineamentos nos depósitos colúvio-eluviais, corroborando com a metodologia da CPRM usada na extração.

As feições identificadas podem estar atreladas à reativação de estruturas rúpteis em ocorrências tardibrasilianas e pós-brasilianas (Cretáceo e Cenozoico), as quais aproveitaram as zonas de fraquezas preexistentes da rocha para se propagarem, como as foliações metamórficas dúcteis do Brasiliano (610 Ma), que são preponderantes a Nordeste. As estruturas rúpteis extraídas do recorte regional mostram um padrão que sugere um sistema de fraturas Riedel, com sigma 1 posicionado próximo a Leste-Oeste. Essas estruturas podem ser associadas às tensões regionais que geraram os riftes do Gráben Jaibaras e da Bacia Cococi (520Ma). A nível da escala de estudos aqui adotada, nota-se que a cinemática foi dada

pela atuação da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) como par cisalhante juntamente com a Zona de Cisalhamento Quixeramobim (ZCQ), bem como outras zonas de cisalhamento indiscriminadas de mesma tendência que a ZCQ (Figura 16).

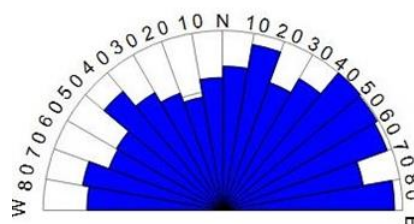
Figura 16 – Distribuição e densidade dos lineamentos rúpteis.



Fonte: elaborado pelo autor.

De forma geral, as direções dos rios da área de estudo regional estão espacializadas principalmente entre  $N40^{\circ}$ - $70^{\circ}$ E,  $N10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ E,  $N30^{\circ}$ - $50^{\circ}$ W, também são presentes muitos rios próximos da direção Leste-Oeste (Figura 17). Além disso, foi observado que as feições rúpteis condicionam o encaixe das drenagens, as quais geralmente se comportam como dendríticas, mas podem, em certas ocasiões, ser condicionadas e dispostas nos padrões treliça e paralelo (Figura 16).

Figura 17 – Diagrama de roseta das drenagens do contexto regional.



Fonte: elaborado pelo autor.

## 5.2 Relevos graníticos do Batólito Monzonítico de Quixadá: *nubbins* e *inselbergs*

Os afloramentos estudados de forma mais aprofundada são dois pares de *nubbins* e dois pares de *inselbergs*, os quais estão distribuídos desordenadamente do Batólito Monzonítico de Quixadá. Nesse sentido, do lado dos *nubbins* (mais ao centro do batólito) existem *inselbergs*, ao passo que ao lado dos *inselbergs* (na borda leste do batólito) existem *nubbins*.

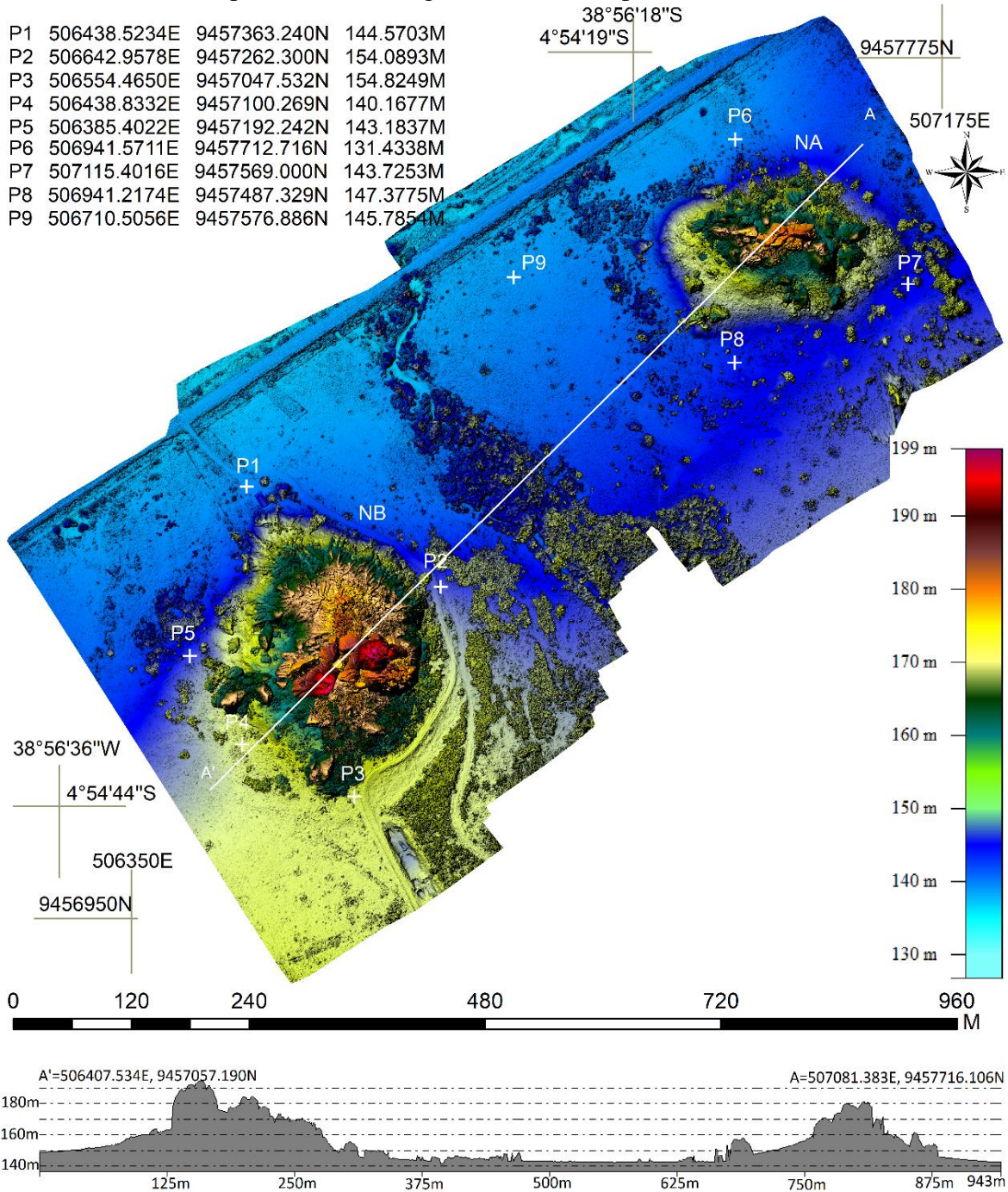
O par de *nubbins*, denominados aqui como A e B, são os relevos saprolíticos que estão na porção do limite nordeste do campo de *inselbergs* de Quixadá, área rebaixada em relação às bordas do plúton (Figura 14). Esses *nubbins* localizam-se nas imediações do encontro das drenagens do Rio Barro Vermelho e do Riacho Salgado, já próximos de desaguar no Rio Sitiá. Todos esses canais nascem nos maciços cristalinos metamórficos que bordejam o Batólito Monzonítico de Quixadá. Enquanto o *nubbin* A apresenta 140 metros de altitude, B possui cerca de 200 metros de altitude (Figuras 18 e 19).

Já o par de *inselbergs*, A e B, está localizado na borda sudeste do batólito de Quixadá, localizado próximo à sede do município de Quixadá. Esses relevos são maiores e mais altos que os *nubbins*, alcançando cotas médias de 260 m e 240 m, respectivamente. A altitude da superfície aplainada onde os *inselbergs* afloram, vai diminuindo à medida que se aproxima do Rio Sitiá, variando de 180 a 155 metros de altitude (Figuras 20 e 21).

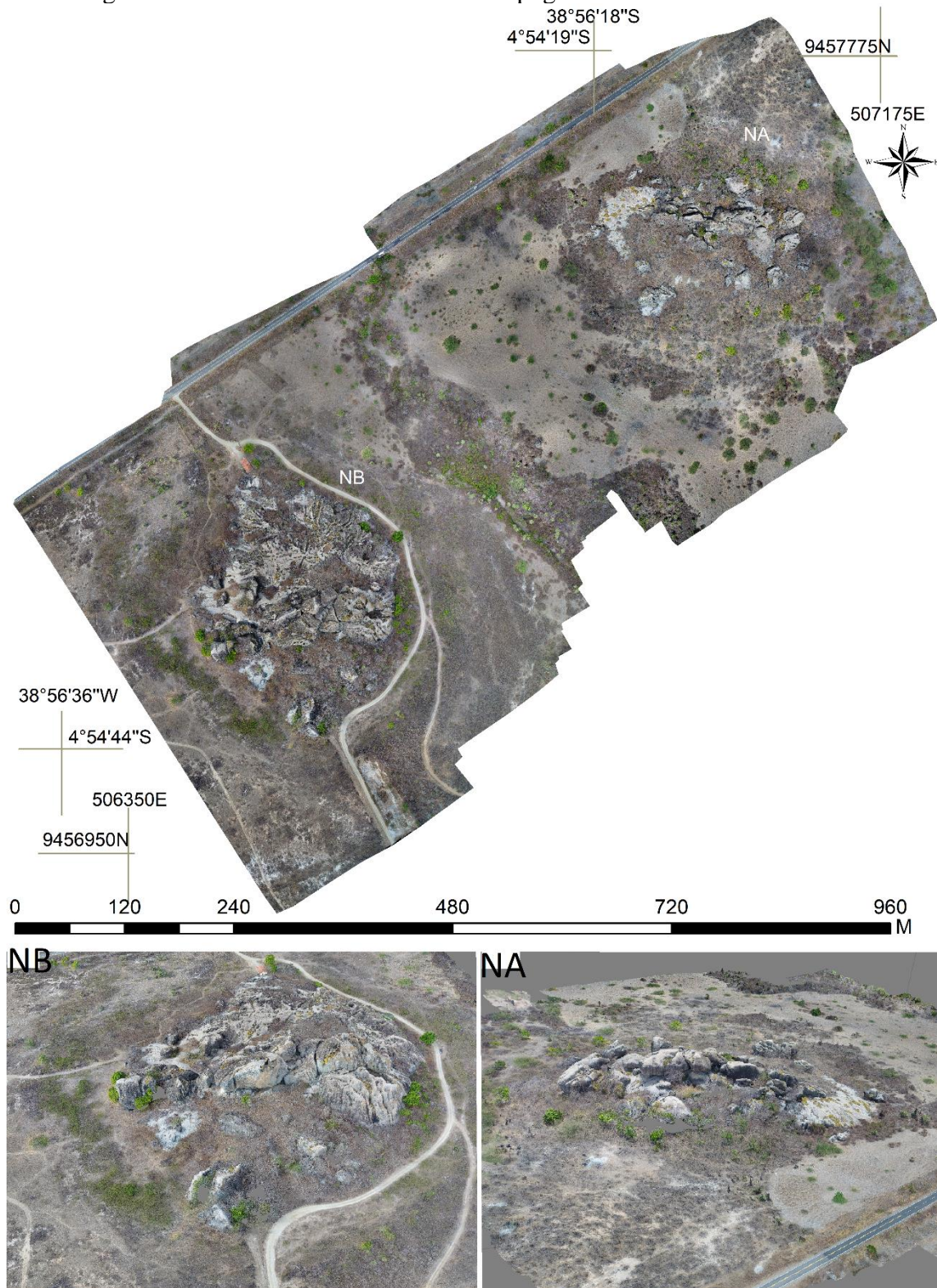
Os *nubbins* e os *inselbergs* monzoníticos aqui estudados são entendidos como o prolongamento do embasamento, os quais foram exumados por erosão diferencial a partir da dinâmica de dois ou multiestágios (etchplanação). Para tanto, foram necessárias intercalações entre episódios de clima úmido, marcados por dissolução química e aprofundamento do manto de alteração, e semiáridos/áridos, caracterizados pela remoção dos mantos intempéricos e pela atuação dos processos de desagregação mecânica.

Como já visto na análise regional, o fraturamento é um dos principais responsáveis pela individualização dos relevos dentro do Batólito Monzonítico de Quixadá. *Inselbergs* e *nubbins* são núcleos de rochas maciças pouco fraturadas e, por esse motivo, resistem como altos topográficos. Por outro lado, nas áreas rebaixadas, ou seja, nas planícies que rodeiam os relevos saprolíticos monzoníticos, o adensamento da densidade do fraturamento é maior. Esse aspecto pode ser visualizado na fotografia 2 da Figura 21, a qual retrata um sistema de fraturas folheadas horizontais.

Figura 18 – Modelo de Elevação do Terreno dos *nubbins* A e B e indicação dos pontos de controle e das altimetrias. O imageamento foi feito pelo *drone* Phantom4Pro e os dados foram processados no Agisoft Photoscan (pixel = 7,38 cm).

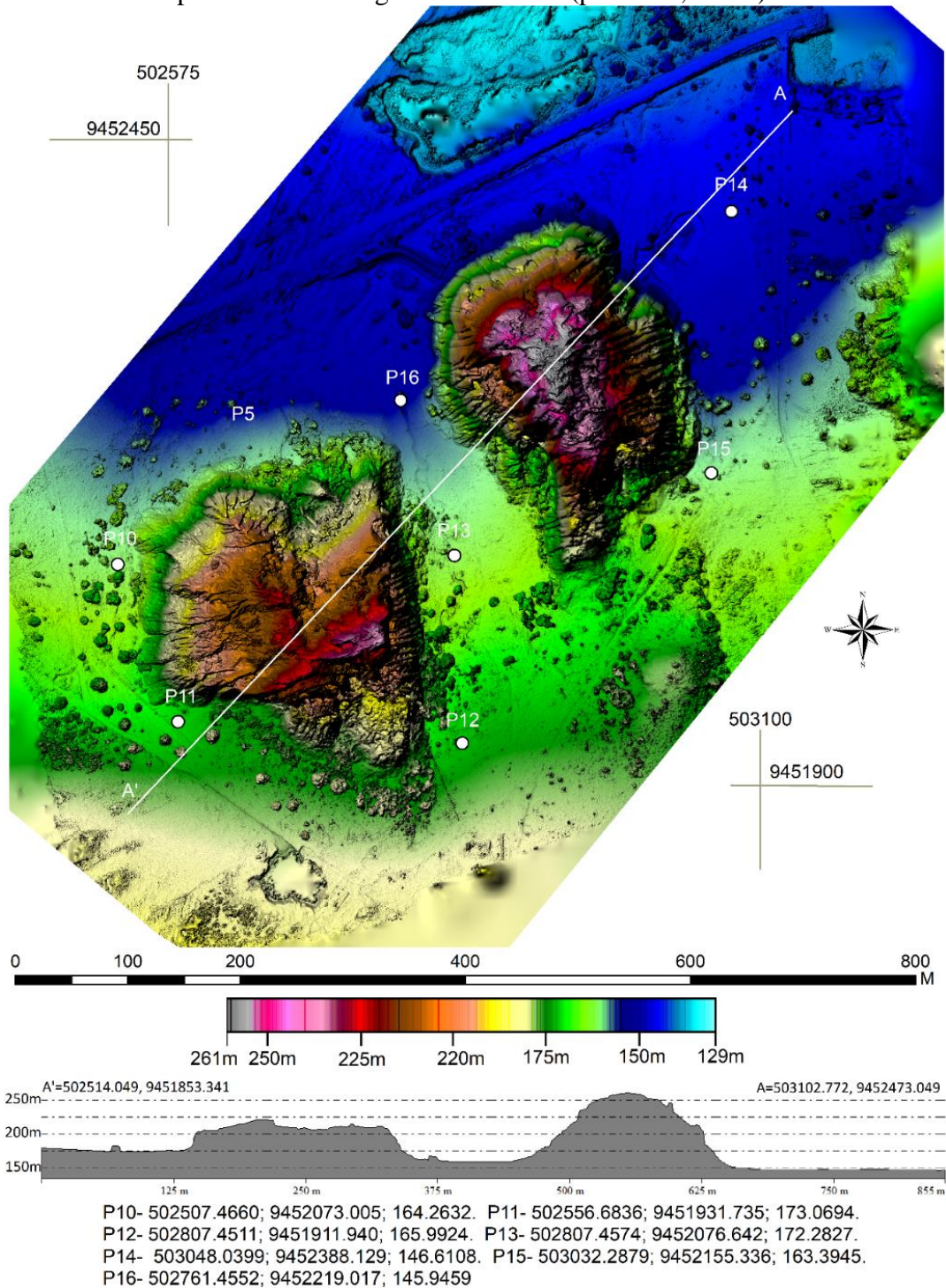


Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 19 – Ortofotomosaico e modelo topográfico 3D dos *nubbins* A e B.

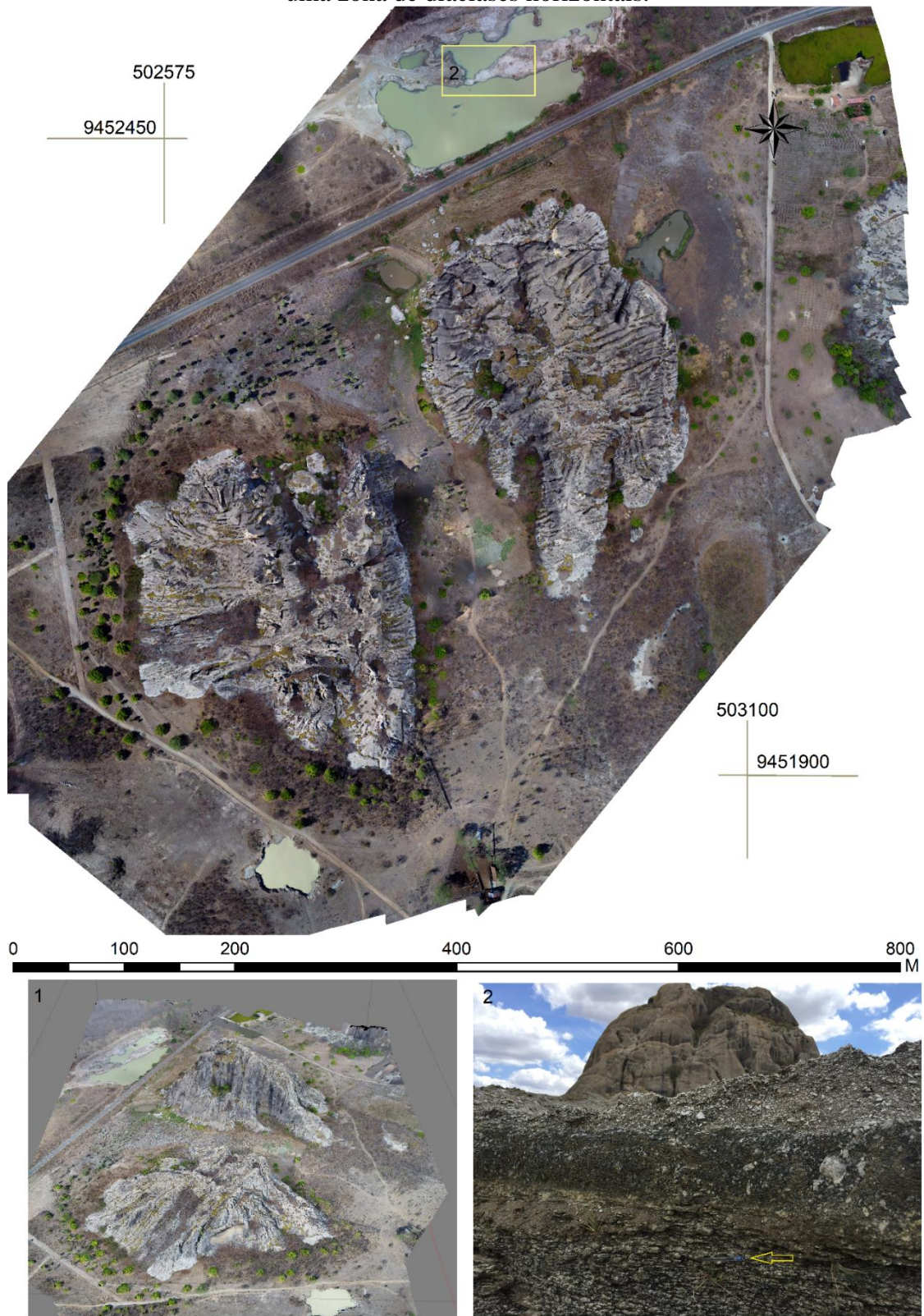
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 20 – Modelo de Elevação do Terreno dos *inselbergs* A e B e indicação dos pontos de controle e das altimetrias. O imageamento foi feito pelo *drone* Phantom4Pro e os dados foram processados no Agisoft Photoscan (pixel = 7,38 cm).



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 21 – Ortofotomosaico, modelo topográfico 3D dos *inselbergs* A e B e fotografia de uma zona de diaclases horizontais.



Fonte: elaborado pelo autor.

Os relevos graníticos, caracterizados pelos *nubbins* e pelos *inselbergs*, assim como as feições geomorfológicas encontradas nesses afloramentos (caneluras, bacias de dissolução,

marmitas e *honeycombs*), têm suas formas governadas pela trama litológica. Interpreta-se que a etapa epigênica, no passado, foi imprescindível para o intemperismo profundo e seletivo, resultando na formação das paisagens. Os dados paleoclimáticos indicam que o Nordeste já esteve submetido a ambientes mais úmidos e mais secos do que a atualidade, o que parece ser corroborado pelas coberturas sedimentares colúvio-eluviais identificadas em campo (Figura 22), as quais podem ser resquícios desse possível meio epigênico.

Nesse contexto, é assumido aqui que a evolução das feições geomorfológicas começou sua modelagem ainda em subsuperfície, mas seu desenvolvimento tem ocorrido, também, nas condições superficiais atuais e no clima semiárido. Os relevos saprolíticos só foram exumados em virtude do aumento da semiaridez, em que a morfogênese se torna superior à pedogênese.

Com base nos dados coletados nas proximidades do depósito da fotografia 1 da Figura 22, por meio de GPS geodésico, a altimetria dos depósitos colúvio-eluviais é de cerca de 170 metros. Essas coberturas estão a menos de 2 km de distância dos *nubbins* analisados, os quais estão circundados pela Superfície Sertaneja Aplainada I, que possui apenas 140 metros (Figura 18). Essa diferença altimétrica entre os depósitos e a superfície erosiva pode sugerir uma mudança relativamente recente no nível de base, posicionando os sedimentos neogênicos/quaternários em patamar superior ao embasamento modelado pelo batólito.

Figura 22 – Depósitos colúvio-eluviais localizados próximos aos *inselbergs*. À esquerda, está uma fácies conglomerática (BR-122), enquanto à direita é apresentada uma fácies arenosa (CE-265).

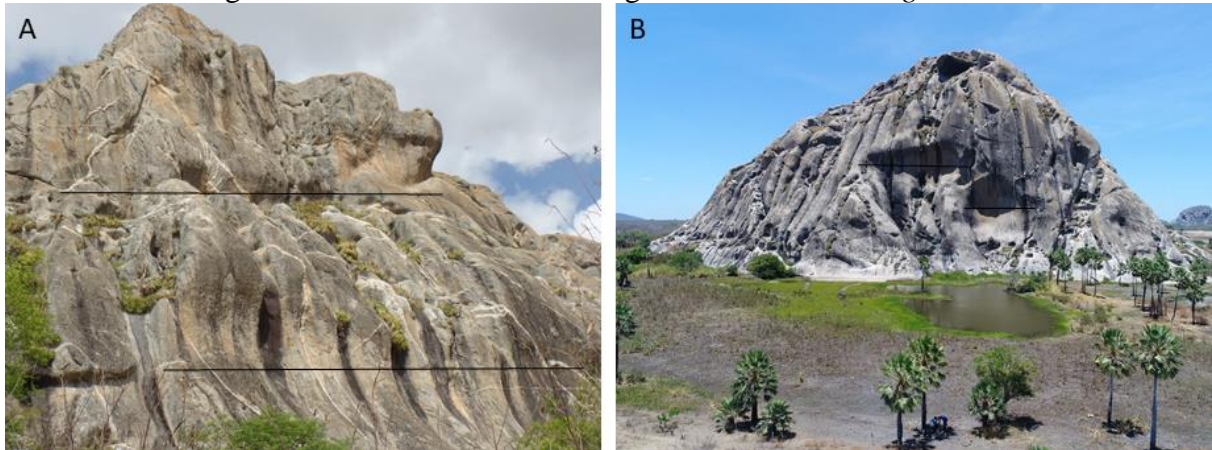


Fonte: Elaborado pelo autor.

Algumas feições de relevos caracterizadas pela dissolução química, como os *taffoni* de dissolução horizontal (*flared slopes*), sugerem paleoníveis de erosão que podem

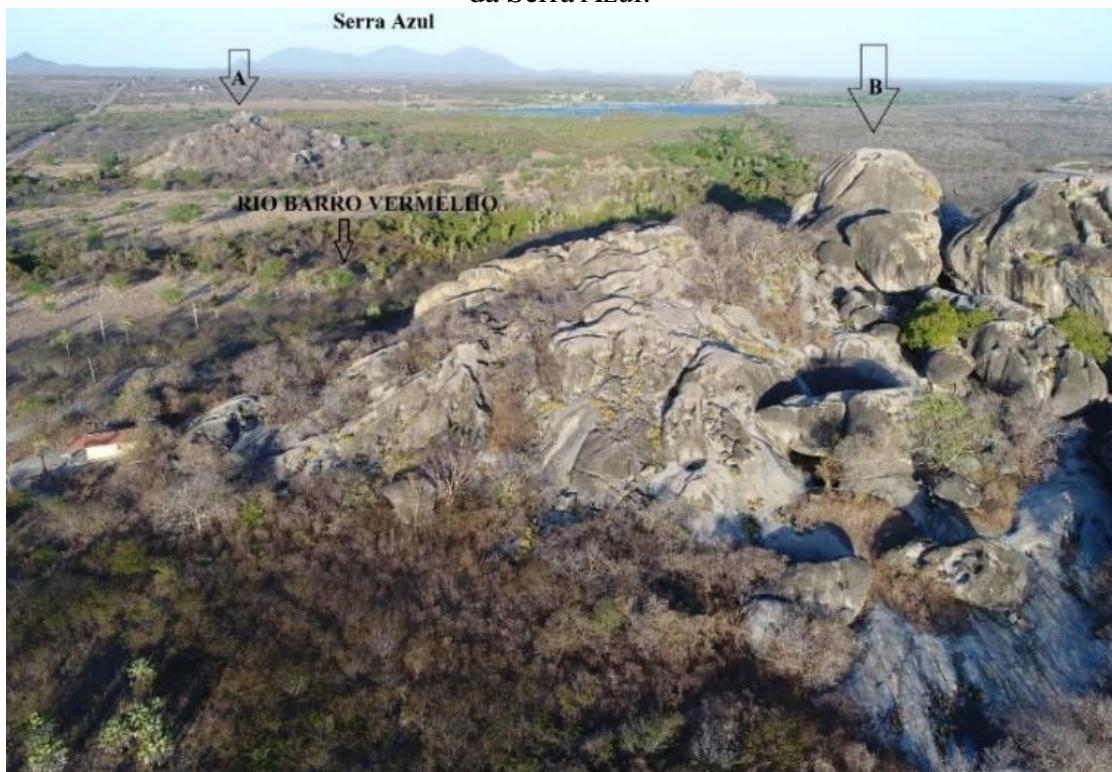
corresponder a antigas superfícies de aplainamento, as quais foram gravadas nos *inselbergs* analisados e podem indicar paleossuperfícies epigênicas (Figura 23). Já os *nubbins* A e B (Figura 24), embora também tenham sido formados em ambiente epigênico, sua evolução está ligada a pacotes intempéricos mais espessos que foram removidos, expondo o embasamento; atualmente, sua evolução tem se processado por morfogênese regradada pela semiaridez.

Figura 23 – Paleoníveis erosivos gravados nos *inselbergs* A e B.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 24 – Fotografia aérea dos *nubbins* A e B. Ao fundo, tem-se a visão oblíqua da Serra Azul.



Fonte: elaborado pelo autor.

Nos *nubbins* A e B, as evidências de paleossuperfícies epigênicas estão na presença de cavernas desenvolvidas em zonas de fraturas folheadas, como padrões ortogonais ou romboédricas (Figura 25). Entradas entre *boulders*, tendo tais blocos individualizados de forma incompleta, mostram um contexto de interação entre zonas de diaclasamento horizontalizadas (Figuras 25B, 25C, 25E, 25F e 25G) e verticalizadas (Figuras 25A e 25D).

Dentro dessas cavernas, o piso e alguns blocos de monzonitos estão cobertos por uma carapaça que sugere ter sido depositada em um paleoambiente epigênico; atualmente, essas feições estão a 15 metros acima da superfície de aplainamento na qual os relevos afloram (Figuras 25H e 25I). Na Figura 24, a seta indica precisamente o local do *nubbin* B onde a caverna está se desenvolvendo.

Figura 25 – Diaclases horizontais e verticais nos *nubbins* A e B. Individualização dos *boulders*, formação das cavernas do *nubbin* B e carapaça sedimentar cobrindo os blocos de monzonito.



Fonte: elaborado pelo autor.

### 5.2.1 Controles estruturais em escala de afloramento

A análise das feições geomorfológicas dos *nubbins* e dos *inselbergs* e a extração dos lineamentos estruturais foram feitas através de muitos trabalhos de campo a fim de confirmar as feições vistas em imagens aéreas de alta resolução. Os dados capturados nos imageamentos feitos com *drone* foram processados em ambiente computacional, gerando os MDEs, os ortofotomosaicos e os modelos em 3D dos relevos, ambos com alta resolução espacial. Esses produtos gerados possibilitaram a extração dos lineamentos estruturais: enquanto os traços dúcteis foram marcados com escala 1:30 cm, a escala 1:15 cm foi útil para a delimitação dos traços rúpteis, como no caso de algumas juntas.

Os fraturamentos deixam linearidades no relevo, mas esse aspecto das estruturas rúpteis não é regra, como visto em diaclasamentos verticais e horizontais curvilíneas (zonas de diaclasamento folheado) que dividem os *boulders* que formam cavernas nos *nubbins* A e B (Figuras 25A, 25B, 25C, 25F e 33). As fotografias mostram o encontro de uma zona de fraturas verticais e horizontais curvilíneas no *nubbin* B, bem como algumas estruturas rúpteis marcadas nas imagens, que são da ordem de dezenas de metros.

Foram marcados como lineamentos dúcteis os enclaves microgranulares (Figura 26), os veios quartzofeldspáticos e diques de granitos tardios (Figura 27). Estes dois últimos foram marcados no mesmo traço e representados na mesma roseta (Figuras 33, 35, 39 e 41), pois não foi possível a distinção através da análise das imagens de alta resolução.

Figura 26 – Enclaves microgranulares máficos.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 27 – Fotografia aérea mostrando os veios quartzofeldspáticos e os diques de granito.



Fonte: elaborado pelo autor.

Para os lineamentos rúpteis, foram marcadas as fraturas (Figura 28), as quais, por vezes, correspondem a juntas discretas nos monzonitos, mas são bem-marcadas e fraturadas nos granitos finos e nos veios quartzofeldspáticos. As fraturas aqui marcadas apresentam-se nas feições geomorfológicas, como desníveis abruptos, podendo ocorrer alguns degraus nas caneluras em respostas dos lineamentos rúpteis que as cruzam, como visto na Figura 27.

Figura 28 – Juntas e fraturas.



Fonte: elaborado pelo autor.

As feições geomorfológicas encontradas nos afloramentos estudados são controladas por estruturas geológicas, as quais foram condicionadas principalmente pela movimentação da ZCSP. Os veios quartzofeldspáticos foram formados em um ambiente dúctil-rúptil, como migração autóctone, mas é provável que tenha ocorrido participação de líquidos alóctones com maior percentual de quartzo.

As direções, os mergulhos e as formas dos veios e dos diques são bastante caóticos quando o percentual de líquidos no Batólito Monzonítico de Quixadá é alto. Por outro lado, veios formados com percentual mais baixo de líquidos das rochas encaixantes tendem a formar estruturas lineares.

O desenvolvimento das caneluras e das bacias de dissolução são condicionados, em grande maioria, por zonas de fraquezas geradas no momento em que a rocha se encontrava em ambiente dúctil, como alinhamentos minerais, foliação metamórfica e enclaves microgranulares. Outras estruturas foram geradas em ambiente dúctil-rúptil e rúptil-dúctil, como as zonas de cisalhamento (Figura 29), as falhas, os veios quartzofeldspáticos e os diques de granitos finos tardios. Esses trechos de fraqueza são principalmente as zonas de contato litológico e, em muitos casos, são aproveitadas por cinemáticas rúpteis posteriores.

A seguir, serão expostos os resultados das medidas em escala de afloramento para os pares de *nubbins* e *inselbergs*.

Figura 29 – Zonas de cisalhamento

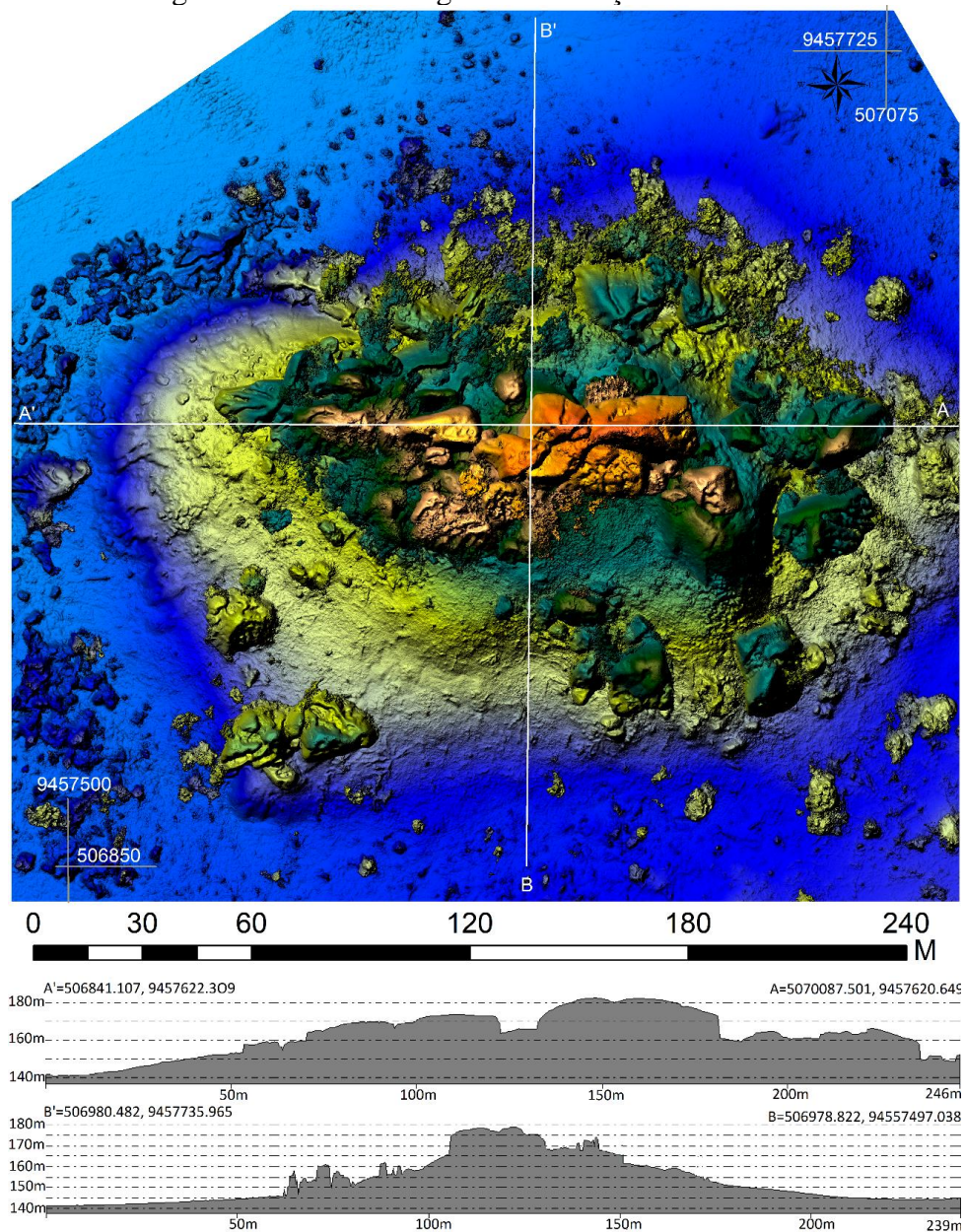


Fonte: elaborado pelo autor.

### 5.2.2.1 Nubbins

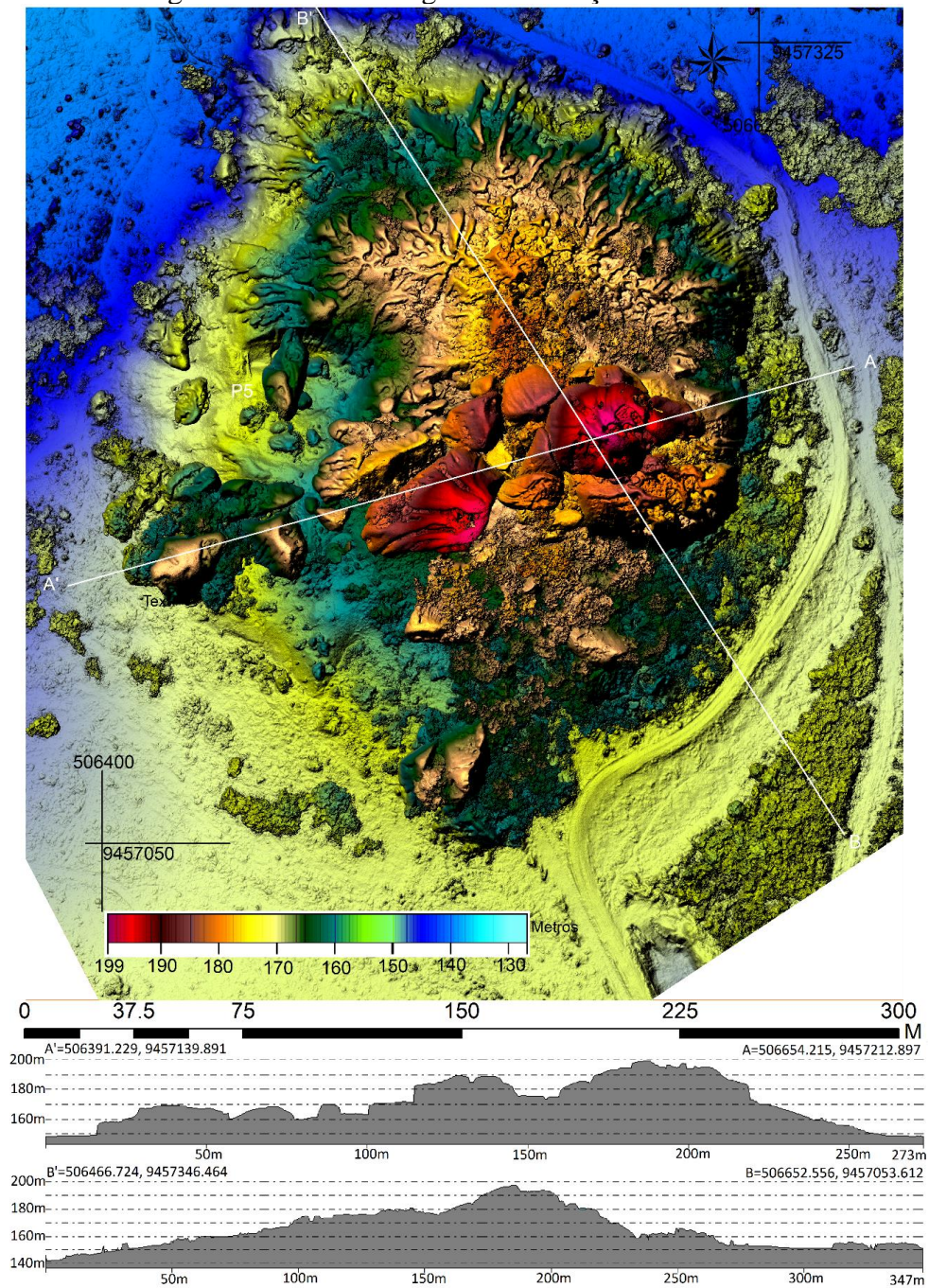
O par de *nubbins* estudados é caracterizado pela maior concentração de estruturas diaclasadas, tanto horizontalmente quanto verticalmente na massa rochosa do relevo, as quais formam padrões ortogonais ou romboédricos (Figuras 25A e 34). A morfologia dos *nubbins* A e B possui morfologia dômica abobadada e recoberta por *boulders*, marcada por baixas altitudes e vertentes não muito íngremes (Figuras 30 e 31). O *nubbin* B apresenta, na vertente leste, escarpa mais íngreme, cuja linearidade é atribuída a estruturas rúpteis que interceptam o relevo com *trend* NE-N, direção frequente em todos os afloramentos.

Figura 30 – Modelo Digital de Elevação do *nubbin* A.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 31 – Modelo Digital de Elevação do *nubbin* B.

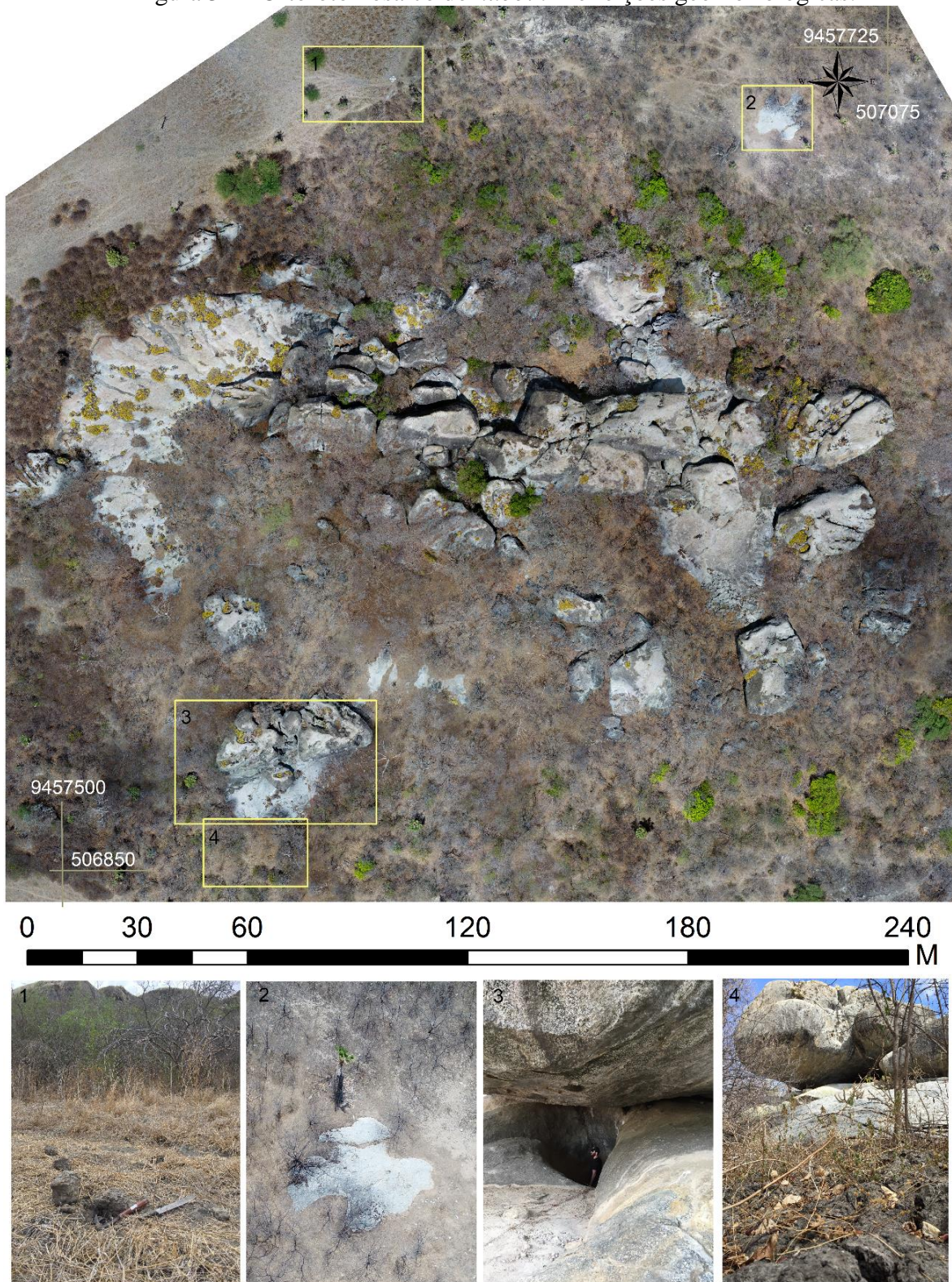


Fonte: elaborado pelo autor.

Entre os quatro relevos estudados com maior profundidade, o *nubbin* A é o menos proeminente, com altitude média de 180 metros e nível de base da área adjacente em torno de 140 metros de altitude (Figuras 18 e 30). Apesar da necessidade de análises detalhadas para identificar o tipo de solo, o aspecto argiloso (Figuras 32.1 e 32.4) e a formação de feições prismáticas colunares indicam, em correlação com a revisão bibliográfica, que são planossolos. Durante o período chuvoso, esses tipos de solos ficam encharcados, ao passo que ao longo dos meses de estiagem ocorre o ressecamento da argila, criando gretas de contração.

Em certas ocorrências, no *nubbin* A, existem marmitas aflorando em áreas de lajedo, ou mesmo em *boulders* que estão sobre o domo (Figuras 32.1 e 32.3).

Figura 32 – Ortofotomosaico do *nubbin* A e feições geomorfológicas.



Fonte: elaborado pelo autor.

Os *boulders* encontram-se alinhados preferencialmente de leste para oeste no *nubbin* A e B, mas existem alguns *boulders* espalhados em várias altitudes diferentes (Figuras 32, 33, 34 e 35).

O *nubbin* B é marcado por uma variedade de feições geomorfológicas (Figura 33). Em zonas de contato entre um veio quartzofeldspático e o monzonito encaixante, a descontinuidade rúptil presente constitui um importante ponto de partida para o desenvolvimento da erosão e formação das feições geomorfológicas (Figura 33.1). Uma vez que a ação química é mais vigorosa nessas áreas, feições de dissolução, como bacias de dissolução, podem ser formadas e mais bem desenvolvidas com a combinação entre material rochoso meteorizado, matéria orgânica e espécies vegetais da família das gramíneas (Figura 33.2). Nesse sentido, a água, em contato com a matéria orgânica, pode resultar na formação de ácidos orgânicos que, apesar de fracos, podem ser eficientes na dissolução da rocha, a qual é controlada pelo fraturamento. Em casos de feições de dissolução de maior porte, considerando também a proximidade com o rio e os paleoníveis, interpreta-se que estas feições foram formadas em condições epigenéticas (Figuras 33.2.1 e 33.3).

Outras morfologias bastante presentes no *nubbin* B são os *honeycombs*, microformas que tendem a ser originadas em um paredão negativo (Figura 33.5.3). Na frente dessas microformas visualizadas na fotografia, há um bloco de rocha que parece ter se despreendido do paredão rochoso. Aparentemente, os *honeycombs* foram desenvolvidos quando o grande bloco ainda estava conectado com o paredão: aproveitando uma provável junta ou fratura, a junta, a água foi adentrando e consumindo a rocha de forma diferenciada. Com o avanço do intemperismo químico, o bloco se despreendeu, restando, no paredão, uma superfície meteorizada de forma desigual.

Além dos *honeycombs*, existem também os *boulders*, os quais geralmente possuem formato elipsoidal e podem adquirir grandes proporções (Figuras 33.5.1, 33.5.5 e 33.5.6). A evolução dessas morfologias também está ligada com a trama da rocha, mas combinada com a existência de antigos níveis de saprolitização: aproveitando zonas de fraturas (Figuras 33.5.7 e 33.5.8), o *front* de intemperismo foi desenvolvido, contribuindo para a individualização de blocos, os quais têm sua morfologia delineada também após a exumação, por meio de canais efêmeros, por exemplo (Figura 33.5.4).

Em estágios avançados de intemperização, a rocha está friável (figura 33.6), evidenciando as estruturas mais fraturadas. Esse contexto é ideal para o desenvolvimento de vegetação de maior porte, especialmente nos setores desprovidos de *boulders* (Figura 33.4) ou entre tais bolas graníticas, aproveitando áreas fraturadas (Figura 33.5.2).

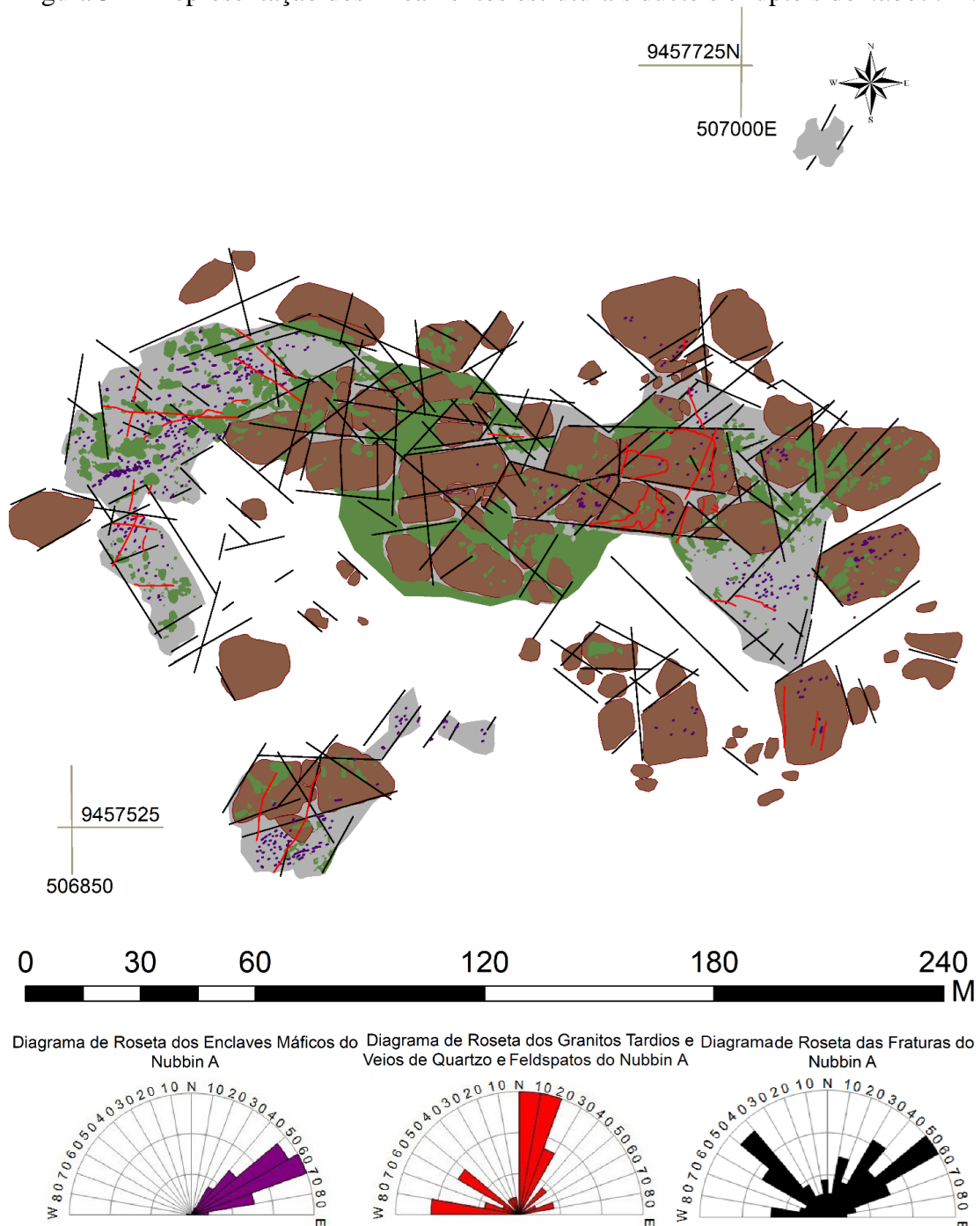
Figura 33 – Ortofotomosaico do *nubbin* B e feições geomorfológicas.



Fonte: elaborado pelo autor.

Em termos de controle estrutural (Figura 34), as feições dúcteis do *nubbin* A é dada pelos enclaves máficos (N50°-80°E), bem como pelos veios quartzofeldspáticos e pelos diques de granitos tardios, os quais estão espacializados em cinco direções, sendo três preferenciais e duas menos recorrentes (N0°-30°E, N80°-90°W, N50°-60°W, N40°-50°E e N70°-80°E). Já os lineamentos estruturais rúpteis do *nubbin* A possuem cinco tendências (N50°-60°E, N40°-60°W, N30°-40°E, N10°-20°E e N80°-90°W).

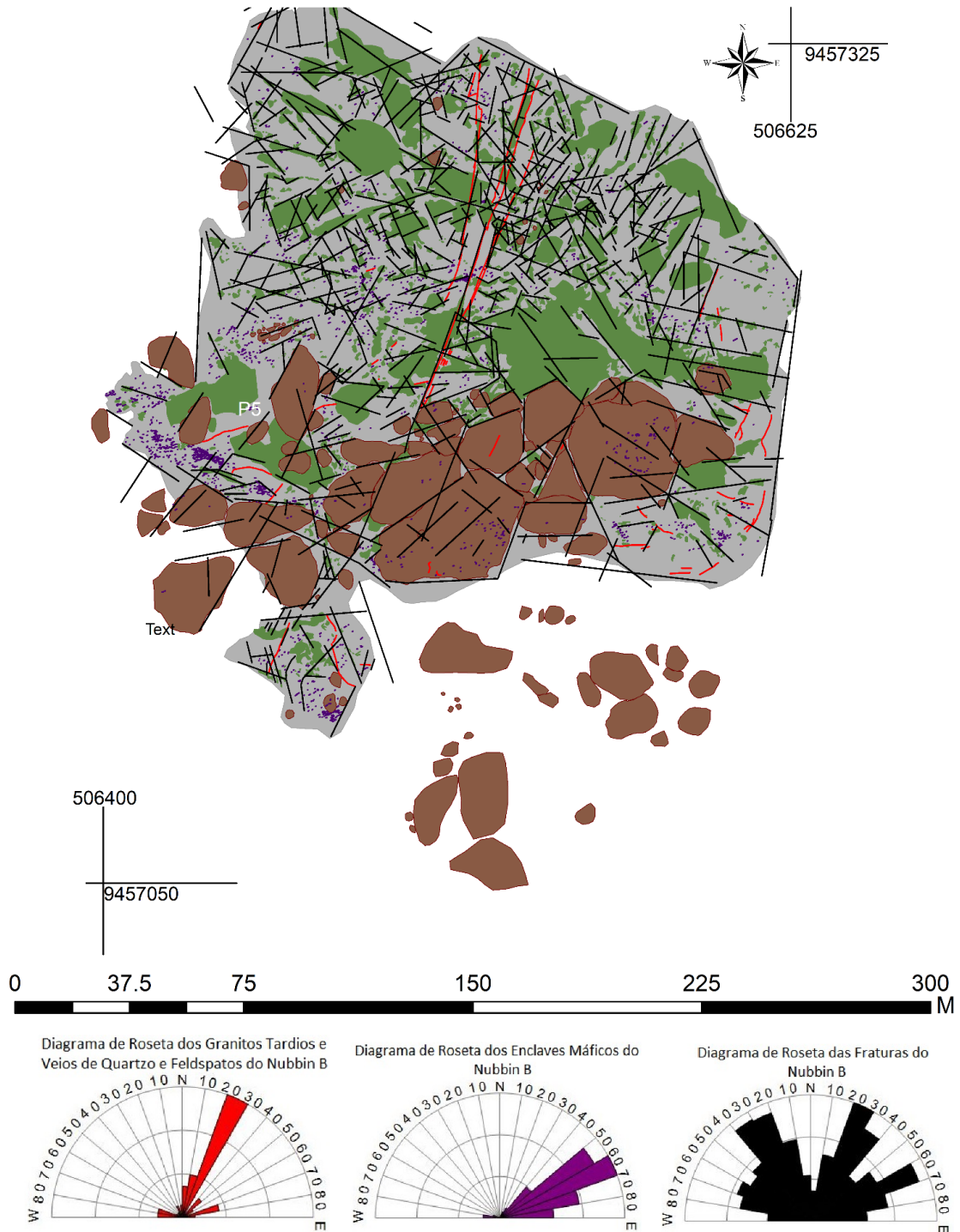
Figura 34 – Representação dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis do *nubbin* A.



Fonte: elaborado pelo autor.

O *nubbin* B apresenta direções (Figura 35) de lineamentos dúcteis para os enclaves máficos (N50°-80°E) e para os veios quartzofeldspáticos (N20°-30°E, N70°-80°E, N70°-90°W e N40°-50°E). Por outro lado, os lineamentos rúpteis do *nubbin* B apresentam quatro tendências principais (N20°-40°E, N20°-40°W, N60°-70°E e N60°-70°W).

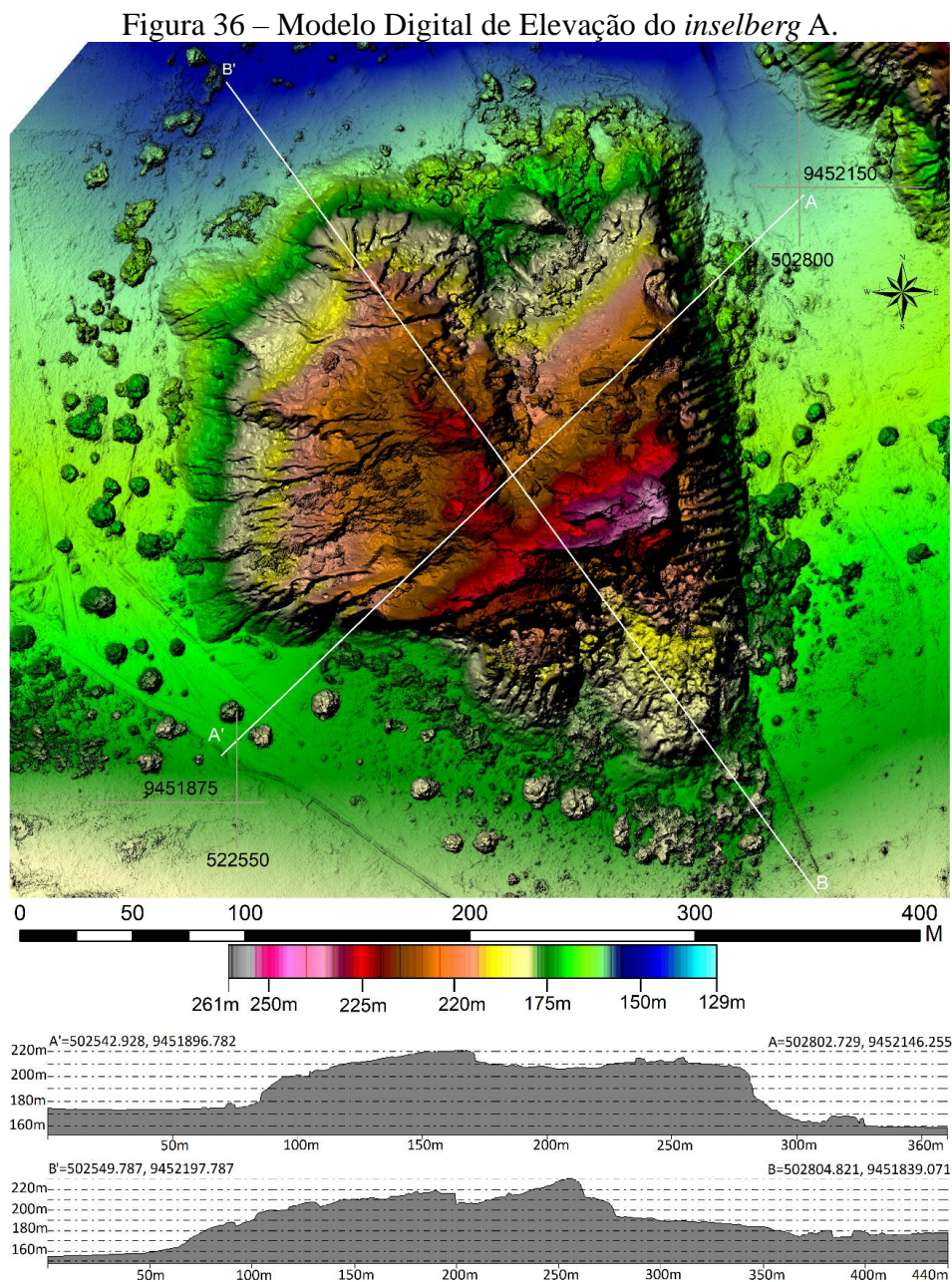
Figura 35 – Representação dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis do *nubbin* B.



### 5.2.2.2 Inselbergs

Os *inselbergs* (Figuras 36 e 37) possuem altitudes e densidades de estruturas (veios quartzofeldspáticos, diques de granito fino e zonas de cisalhamento) superiores aos *nubbins*, situados ao centro do batólito, ao passo que os *inselbergs* encontram-se na porção leste (Figura 14). Em campo, notou-se que enclaves máficos são presentes em todo o batólito.

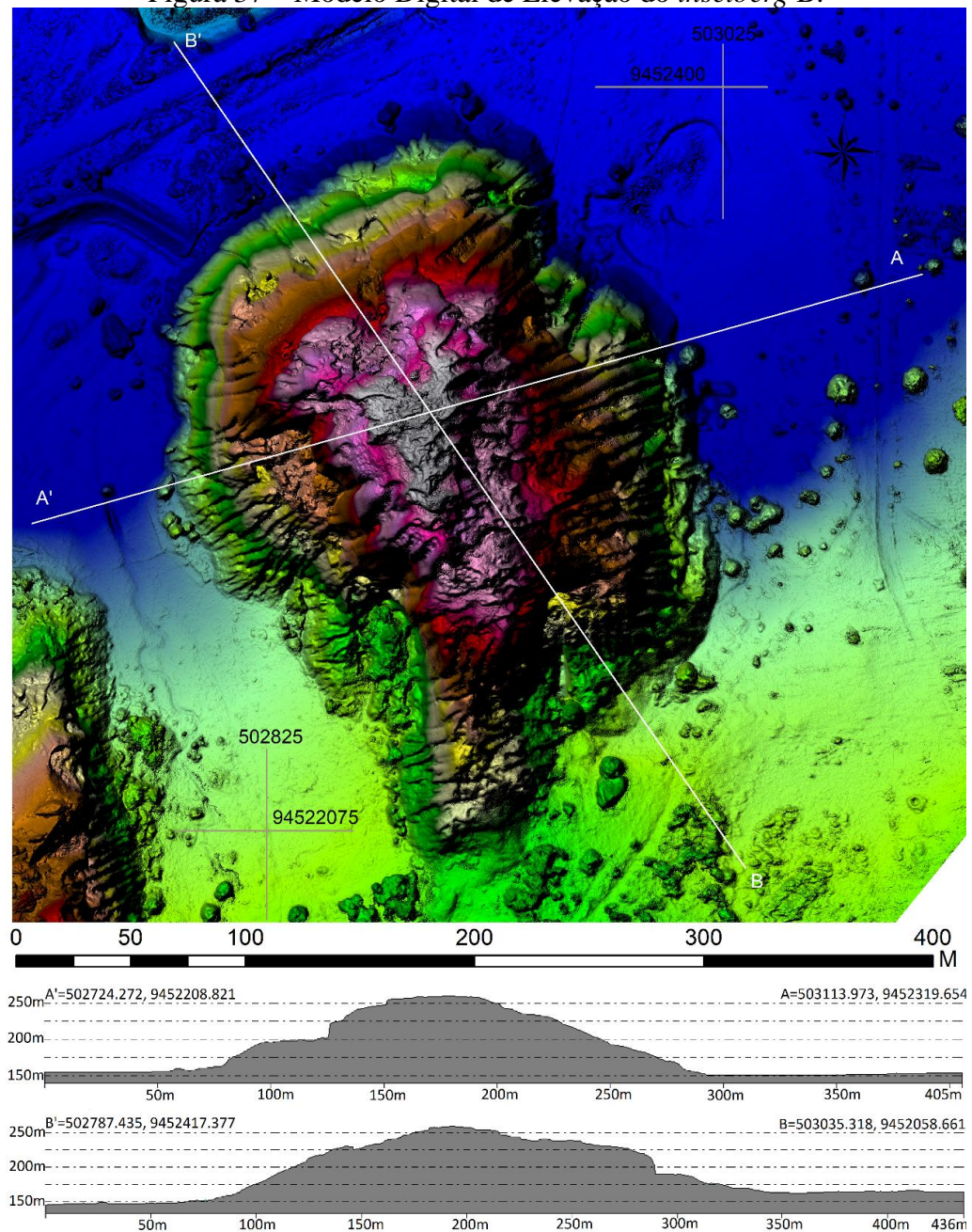
O *inselberg* A (Figura 36), em sua parte mais alta, pode atingir 75 metros de altura. O nível de base diminui em direção à calha do Rio Sitiá com altitudes próximas de 155 metros, enquanto nas porções sul e sudoeste as elevações chegam a 180 metros.



Fonte: elaborado pelo autor.

No caso do *inselberg* B (Figura 37), sua altura é de aproximadamente 110 metros, com seu ponto mais elevado apresentando 261 metros de altitude. O nível de base está com altitude próxima a 175 metros na parte sul, enquanto ao norte esse gradiente reduz para 150 metros de altitude.

Figura 37 – Modelo Digital de Elevação do *inselberg* B.

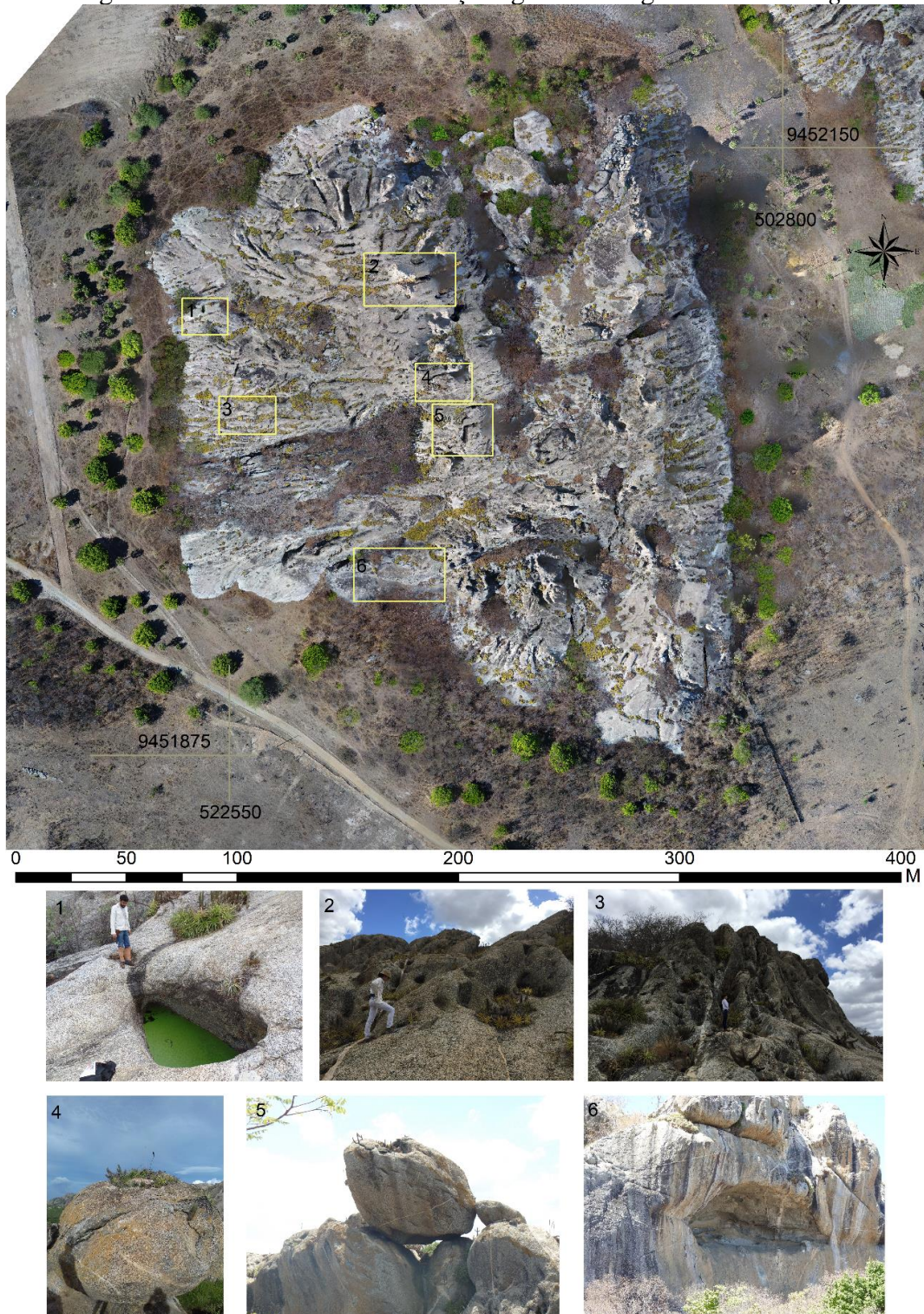


Fonte: elaborado pelo autor.

No tocante às feições geomorfológicas, o *inselberg* A apresenta uma variedade delas (Figura 38), onde se percebe um controle estrutural em escala de afloramento. Os principais destaques são: caneluras espacializadas preferencialmente a NE; marmitas

encaixadas em juntas (no caso da Figura 38.1, a direção é N-NW); zonas de cisalhamento, veios quartzofeldspáticos e diques de granitos tardios posicionados a  $N60^{\circ}E$ , condicionando o encaixe de caneluras (Figuras 38.2 e 38.3); *boulders* localizados no topo do *inselberg* (Figuras 38.4 e 38.5); *taffoni* regrados pelo consórcio de estruturas rúpteis e dúcteis (Figura 38.6).

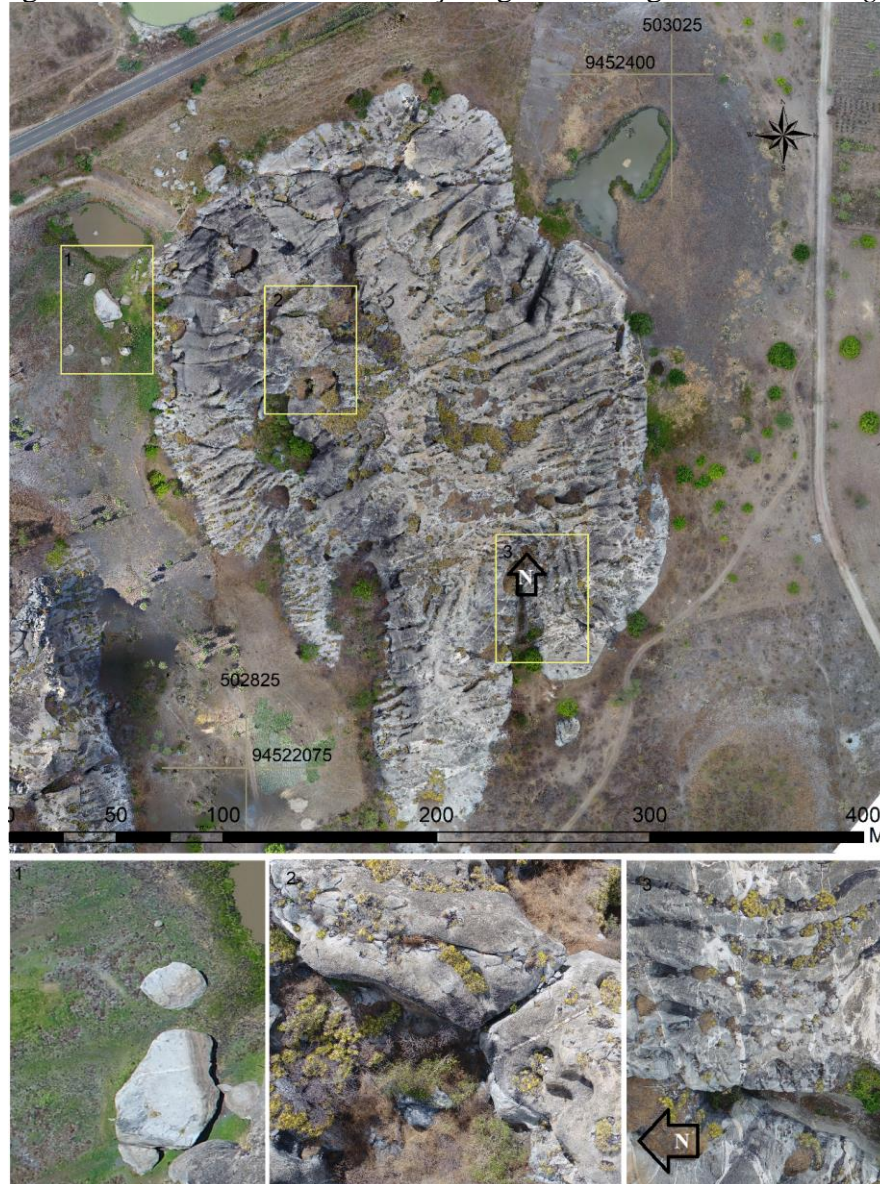
Figura 38 – Ortofotomosaico e feições geomorfológicas do *inselberg* A.



Fonte: elaborado pelo autor.

Com relação às feições geomorfológicas do *inselberg* B (Figura 39), é possível observar uma predominância de caneluras, muitas delas condicionadas por conjuntos de juntas N-S (Figura 39.3), bem como diversas bacias, principalmente no topo. Além dessas principais morfologias, é possível destacar a presença de blocos soltos, os quais podem ter se desprendido do *inselberg* (Figura 39.1) ou permanecer próximos a ele (Figura 39.2).

Figura 39 – Ortofotomosaico e feições geomorfológicas do *inselberg* B.

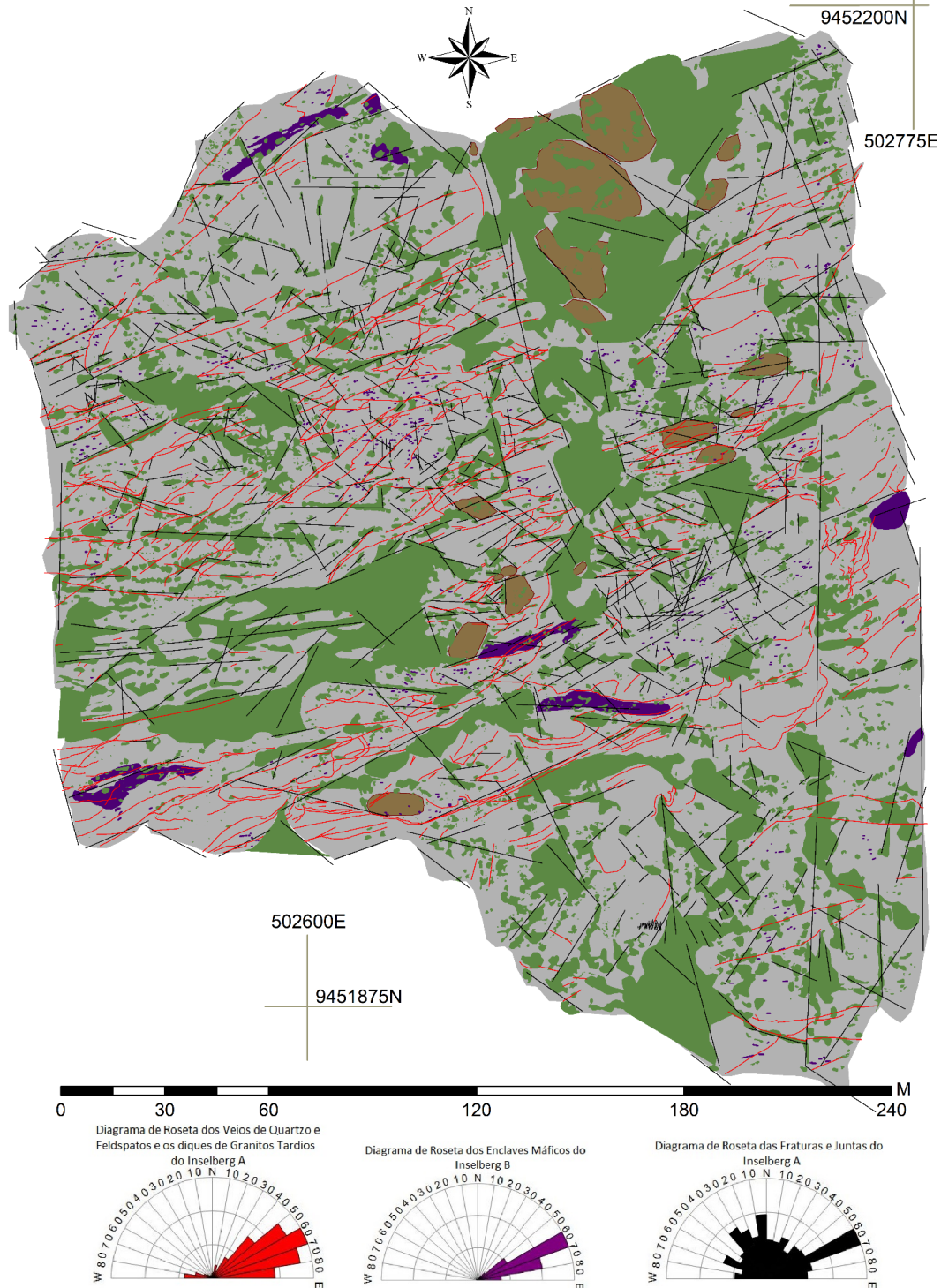


Fonte: elaborado pelo autor.

Duas principais famílias principais de veios e diques de granito tardios foram identificadas (Figuras 40 e 41), as quais estão posicionadas a NE, NE-E e, em menor expressividade, NW. Embora os ângulos de mergulho sejam variados, notou-se um destaque da geometria a  $45^\circ$  e subvertical, principalmente nas proximidades das zonas de cisalhamento (próximas a  $N60^\circ E$ ) encontradas nos *inselbergs*, acompanhando a cinemática da ZCSP.

No *inselberg* A (Figura 40), as medidas dos enclaves máficos estão concentradas entre  $N60^{\circ}$ - $80^{\circ}$ E, predominando  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ E, enquanto os veios quartzofeldspáticos e os diques de granitos tardios apresentam direções  $N40^{\circ}$ - $90^{\circ}$ E, com maior densidade entre  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ E. Já os lineamentos rúpteis possuem quatro tendências principais:  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ E,  $N10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ W,  $N20^{\circ}$ - $40^{\circ}$ W e  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ W.

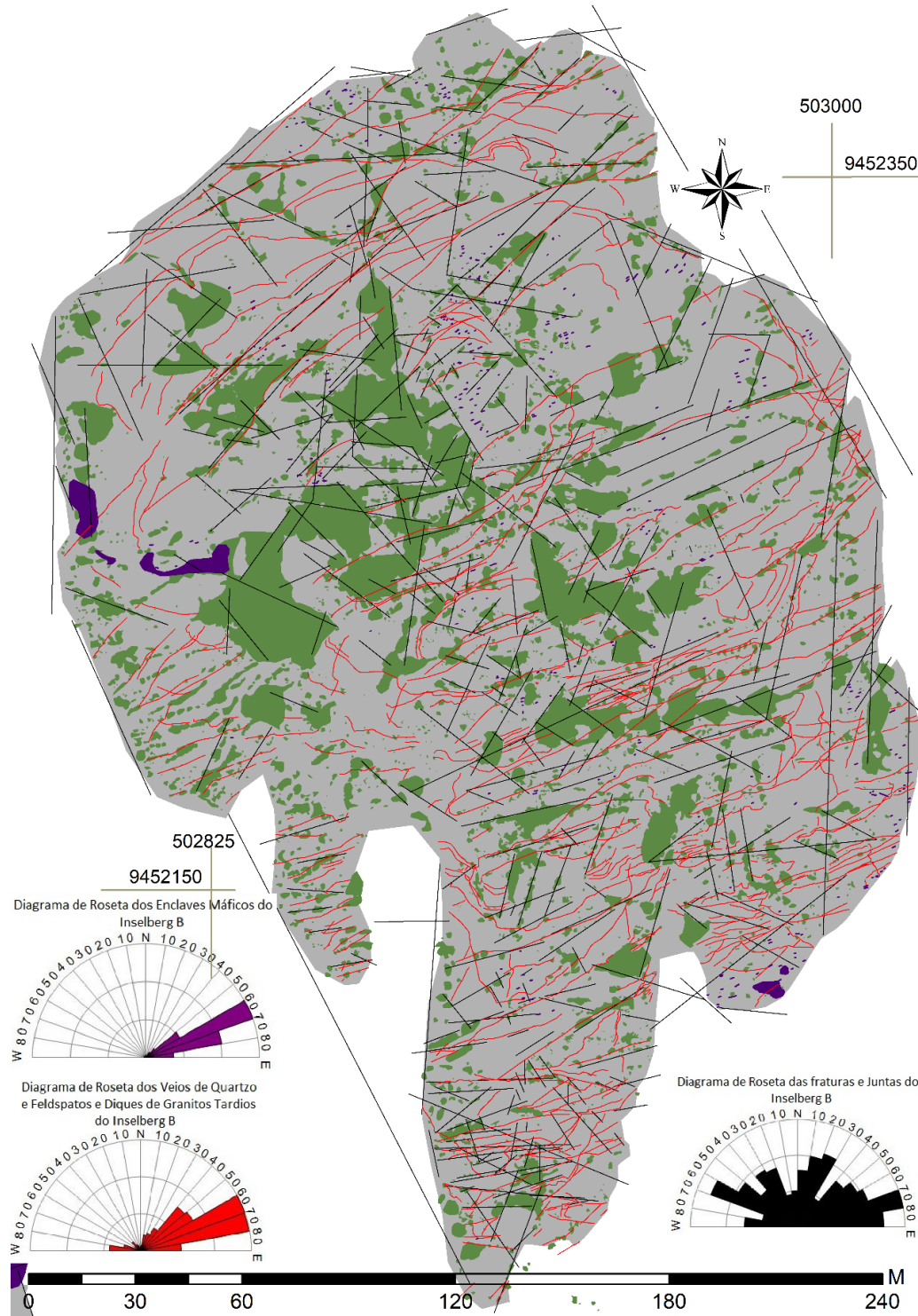
Figura 40 – Representação dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis do *inselberg* A.



Fonte: elaborado pelo autor.

No *inselberg* B, por sua vez, os enclaves máficos estão direcionados entre N50°-80°E, ao passo que os veios quartzofeldspáticos costumam estar entre N40°-90°E, com predominância entre N60°-80°E. Os lineamentos rúpteis estão espacializados em cinco tendências principais, a saber: N60°-90°E, N60°-70°W, N10°-30°E, N20°-40°W.

Figura 41 – Representação dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis do *inselberg* B.



Fonte: elaborado pelo autor.

## 6 DISCUSSÃO

A evolução do relevo nordestino, com destaque para as morfologias saprolíticas, tem sido geneticamente atrelada às sequelas da Orogênese Brasileira, uma vez que tal evento foi crucial para a estruturação das zonas de cisalhamento e do alojamento de diversos plútons granitoides (MAIA; NASCIMENTO, 2018; MAIA *et al.*, 2015; MAIA; BEZERRA, 2014). Considerando a complexidade dos fatores envolvidos na dinâmica geomorfológica, o contexto tectônico, as propriedades petrográficas, o arranjo estrutural e o tipo climático foram considerados por este trabalho, que teve como objetivo analisar os relevos graníticos saprolíticos do Batólito Monzonítico de Quixadá, articulando as escalas regional e de afloramento.

Investigações acerca da diferença morfológica entre *bornhardts* e *koppies* no Zimbábue evidenciaram que as diferenças na química geral, na composição mineral e no tamanho médio de grão não seriam os responsáveis pelas diferenças morfológicas dos relevos, pois tais aspectos eram comuns tanto nos altos quanto nos baixos topográficos (PYE *et al.*, 1984). Tais percepções são corroboradas com as análises realizadas no Batólito Monzonítico Quixadá, que possui altimetrias inferiores à encaixante metamórfica e não apresenta variações consideráveis na litologia.

Por outro lado, é sabido que estruturas dúcteis e rúpteis irão compor a trama da rocha, visto que o fraturamento é um aspecto crucial para condicionar a evolução dos relevos saprolíticos (ROMER, 2005; TWIDALE, 2002). Segundo Pye *et al.* (1984), *inselbergs* dômicos são formados em um contexto epigênico, sob manto regolítico profundo, onde os trechos mais fraturados são os mais suscetíveis, ao passo que os mais resistentes tendem a ser individualizados. Nesse contexto, blocos rochosos mais coesos são exumados, aproveitando os *trends* preferenciais de fraturas e falhas, podendo originar *boulders* e *koppies*. Nesse sentido, dada a relevância do fraturamento para os relevos saprolíticos, a extração de lineamentos dúcteis e rúpteis se mostrou uma ferramenta útil para as análises regional e de afloramento.

O intemperismo químico dado a partir da densidade de fraturamento é um processo-chave para o desgaste do saprólito em clima úmido, atuando na evolução da paisagem por meio do duplo estágio (BÜDEL, 1982; GUTIÉRREZ ELORZA, 2008; MIGNÓN, 2009; TWIDALE, 2002), com a posterior remoção do material alterado e a consequente exposição dos relevos saprolíticos, como *inselbergs* e *nubbins* (MILLOT, 1977;

THOMAS, 1965; 1994; TWIDALE, 1964; 2002). Em climas tropicais, a etapa epigênica viabiliza o desgaste ao longo das fraquezas estruturais preexistentes da rocha, a qual é futuramente exposta com a mudança de estágio climático e reflete as estruturas tectônicas (VIDAL ROMANÍ; YEPES TEMIÑO, 2004).

Nesse contexto, apesar de a denudação da crosta ser ativamente efetuada por ações climáticas, as macroformas e microformas de relevo dos granitoides são controladas por estruturas geológicas (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010); essa influência é percebida no contexto tectônico de alojamento, resfriamento e deformação do plúton. Ademais, para interpretação dos relevos graníticos, é necessário também considerar as estruturas formadas pelas forças litostáticas e cisalhantes, geradas nos regimes dúctil e rúptil (VIDAL ROMANÍ; YEPES TEMIÑO, 2004).

Na área de estudo, os resultados apontados por este trabalho evidenciam que os relevos estudados são diretamente influenciados por estruturas geológicas geradas a partir da Orogênese Brasileira, como visto em zonas de cisalhamento, juntas, falhas e fraturas, as quais contribuem tanto para a individualização dos *inselbergs* e *nubbins* quanto para a estruturação das feições geomorfológicas. Soma-se a isso o papel da conjuntura regional da deformação brasileira e das litologias encaixantes, representadas pelo Grupo Ceará (ALMEIDA, 1995; ARAÚJO *et al.*, 2012; ARTHAUD; TORQUATO, 1989; ARTHAUD, 1986).

De acordo com Arthaud (2007), Almeida (1995) e Araújo (2014), o evento colisional brasileiro teve dois picos. O primeiro deles foi uma colisão frontal, com cavalgamento de *nappes*, compressão crustal instalada em torno de 650-610 Ma, tendo direção principal NW-SE (CABY; ARTHAUD, 1986). Rochas de ultra alta pressão são encontradas no Ceará e na África, mostrando a relevância dessa grande compressão crustal em torno de 615 Ma. Nessa etapa, foi impressa a foliação principal de direção NE-SW, presente em boa parte do embasamento do Domínio Ceará Central (AMARAL, 2010; ARAÚJO *et al.*, 2012; ARTHAUD, 2008).

Segundo a hipótese defendida por Araújo *et al.* (2012; 2014), a primeira colisão (Orógeno Gondwana Oeste – 620-600 Ma), envolveu os blocos Província Borborema Norte e Parnaíba (atualmente coberta pelos sedimentos molássicos paleozoicos da Bacia do Parnaíba) e o Cráton Oeste Africano. Esse orógeno é resultante do fechamento do Oceano Goiás-Pharusiano, que se estendia desde a parte central do Brasil até a Argélia. Essa área de intensa deformação, no Ceará, corresponde aos domínios Ceará Central, onde se encontra a área de estudos, e Médio Coreaú.

Já o segundo orógeno (Sergipano – 590-570 Ma) foi marcado pela colisão entre os blocos Pernambuco e Alagoas (PEAL) e o Cráton São Francisco, resultando no fechamento do Oceano Sergipe-Oubanguides; na continuidade, a rotação do maior encurtamento migrou de SW para NE, tendo como consequência a extrusão lateral da massa rochosa para NE. (ARAÚJO *et al.*, 2012; 2014). Foi nesse segundo episódio que houve a estruturação das grandes zonas de cisalhamento transcorrentes de tendência direcional NNE–SSW entre 590 e 530 Ma (NEVES *et al.*, 1995). Por estar datado de 580 Ma, o Batólito Monzonítico de Quixadá tem sua gênese atrelada à dinâmica das zonas de cisalhamento (NOGUEIRA, 2004).

De acordo com Almeida (1995), no segundo momento da colisão, houve uma mudança no eixo de encurtamento, rotacionando para E-W, forçando o movimento dextral na ZCSP, gerando fraturas extensionais por onde adentraram os magmas da Suíte Shoshonítica de Quixadá. Com a atuação contínua dessas cinemáticas, fraturas de extensão e granitização foram geradas, seguindo um padrão Riedel, bem como os diques tardios de granitos afaníticos com tendência E-W.

Lima (2016), estudando a borda da Bacia do Parnaíba, especificamente no trecho entre as cidades de Alegrete do Piauí e Patos do Piauí, evidencia que a bacia é truncada por veios de quartzo com tendência E-W, os quais originaram de uma tensão de encurtamento E-W/ENE e distensão N-S/NNW, concordantes com sistema de fraturas Riedel. Esse evento é cronologicamente correlato aos eventos de rifteamento do Cococi e do Jaibaras (520 Ma); no segundo caso, a Formação Parapuí, intrusão máfica com tendência E-W, é evidência no Médio Coreaú (PEDROSA Jr *et al.*, 2017).

Torquato *et al.* (1989) chamam atenção para o papel de estruturas deformacionais tardias dentro do batólito de Quixadá, que seriam as zonas de cisalhamento antitéticas (sistema Riedel), geralmente acompanhadas por *drag*, arrastos de foliação milonítica e pequenas falhas com rejeito centimétrico a decimétrico, os quais recortam e deformam a foliação principal (NE-SW) com direção NW-SE. Tais zonas de cisalhamento foram influenciadas pela atuação das grandes zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Quixeramobim (NE-SW).

O contexto geológico apresentado é refletido nos lineamentos estruturais dúcteis observados, visto que são parte das deformações que respondem topograficamente, por meio de cristas estruturais, vistas hoje na paisagem como afloramentos de estruturas geológicas brasileiras exumadas (MAIA; BEZERRA, 2014). Em ambas as escalas analisadas, os traços da extração de lineamentos dúcteis estão preponderantemente espacializados na direção NE,

apontando para o metamorfismo regional e para as grandes zonas de cisalhamento dúcteis brasileiras Senador Pompeu, Quixeramobim, Orós e Custódia (CASTRO *et al.*, 2002).

Uma vez que as litologias estavam consolidadas, os eventos geotectônicos posteriores às colisões brasileiras aproveitaram as fraquezas preexistentes da rocha, reativando-as em regime rúptil. Cavalcante (2006), utilizando a técnica de fissão de traços de apatita (AFTA), afirma que a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu foi reativada no Cretáceo, durante a abertura do Oceano Atlântico, e no cenozoico, por um evento magmático relacionado ao alçamento da Província Borborema (OLIVEIRA, 2008). Aqui no Ceará Central, tal magmatismo é representado pelo Vulcanismo Messejana. Ademais, as atividades neotectônicas geraram reativações recentes, decorrentes da compressão E-W promovida devido ao *drift* do Oceano Atlântico e o empurrão da colisão Andina (SAADI *et al.*, 1993).

Analisando os lineamentos rúpteis extraídos, as principais concentrações são das direções NE e NW, sendo os primeiros ligados às fraquezas da foliação metamórfica regional brasileira (ARAÚJO, 2014; ARTHAUD *et al.*, 2015), enquanto os segundos são aqui atribuídos às estruturas geradas nos eventos pós-brasileiros da formação dos riftes Cococi e Jaibaras (520 Ma).

Nos afloramentos dos relevos saprolíticos, *nubbins* e *inselbergs*, os lineamentos dúcteis (alinhamentos minerais, enclaves microgranulares máficos, zonas de cisalhamento e veios quartzofeldspáticos) mostram-se concordantes com as direções dos lineamentos dúcteis regionais com tendência NE. Contudo, também são presentes enclaves e diques de granitos tardios com eixo maior de tendência E-W, como também foi observado por Almeida (1995), decorrentes do  $\sigma_1$  (E-W) para o final do evento brasileiro (ALMEIDA, 1995; ARAÚJO *et al.*, 2012). Como tais fluidos foram intrudidos no final da fase dúctil, não assumiram a deformação NE imposta pela ZCSP.

Observando os lineamentos rúpteis dos pares de *inselbergs* e dos *nubbins*, é possível deduzir que sua origem está tanto em eventos tarditectônicos, quanto os pós-brasileiros, os cretáceos e os cenozoicos. Essas feições apresentam padrão concordante com os lineamentos rúpteis regionais, sendo preferencialmente orientadas a NE e NW, embora outros direcionamentos também sejam presentes.

Como já visto, as estruturas gravadas no granitoide são originadas desde o alojamento magmático (MIGÓN, 2006; VIDAL ROMANÍ; YEPES TEMIÑO, 2004). Interpretando esses aspectos para a área de estudos, tem-se que, quando o Granitoide Quixadá foi cristalizando, as estruturas geradas pela cinemática da movimentação das zonas de

cisalhamento eram dúcteis; contudo, dando sequência à cristalização do batólito, as feições passaram a ser dúctil-rúptil, sendo os veios e os diques exemplares bastante representativos.

Os veios quartzofeldspáticos preencheram estruturas deformacionais típicas dos ambientes dúctil-rúptil e rúptil-dúctil, sendo regidas pelo resfriamento do batólito e pelas tensões de encurtamento e movimentação dextral das zonas de cisalhamento de Senador Pompeu e Quixeramobim. As cinemáticas dessas estruturas sugerem um funcionamento de um par cisalhante em um sistema Riedel dextral com sentido de encurtamento E-W, o que pode ser percebido nos diques de granitos alinhados com tendência também E-W.

Com o resfriamento do Batólito de Quixadá, as estruturas geradas pela movimentação das zonas de cisalhamento que bordejam o batólito passaram a ser rúpteis, repercutindo no fraturamento litológico. Além disso, as descontinuidades brasileiras dúcteis foram reaproveitadas em eventos tectônicos posteriores.

Em escala regional, os dados de lineamentos rúpteis apontam para a influência do fraturamento na formação e na individualização de relevos como planícies, maciços, *inselbergs* e *nubbins*. Já os lineamentos estruturais dúcteis e as características herdadas do alojamento magmático podem influenciar na propagação do falhamento ou na dissolução dos setores mais propensos, condicionando a distribuição de microfeições, como caneluras, bacias de dissolução e *honeycombs*.

Feições de dissolução química, como caneluras e bacias de dissolução, foram trabalhadas por Maia *et al.* (2015) e Maia e Nascimento (2018) como sendo desenvolvidas a partir dos enclaves máficos (dioritos), uma vez que a concentração de minerais ferromagnesianos confere maior solubilidade e menor resistência ao ataque químico. Apesar de o presente trabalho encontrar evidências da interpretação apresentada, as descontinuidades entre os monzonitos e os outros litotipos encaixados são as maiores responsáveis por gerar fraquezas que serão consumidas pelo intemperismo.

Nos *inselbergs*, as zonas de cisalhamento exercem um papel fundamental na morfologia das microfeições, pois os enclaves máficos e os veios quartzofeldspáticos são influenciados por estruturas que estão posicionadas a NE-E e são controladas pela ZCSP.

As interpretações de feições geomorfológicas em campo indicam que, no passado, os relevos estudados passaram por uma etapa epigênica. A gênese dos relevos saprolíticos do nordeste setentrional do Brasil, segundo Maia *et al.* (2015; 2016), pode ser explicada pela junção de elementos litoestruturais (MAIA; BEZERRA, 2014) e variações climáticas, por meio de uma dinâmica de duplo estágio (TWIDALE, 2002; VITTE, 2005). Dessa forma, o aparecimento dos relevos saprolíticos, em superfície, está atrelado à mudança de clima úmido

para o clima seco, onde ocorrem processos morfodinâmicos característicos da pediplanação, com remoção de mantos intempéricos e afloramento do embasamento rochoso (MAIA; NASCIMENTO, 2018).

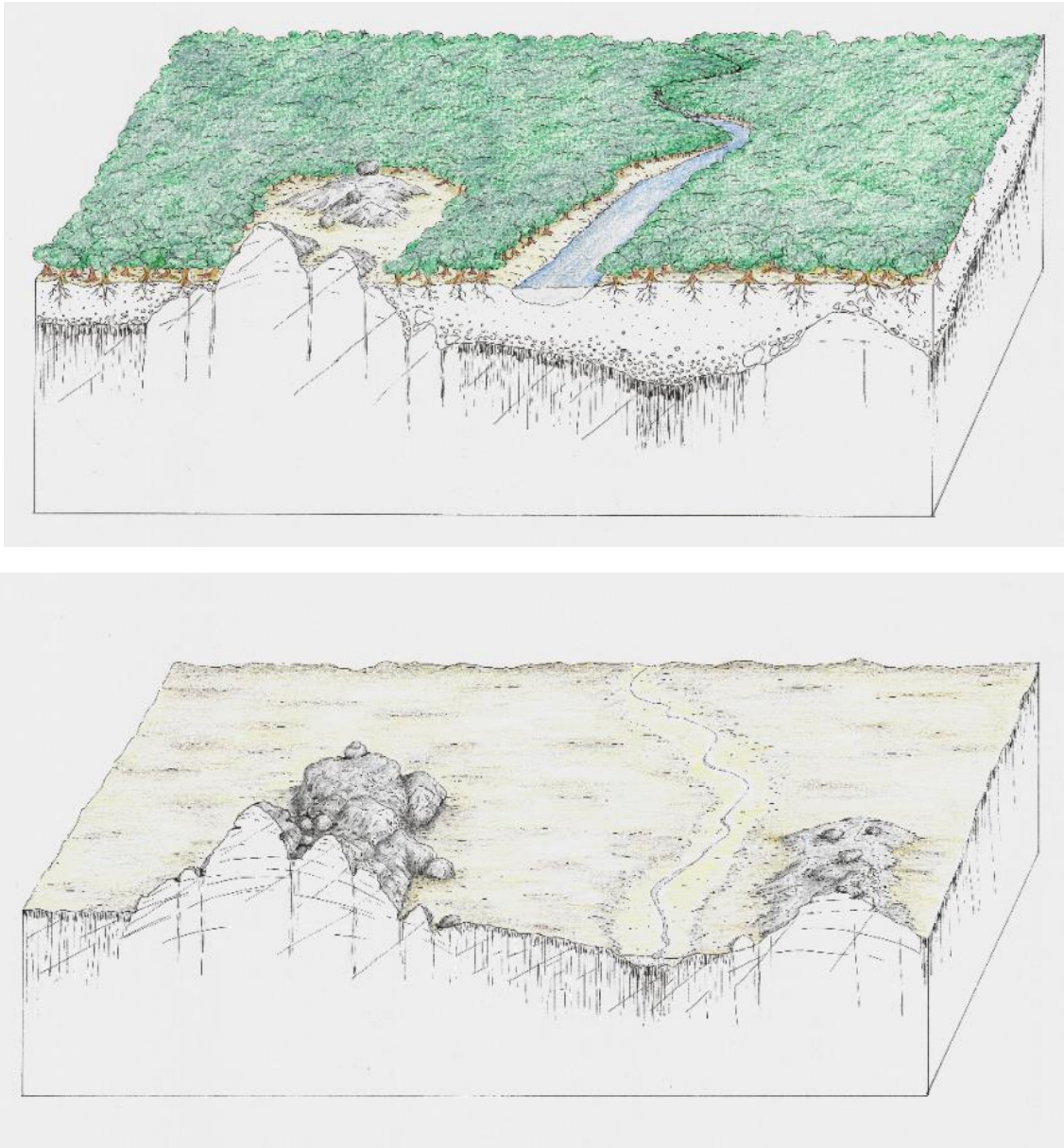
Segundo Santos e Salgado (2010), em uma análise sobre a aplicabilidade de modelos teóricos para explicação das superfícies aplainadas, utilizando um dos maiores campos de *inselbergs* do Brasil (Milagres-BA), apontam que “O Aplainamento Climático” (MILLOT, 1977; 1983) seria uma teoria viável. Segundo essa ideia, as mudanças climáticas, por meio do mecanismo de intemperismo diferencial e do duplo estágio, ao longo do tempo geológico, seriam responsáveis pela gênese de paisagens com superfícies aplainadas e *inselbergs*. Se Büdel interpretou a sazonalidade dos climas tropicais como crucial para o aplainamento dos terrenos, Millot percebeu que as variações climáticas no tempo geológico promoveriam o aplainamento dos terrenos em uma dinâmica de duplo estágio (SANTOS; SALGADO, 2010; TWIDALE, 2002).

A teoria apresentada encontra indícios geomorfológicos em várias localidades do nordeste setentrional brasileiro (MAIA *et al.*, 2016; MAIA; NASCIMENTO, 2018), como é o caso de coberturas lateríticas que resistem em cima de alguns maciços (Quincuncá, Portalegre e Martins). Em campo, feições de dissolução como *flared slope* sugerem um paleonível de erosão.

Os depósitos colúvio-eluviais encontrados em campo são interpretados como a cobertura epigênica que cobria os relevos saprolíticos aqui questionados. Essas coberturas sedimentares (Figura 11) estão espalhadas em grande parte do Domínio Ceará Central, hoje restando na paisagem em sutis altos topográficos. A Figura 42 representa o duplo estágio no qual os terrenos passaram.

Dada a recorrência desses depósitos, entende-se aqui que eles se apresentavam de forma mais contínua sobre o Ceará Central, ainda que em configurações paleogeográficas mais úmidas. Na área estudada, é especulado que os detritos se encontravam entre os maciços cristalinos metamórficos, que contornam a parte sul do Batólito de Quixadá, em forma de um anfiteatro erosional com abertura para NE; dessa forma, a cobertura sedimentar estaria também sobre os *inselbergs*. A diferença de altitude entre os relevos saprolíticos monzoníticos (nível de base do *nubbin* = 140 metros) e os depósitos colúvio-eluviais (cume do relevo = 171 metros) endossam a interpretação de que esses sedimentos testemunham a existência de um manto intempérico que cobria os terrenos analisados.

Figura 42 – Blocos-diagrama representando o duplo estágio a partir das concepções de Millot.



Fonte: Moura (2018).

Os *nubbins* A e B são aqui interpretados como uma das primeiras etapas de exumação de um *inselberg*. Se a denudação continua atuando na retirada do material intempérico, ela promoverá o rebaixamento da topografia; assim, os *nubbins* podem evoluir para *inselbergs*, pois os *boulders* que estão em processo de individualização sobre o domo podem rolar ladeira abaixo, revelando as vertentes mais íngremes na sequência evolutiva. Entre os *nubbins*, o afloramento A parece estar em estágio mais recente de exumação, visto que o domo onde os *boulders* estão por cima ainda está parcialmente coberto pelos sedimentos das planícies.

A configuração dos *inselbergs* estudados indicam que podem ter sido expostos à atmosfera há mais tempo que os *nubbins*, pois estão em níveis altimétricos mais altos. Além disso, a declividade da topografia condicionava o direcionamento da deposição de sedimentos, que outrora envolviam os *inselbergs*, a fim de que se desloquem e se depositem nas áreas rebaixadas do batólito, ao ponto de que todos os sedimentos que compõem o manto intempérico sejam removidos. Essa exumação ainda não aconteceu completamente, pois na parte mais a norte-noroeste do batólito (próximo à fazenda Não Me Deixes) existe uma grande mancha destes sedimentos (depósitos colúvio-eluviais), os quais hoje estão situados como sutis altos topográficos.

Corroborando com Vidal Romaní e Yepes Temiño (2004), a etapa epigênica, quando existe, é uma das últimas na formação dos relevos graníticos. Os relevos são formas latentes ou já impressas na trama das massas rochosas e foram “liberadas” pelo intemperismo. Nesse sentido, estruturas geradas por pressão litostática ou cisalhante (fraturamento) abrem caminho para o intemperismo.

Tomando como exemplo a Namíbia Central, Migoñ e Goudie (2000) concluíram que o controle litológico e estrutural governa as morfologias graníticas (como já havia dito Shelby, 1977), de forma que as influências climáticas atuais e paleoclimáticas não se sobrepõem ao arcabouço litoestrutural. Na área analisada pelos autores supracitados, ao longo dos últimos 80 milhões de anos, ou seja, desde o final do Cretáceo, não há evidências de climas mais úmidos que o semiárido (WARD *et al.*, 1983). Portanto, observa-se que as paisagens graníticas são primordialmente controladas por fatores litoestruturais, pois climas diferentes podem apresentar relevos similares; além disso, morfologias vizinhas desenvolvidas em granitoides de mesma litologia podem ser completamente (MIGOÑ, 2006).

Quanto à localização dos *inselbergs* de Quixadá e seu entorno, os dados apresentados por este trabalho mostram que o padrão de densidade do fraturamento controla a individualização dos relevos, tanto em escala regional quanto nas evidências de afloramento. Como já analisado em trabalhos anteriores, onde a densidade do fraturamento é maior, o terreno encontra-se mais rebaixado (TWIDALE, 1982; 2002; VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010).

No caso dos *nubbins* estudados, os *boulders* estão alinhados E-W (recorrente na área de estudo), enquanto o centro dos afloramentos possui morfologia abaulada, o que é coincidente com o que sugere o modelo de Twidale (1981), no qual as tensões regionais produziriam estruturas antiformais, gerando os *nubbins*. Esse condicionamento ao longo de zonas de fraqueza também pode ser visualizado no setor leste do *nubbin* B, onde há uma

vertente abrupta aparentemente regradada pelo fraturamento rúptil com tendência N-NE.

É essa combinação entre composição litológica e grau de fraturamento que irá reger a maior ou a menor suscetibilidade à erosão diferencial (MAIA; CASTRO, 2017), visto que a reologia do material rochoso controla a propagação das fraturas, possibilitando o acesso da água. Quanto maior for o contato a água com a rocha sã, mais intenso será o intemperismo e, conseqüentemente, maior será o rebaixamento da superfície topográfica e do *front* de erosão basal.

Apesar da existência de dois processos de desenvolvimento dos *inselbergs* na literatura, recuo lateral das escarpas e duplo estágio, os trabalhos de campo mostram uma variedade de evidências que corroboram com o segundo modelo. Os dados de fraturamento e as visitas nos afloramentos atestam que os *inselbergs* são blocos de rocha menos fraturado, os quais foram menos afetados pelo intemperismo. Embora o recuo das escarpas seja plausível para a evolução recente da área, ele parece ter ocorrido em menores proporções do que as anunciadas por King, como já atestado por Twidale (1998).

Analisando a área em escala regional, é notório que as drenagens do entorno do batólito de Quixadá convergem para o centro dele, uma vez que a topografia da área do plúton está mais rebaixada do que o conjunto de serras metamórficas que o bordejam. Tal fato é explicado, também, pela maior concentração de lineamentos rúpteis (falhas e diaclases) e pela composição química das rochas, pois o granitoide de Quixadá possui afinidade shoshonítica, indicando ser mais pobre em quartzo do que o entorno, enquanto é mais rico em álcalis, que são mais suscetíveis às intempéries da erosão química. Por outro lado, a Serra do Estevão (oeste do batólito) é sustentada por litologias ricas em quartzo, a serra do Macaco (leste do batólito) é dominada por migmatitos que apresentam porções com granitização e alguns *inselbergs* (nordeste do batólito) são sustentados por fácies graníticas do Complexo Cipó (rochas metamórficas do Paleoproterozoico).

Nesse sentido, nota-se que as formas de relevo maiores, como planícies, maciços, *inselbergs* e *nubbins*, são resultantes da densidade do fraturamento. As drenagens, importantes agentes de denudação, tendem a se encaixar nos setores mais propícios, erodindo tais áreas e individualizando aquelas que, por sua maior resistência, se comportam como altos topográficos e divisores de bacias.

O arcabouço geotectônico que originou e/ou reativou os sistemas de fraturas (falhas e juntas) vigentes na área correspondem aos eventos de tensão (direção de encurtamento) com *trend* E-W relacionados à abertura do rifte do Jaibaras e à Bacia do Cococi, à abertura do Oceano Atlântico, durante a divisão do megacontinente Pangeia, e ao

magmatismo cenozoico. Embora não tenham sido identificadas estruturas indicadoras de neotectônica, o modelo proposto por Twidale (1981) afirma que pode ser possível perceber os efeitos estruturais pretéritos no presente, por meio de estruturas antiformais que podem governar o desenvolvimento dos *nubbins*.

As direções preferenciais dos lineamentos rúpteis regionais são NE e NW, coincidindo com as direções dos lineamentos estruturais rúpteis extraídas nos *inselbergs* e nos *nubbins*, embora os afloramentos também possuam componentes N-S e E-W. Já os lineamentos estruturais dúcteis mapeados em escala regional (traços referentes à foliação metamórfica) estão espacializados preferencialmente a NE, os quais estão expressos na paisagem e denunciam um controle estrutural sobre o relevo da área. Observando esses tipos de feições em escala de afloramento, como os enclaves máficos, existe uma relativa correspondência com o regional, visto que se apresentam aproximadamente entre  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ E. Essa é, também, a direção preferencial das zonas de cisalhamento encontradas nos quatro relevos analisados.

Para os veios quartzofeldspáticos e os diques de granitos tardios, no *nubbin A*, a distribuição nas tendências  $N0^{\circ}$ - $30^{\circ}$ E,  $N50^{\circ}$ - $N60^{\circ}$  e  $N80^{\circ}$ - $90^{\circ}$ W atestam uma correspondência com o regional, assim como no *nubbin B*, embora a direção principal mude para  $N20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ E. Tais alterações podem estar relacionadas com as mudanças no campo de tensões durante o Brasiliano, os quais possibilitaram o fraturamento e a conseqüente ascensão e resfriamento de fluidos. Essas oscilações no *trend* também são percebidas nos *inselbergs* estudados, onde os veios quartzofeldspáticos e os diques de granitos tardios estão orientados entre  $N60^{\circ}$ - $80^{\circ}$ E. A direção e a densidade dessas estruturas é crucial para o desenvolvimento de caneluras, bacias de dissolução, *honeycombs* e *taffoni* de colapso, seja por influência da dissolução, seja pelo fraturamento.

Portanto, os dados obtidos por este trabalho mostram como os diferentes tipos de discontinuidades, independentemente do tipo de escala analisada, podem ser importantes pontos de partida para o intemperismo, resultando na configuração das macro e microfeições de relevo. Nota-se, nesse sentido, que formas graníticas carregam consigo as heranças pretéritas na conformação atual; sendo assim, embora o clima seja um agente ativo na evolução da paisagem, sua atuação é influenciada diretamente pela conjuntura litoestrutural, combinada com o contexto tectônico de originação dessas litologias e estruturas.

## 4 CONCLUSÃO

O presente trabalho teve como objetivo analisar a evolução geomorfológica dos relevos graníticos saprolíticos presentes no Batólito Monzonítico de Quixadá. Para tanto, foi necessário compreender como as estruturas geológicas regionais influenciam na configuração do anfiteatro erosional, onde o batólito está localizado, entre os maciços metamórficos, bem como no delineado de feições geomorfológicas presentes nos *nubbins* e nos *inselbergs* estudados.

Devido ao condicionamento litoestrutural, o Batólito Monzonítico de Quixadá está topograficamente mais baixo que as rochas metamórficas encaixantes. Os fatores atribuídos para esta configuração foram a composição química, a reologia, as concentrações de estruturas (lineamentos) dúcteis e rúpteis e a concentração de diaclases nos granitos com padrões próximos a ortogonais. Todas essas características indicam o grau de suscetibilidade ao intemperismo das rochas.

Se, por um lado, a trama litoestrutural condiciona os relevos do anfiteatro erosional do Batólito de Quixadá, gerando relevos como planícies, maciços, *inselbergs* e *nubbins*, por outro, macro e microfieções, como *boulders*, caneluras, bacias de dissolução, *taffoni*, *honeycombs* e marmitas, são fruto da intemperização em relevos graníticos controlados por estruturas. O desenvolvimento do batólito e seu entorno, bem como dos *nubbins* e *inselbergs*, depende das direções e das concentrações de lineamentos dúcteis (foliação metamórfica, alinhamento mineral, enclaves microgranulares, veios quartzofeldspáticos, diques de granitos tardios finos e zonas de cisalhamento) e rúpteis (falhas, juntas e diaclases), aproveitando as fraquezas preexistentes da rocha.

As concentrações de feições estruturais dúcteis e rúpteis presentes nos granitos conferiram menor resistência litológica à área, resultando na conformação das superfícies aplainadas. Nos terrenos do batólito, as estruturas estão ligadas com a intrusão do granitoide (580 Ma) até sua cristalização. Já nos setores circunjacentes, dominados pelos litotipos metamórficos, os lineamentos dúcteis resultam da foliação metamórfica regional, atribuída ao ápice da Orogenia Brasileira (630-615 Ma). As estruturas presentes estão geneticamente relacionadas com a movimentação das zonas de cisalhamento Senador Pompeu, Quixeramobim, Custódia e outras indiscriminadas, todas de mesma tendência, dextrais à NE.

As estruturas rúpteis (falhas e juntas) marcadas como lineamentos estruturais rúpteis estão atribuídas a deformações posteriores à cristalização, as quais aproveitaram as fraquezas preexistentes da rocha, e foram reativadas durante a formação das bacias do

Jaibaras e Cococi (520 Ma), a separação do Pangea (Cretáceo) e o Vulcanismo Messejana (cenozoico). Todos esses eventos geotectônicos citados foram estruturados com  $\sigma_1$  espacializado no que é hoje a direção E-W, a qual continua sendo a atual direção da compressão. O arcabouço das direções das tensões litostáticas da área do Batólito de Quixadá, apresentadas anteriormente, viabiliza o modelo a partir do duplo estágio, em que estruturas antiformais controlam o desenvolvimento de *inselbergs*, *nubbins* e *boulders*.

## REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. Gênese das vertentes pendentes em *inselbergs* do nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, v.14, p. 6-8, 1969.
- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar. **Boletim Paranaense de Geografia**, [S.I.], n. 4-5, p. 94-110, 1961.
- ALMEIDA, A. R.; VASCONCELOS, S. M. S.; HOLANDA, J. L. R.; SILVA JUNIOR, J. N. da. **Mapa geológico da Folha Quixeramobim SB.24-V-D-III**. Escala 1:100.000. UFC/CPRM, 2008.
- ALMEIDA, A.R.; ULBRICH, H. H. G. J.; MCREATH, I. O Batólito Quixadá – Petrologia e Geoquímica. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 12, p. 29-52, 1999.
- ALMEIDA, A. R. **Petrologia e aspectos tectônicos do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim - CE**. 279 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- ALMEIDA, F. F. M; BRITO NEVES, B. B; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, [S.I.], v. 50, n. 1-2, p 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, [S.I.], v.17, n. 1-2, p 1-29, 1981.
- AMARAL, W. S. **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema**. 256 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.
- ARAÚJO, C. E. G. **Evolução Tectônica da margem ativa neoproterozoica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil)**. 243 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; SANTOS, T. J. S.; CABY, R.; ARMSTRONG, R. The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central Domain, NE Brazil: depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], v. 58, p. 223-237, 2015.
- ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. 170 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.14, n. 1, p. 61-75, 2001.
- BEZERRA, F H R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, [S.I.], v.28, n. 7, p. 591-594, 2000.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. dos. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 1994.

BÜDEL, J. **Climatic geomorphologie**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982.

BÜDEL, J. Pedimente, rumpfflächen und rückland-steilhänge. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 14, n. 1, p. 1-57, 1970.

BÜDEL, J. Die "doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 1, n. 2, p. 201-228, 1957.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. Nova Jersey: Princeton University Press, 1982.

CABY, R.; ARTHAUD, M. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Northeast Brazil. **Geology**, [S.I.], v. 14, p. 871-874, 1986.

CABY, R.; ARTHAUD, M. H.; ARCHANJO, C. J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], v. 8, n. 3-4, p. 235-246, 1995.

CAVALCANTE J.C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. F.; PAIVA, I. G. **Mapa Geológico do Estado do Ceará. Escala 1:500.000**. Fortaleza: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003.

CLAUDINO-SALES, V. C. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Revista Caminhos de Geografia**, Uberlândia. v. 8, n. 20, p. 1-2, 2007.

DE CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R.; SOUSA, M. O. L.; FUCK, R. A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, [S.I.], v. 54, p. 29-42, 2012.

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; ARAÚJO, C. E. G.; FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 43, n. 3, p. 583-597, 2013.

COSTA, F. G. da. **Quixadá. Folha SB.24-V-B-VI**. Estado do Ceará, Carta geológica. Fortaleza: CPRM, 2013. 1 mapa colorido, 91,04 x 65,79 cm. Escala 1:100.000.

COELHO NETTO, A. L. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. **Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria**, [S.I.], v. 3, p. 21-48, 1997.

FALCONER, J. D. **The Geology and Geography of Northern Nigeria**. Londres: Macmillan, 1911.

FETTER, A. H. VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ARTHAUD, M. H. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent “Atlantica”. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 102-106, 2000.

FETTE R A.H.; SANTOS, T.J.S.; VAN SCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, 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**, [S.I.], v. 6, n. 2, p. 265-273, 2003.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. 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**, Presidente Prudente, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. **Geomorfología**. Madrid: Pearson/Prentice Hall, 2008.

GOUDIE, A. S. (org.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Nova York: Routledge, 2004.

KESEL, R. H. Inselberg Landform elements: definition and synthesis. **Revue de Géomorphologie Dynamique**, [S.I.], v. 22, p. 87-108, 1973.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p.147-265, 1956a.

KING, L. C. Drakensberg Scarp of South Africa: a clarification. **Bulletin of the Geological Society of America**, Colorado, v. 67, p. 121-122, 1956b.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, Washington DC, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

KING, L. C. A theory of bornhardts. **Geographical Journal**, [S.I.], v. 112, p. 83-87, 1949.

LINTON, D. L. The problem of tors. **Geographical Journal**, [S.I.], v. 121, p. 470-487, 1955.

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.; CASTRO, H. S. Erosão diferencial e propriedades geomorfológicas das rochas – exemplos do NE brasileiro. **Revista de Geociências do Nordeste**, [S.I.], v. 3, n. 1, p. 1-15, 2017.

MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins – NE do Brasil: inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, n. 2, p.274-285, 2016.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. do; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, H. S. de; MEIRELES, A. J. de A.; ROTHIS, L. M. Geomorfologia do campo de inselbergues de

Quixadá, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 16, n. 2, p. 239-253, 2015.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural: Nordeste Brasileiro**. Fortaleza: UFC, 2014.

MIGÓN, P. Are any granite landscapes distinctive of the humid tropics? Reconsidering multiconvex topographies. **Singapore Journal of Tropical Geography**, [S.I.], v. 30, n. 3, p. 327-342, 2009.

MIGÓN, P. **Granite Landscapes of the World**. Nova York: Oxford University Press, 2006.

MIGÓN, P. Inselberg. *In*: GOUDIE, A. (org.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Londres: Taylor & Francis, 2006b. p. 564-566.

MIGÓN, P.; GOUDIE, A. Granite landforms of the Central Namib. **Acta Universitatis Carolinae 2000 Geographica**, [S.I.], v. 35, p. 17-38, 2003.

MILLOT, G. Géochemie de la surface et formes du relief. **Société Géologie Bulletin**, Paris, v. 30, n. 4, p. 229-233, 1977.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. *In*: **International Seminar on Lateritisation Processes**, 2., 1982, São Paulo. Anais. Organização e edição de A. J. Melfi e A. Carvalho. São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.

NOGUEIRA, J. F. **Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu - Ceará Central**. 140 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

OLLIER, C. D. Some features of granite weathering in Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 9, p. 285-304, 1965.

OLLIER, C. D. **Weathering**. Londres: Longman, 1984.

OLIVEIRA, R. G. de. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 400 p. Tese (Doutorado) – Curso de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

PALHETA, E. S. M. **Itapiúna. Folha SB.24-X-A-IV**. Estado do Ceará, Carta geológica. Fortaleza: CPRM, 2013. 1 mapa colorido, 91,04 x 65,79 cm. Escala 1:100.000.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. C.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. Low post Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, [S.I.], v. 62, n. 1-2, p. 39-60, 2008.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. C. Reconstruindo a evolução morfotectônica da margem passiva do Nordeste brasileiro. *In: SILVA, J. B.; LIMA, L. C.; ELIAS, D. (orgs.). **Panorama da Geografia Brasileira***. 1 ed. São Paulo: AnnaBlume, 2006. p. 47-99.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Mapa morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba. *In: BRASIL. **Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará***. Escala: 1:500.000. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil, 2003.

PINÉO, T. R. G. **Banabuiú. Folha SB.24-X-C-I**. Estado do Ceará, Carta geológica. Fortaleza: CPRM, 2014. 1 mapa colorido, 93 x 65 cm. Escala 1:100.000.

PBMC. **Base científica das mudanças climáticas**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014.

RÖMER, W. The distribution of inselbergs and their relationship to geomorphological, structural and lithological controls in Southern Zimbabwe. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 72, n. 1-4, p. 156-176, 2005.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R.; GÓES, A. M.; BRITO NEVES, B. B. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. **Sedimentary Geology**, [S.I.], v. 235, n. 3-4, p. 172-187, 2011.

SANTOS, J. M. dos; SALGADO, A. A. R. Gênese da superfície erosiva em ambiente semiárido – Milagres/BA: considerações preliminares. **Revista de Geografia**, Recife, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, 2010.

SOUZA, M. J. N. Contribuição ao estudo das unidades morfoestruturais do estado do Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v.1, p. 73-91, 1988.

SELBY, M. J. Form and origin of some bornhardts of the Namib Desert. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 26, p. 1-15, 1982.

SELBY, M. J. Bornhardts of the Namib Desert. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 21, p. 1-13, 1977.

THOMAS, M. **Geomorphology in the tropics. A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes**. Chichester: John Wiley and Sons Ltd, 1994.

THOMAS, M. F. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 33, n. 3, p. 129-142, 1989.

THOMAS, M. F. The study of inselbergs. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 31, p. 1-41, 1978.

THOMAS, M. F. Some aspects of the geomorphology of domes and tors in Nigeria. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 9, p. 63-81, 1965.

TORQUATO, J. R. F.; ALMEIDA, A. R.; SIDRIM, A. C. G.; MARANHÃO, C. M. L.; PARENTE, C. V.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ANDRADE FILHO, J. F.; SOUZA, J. V.; NOGUEIRA DE SOUZA, M. J.; ARTHAUD, M. H. Granitoides do Ceará: região de Quixadá-Solonópole. **Revista de Geologia da UFC**, Fortaleza, v. 2, p. 1-2, 1989.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: SUPREN, 1977.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana, Pan African-Brasiliano aggregation of South America and Africa**. Rotterdam: CRC Press, 1994.

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

TWIDALE C. R.; VIDAL ROMANÍ, J. R. **Landforms and Geology of Granite Terrains**. Rotterdam: CRC Press, 2005.

TWIDALE, C. R. The two-stage concept landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth-Science Reviews**, [S.I.], v. 57. p. 25-42, 2002.

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

TWIDALE, C. R. King of the plains: Lester King's contributions to geomorphology. **Geomorphology**, Amsterdam, v.5, n. 6, p. 491-509, 1992.

TWIDALE, C. R. Granitic inselbergs: domed, block-strewn and castellated. **The Geographical Journal**, [S.I.], v. 147, n. 1, p. 54-71, 1981.

TWIDALE, C. R. On the origin of Ayers Rock, Central Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v.31, p.177-206, 1978.

TWIDALE, C. R. **Structural Landforms**. Canberra: Australian National University Press, 1971.

TWIDALE, C. R. Inselbergs *In*: JENNINGS, J.N.; MABBUTT, J. A. (eds.) **Encyclopedia of Geomorphology**. Nova York: Reinhold, 1968. p. 556-559.

TWIDALE, C. R. A contribution to the general theory of domed inselbergs. **Transactions of the Institute of British Geographers**, [S.I.], n. 34, p. 91-113, 1964.

TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Bornhardts. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 31, p. 111-137, 1978.

TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANÍ, J. R.; CAMPBELL, E. M.; CENTENO, J. D. Sheet fractures: response to erosional offloading or to tectonic stress? **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 106, p. 1-24, 1996.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S. P.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M. H.; AMARO, V. E. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], v. 8, n. 3-4, p. 247-266, 1995.

VIDAL ROMANÍ, J. R.; TWIDALE, C. R. Structural or climatic control in granite landforms? The development of sheet structure, foliation, boudinage, and related features. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, Coruña, v. 35, p. 189-208, 2010.

VIDAL ROMANÍ, J. R. Forms and structural fabric in granite rocks. **Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe**, Coruña, v. 33, p. 175-198, 2008.

VIDAL ROMANÍ, J. R.; YEPES TEMIÑO, J. Historia de la morfogénesis granítica. **Caderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe**, Coruña, v. 29, p. 331-360, 2004.

VIDAL ROMANÍ, J. R.; TWIDALE, C. R. **Formas y paisajes graníticos**. Coruña, Universidade da Coruña, 1998.

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.

WAYLAND, E. J. Peneplains and some other erosional platforms. **Annual Report Bulletin**, Protectorate of Uganda, Geological Survey, Department of Mines, p. 77-79, 1933.