



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

GERLIANE KELLY DE SOUSA COELHO

**INVERSÃO DE RELEVO NOS MACIÇOS DE PORTALEGRE E MARTINS - NE DO
BRASIL: CONTROLE MORFOTECTÔNICO E EROSÃO DIFERENCIAL COMO
PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA**

FORTALEZA

2022

GERLIANE KELLY DE SOUSA COELHO

INVERSÃO DE RELEVO NOS MACIÇOS DE PORTALEGRE E MARTINS-NE DO
BRASIL: CONTROLE MORFOTECTÔNICO E EROÇÃO DIFERENCIAL COMO
PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

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

Orientador: Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia.

FORTALEZA

2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- C616i Coelho, Gerliane Kelly de Sousa.
Inversão de relevo nos maciços de Portalegre e Martins - NE do Brasil : controle morfotectônico e erosão diferencial como proposta de evolução geomorfológica / Gerliane Kelly de Sousa Coelho. – 2022.
61 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2022.
Orientação: Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia.
1. Inversão de relevo. 2. Portalegre e Martins. 3. Erosão diferencial. I. Título.

CDD 910

GERLIANE KELLY DE SOUSA COELHO

INVERSÃO DE RELEVO NOS MACIÇOS DE PORTALEGRE E MARTINS-NE DO
BRASIL: CONTROLE MORFOTECTÔNICO E EROSÃO DIFERENCIAL COMO
PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em geografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestra em geografia. Área de concentração: dinâmica territorial e ambiental.

Aprovada em: 30/06/2022.

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dra. Vanda Claudino Sales
Universidade Federal do Ceará (UVA)

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

Dedico a,
Aline, Valdênio e Daninha

AGRADECIMENTOS

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

Ao Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia, pela excelente orientação e paciência durante esses anos.

Aos professores participantes da Banca examinadora Profa. Dra. Vanda Claudino Sales e Prof. Dr. Frederico de Holanda Bastos, pelo tempo disponibilizado e pelas valiosas colaborações e sugestões.

Ao meu colega de mestrado Tiago, pelas reflexões, apoio e amizade em todos esses anos.

Aos meus pais e irmã, pela confiança e pelas condições estruturais para chegar até aqui. O apoio de vocês mudou o curso da minha história. Espero um dia orgulha-los ainda mais. A Vitória, pelo apoio psicológico nos meus piores momentos, sem ela eu não teria terminado a qualificação, e, por conseguinte, apresentar a dissertação. Além de Bárbara e Shiro, por darem sentido a minha vida simplesmente existindo. Vocês são as minhas pessoas favoritas no mundo. Vocês são minha família.

A Aline, Valdênio e Daninha, que partiram cedo demais. Vocês três levaram um pouco de mim, nada mais justo, do que eu deixar um pouco de vocês aqui. Para além das minhas memórias, agora vocês estão eternizados em obra.

Agradeço ainda a Deus, mesmo não sendo uma pessoa tão religiosa. Agradeço, pois, se cheguei até aqui, alguma força maior me guiou. A Pandemia transformou meus sonhos em pesadelos. Minhas aspirações para o futuro, em medo. Minha dissertação, em uma sensação de travamento, como se nada de bom pudesse sair dali. A COVID19 não levou somente vidas, mas também a saúde mental de muitos. Encerrando esse ciclo, eu espero também dar adeus a essa fase tão dolorosa de lembrar. Que a finalização desse trabalho também seja um motivo de esperança por dias melhores, para todos.

Por fim, agradeço a mim mesma por não ter desistido.

RESUMO

A inversão de relevo corresponde ao alçamento de uma determinada superfície, como antigas áreas agradacionais a cotas elevadas, seja pela influência da tectônica ou/e pela ação da erosão diferencial. A presença de rochas sedimentares preservadas sobre altos topográficos, podem se caracterizar como importantes indicadores de processos de inversão do relevo, uma vez que faziam parte de um antigo nível de base deposicional. Remanescentes expressivos de rocha arenítica, denominada como Formação Serra do Martins, são encontradas no Nordeste Setentrional brasileiro, nos maciços de Portalegre e Martins. A unidade sedimentar, datada do Cenozóico, possui origem continental e situa-se entre cotas que variam de 650m e 700m de altitude, funcionando como uma espécie de manto protetor para preservação do relevo. Os sistemas deposicionais da FSM já são bem conhecidos, mas sua cronologia ainda é fruto de discussões que embasam diferentes modelos de evolução geomorfológica. O trabalho, busca analisar os diferentes aspectos da evolução geológica e geomorfológica dos maciços, e, para isso, foi necessário a correlação entre dados cartográficos, altimétricos e estruturais com dados bibliográficos e trabalho de campo. Os processos de inversão topográfica, dissecação e orientação do relevo, foi condicionado a partir de dois elementos principais, o controle exercido pela erosão diferencial do embasamento, enfatizando o duplo fator de resistência aferido pelos arenitos da FSM e os granitóides das suítes Itaporanga e Poço da Cruz, e, a tectônica sin e pós-rifte, considerando a influência da Zona de Cisalhamento Portalegre, além de trabalhar a influência da bacia potiguar e o maciço do pereiro no processo de inversão topográfica. Por meio de trabalho de campo, foi analisado os comportamentos erosivos das vertentes. Aquelas recobertas pelos arenitos da FSM, possuíam escarpas com características côncavas, em processo de retração lateral (backwearing), devido ação protetora da duricrosta laterítica. As escarpas com o granito exposto possuem uma tendência convexa. Verificou-se dissecação acentuada na parte meridional do maciço de Martins, devido a exposição do front de alteração, deixando a cimeira cristalina mais frágil a ação dos processos intempéricos/erosivos. Desse modo, os resultados dessa pesquisa se apresentam como uma contribuição ao entendimento dos processos de evolução geomorfológica dos maciços de Portalegre e Martins.

Palavras-chave: inversão de relevo; Portalegre e Martins; erosão diferencial; morfotectônica.

ABSTRACT

Relief inversion corresponds to the elevation of a given surface, such as old agraational areas to high elevations, either by the influence of tectonics or/and by the action of differential erosion. The presence of sedimentary rocks preserved on high structures can be characterized as important indicators of relief inversion processes, since they were part of an old depositional base level. Expressive remains of sandstone rock, known as the Serra do Martins Formation, are found in the Northeastern region of Brazil, in the Martins and Portalegre massifs. The sedimentary unit, dating from the Cenozoic, has continental origin and is located between altitudes that vary from 650 to 700m in altitude, functioning as a kind of protective mantle, preserving the geomorphology of the current relief. The FSM depositional systems are already well known, but their chronology is still the result of discussions that support different models of geomorphological evolution. The present work seeks to analyze the different aspects of geological and geomorphological evolution, as it contributes to the alteration of base levels, of erosion leading to dissection. For this, it was necessary to correlate cartographic, altimetric and structural data with bibliographic data and fieldwork. The processes of topographic inversion and dissection and relief orientation were conditioned from two main elements, the control exerted by the differential erosion of the basement, emphasizing the double resistance factor measured by the FSM sandstones and the granites of the Itaporanga and Poço da Cruz, and the syn and post-rift tectonics, considering the influence of the Portalegre Shear Zone, in addition to working on the influence of the Potiguar basin and the Pereiro massif in the topographic inversion process. Through fieldwork, the erosive behavior of the slopes was analyzed. Those covered by FSM sandstones had escapes with concave characteristics, in a process of lateral retraction (backwearing), due to the protective action of the lateritic duricrust. The escarpments with exposed granite have a convex tendency. There was marked dissection in the southern part of the Martins massif, due to the exposure of the alteration front, leaving the crystalline summit more fragile to the action of erosive/weathering processes. Thus, the results of this research are presented as a contribution to the understanding of the processes of geomorphological evolution of the Portalegre and Martins massifs.

Keywords: relief inversion; Portalegre and Martins; differential erosion; morphotectonics.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	– Área de estudo inserida na porção setentrional da Província Borborema.....	17
Figura 2	– Mapa das unidades litoestatigráficas da área de estudo.....	20
Figura 3	– Presença de rochas graníticas (granitóides indiscriminados).....	22
Figura 4	– Ortognaisses provenientes da Suíte Poço da Cruz.....	25
Figura 5	– Arenitos da Formação Serra do Martins.....	29
Figura 6	– Mapa de elevação do terreno (considerando curvas de nível).....	31
Figura 7	– Localização geográfica dos pontos visitados em campo.....	33
Figura 8	– Mapa para delimitação das vertentes dos maciços.....	35
Figura 9	– Perfil topográfico do “ponto1”, localizado ao Sul do maciço de Portalegre.....	36
Figura 10	– Primeiro ponto de análise, localizado ao Sul do Maciço de Portalegre.....	37
Figura 11	– Encosta com capeamento laterítico da FSM (escarpa côncava).....	37
Figura 12	– Padrão de comportamento erosivo das escarpas capeadas pela FSM.....	38
Figura 13	– Leito de rio do “ponto 3”, localizado ao norte do maciço de Martins.....	39
Figura 14	– Perfil topográfico do ponto 1, localizado ao Norte do maciço de Martins.....	40
Figura 15	– Ponto 4, localizado na porção norte do maciço de Martins.....	41
Figura 16	– Área do maciço sem cobertura da duricrosta laterítica da FSM.....	42
Figura 17	– Escarpa granítica com declive acentuado.....	43
Figura 18	– Ponto 2, localizado ao sul do maciço de Martins (escarpa granítica).....	44
Figura 19	– Perfil topográfico do ponto 2 ao ponto 3, no maciço de Martins.....	44
Figura 20	– Dissecação presente nos maciços de Portalegre e Martins.....	45
Figura 21	– Mapa de lineamentos dos maciços de Portalegre e Martins.....	46
Figura 22	– Perfil topográfico dos maciços de direção NW-SE.....	48
Figura 23	– Perfil topográfico dos maciços de Portalegre e Martins, direção S-N.....	48

Figura 24 – Perfil topográfico (ponto 1) nas direções NE-SW e NW-SE.....	49
Figura 25 – Localização do Maciço do Pereiro e Bacia Potiguar.....	50
Figura 26 – Síntese evolutiva dos maciços de Portalegre e Martins.....	53
Figura 27 – Modelo evolutivos para os maciços de Portalegre e Martins.....	54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Tipologia climática dos municípios de Martins e Portalegte, segundo a classificação de Thornthwaite e Mather (1995).....	18
Tabela 2 – Unidades litoestatigráficas presentes na área de estudo.....	21
Tabela 3 – Localização dos pontos visitados no trabalho de campo.....	33

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

MDE	Modelo Digital de Elevação
MP	Maciço do Pereiro
PPGG	Programa de Pós-Graduação em Geografia
SIRGAS	Sistema de Referencia Geocêntrico para as Américas
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
ZCP	Zona de Cisalhamento Portalegre

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA E CARACTERIZAÇÃO	16
2.1	Caracterização geoambiental	18
<i>2.1.1</i>	<i>Contexto geológico</i>	20
<i>2.1.1.1</i>	<i>Suítes intrusivas</i>	23
<i>2.1.2</i>	<i>Formação Serra do Martins</i>	25
<i>2.1.2.1</i>	<i>Origem e caracterização</i>	26
<i>2.1.2.2</i>	<i>Duricrosta laterítica</i>	27
<i>2.1.3</i>	<i>Contexto geomorfológico</i>	30
3	MÉTODOS	31
4	RESULTADOS	34
4.1	Comportamento erosivo das vertentes	34
<i>4.1.1</i>	<i>Vertentes: sustentadas pela FSM</i>	35
<i>4.1.2</i>	<i>Vertentes graníticas</i>	41
5	DISCUSSÃO	45
5.1	Morfotectônica	46
5.2	Erosão diferencial e resistência litológica	51
6	CONCLUSÃO	55
	REFERÊNCIAS	57

1 INTRODUÇÃO

Os estudos geomorfológicos, independentemente do nível de escala, contribuem para explicar a dinamicidade dos processos evolutivos da paisagem, a partir da análise do relevo e de seus eventos de formação e transformação. Em termos genéticos, No Nordeste do Brasil, a estruturação da Província Borborema se inicia a partir da orogênese Brasileira no Neoproterozóico (BRITO NEVES, 1999) e na Tectônica Cretácea que culminou com a separação do megacontinente Pangea (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2003).

No Brasil, as estruturas geológicas apresentam marcas dos quatro episódios de aglutinação e dispersão continental. Tais eventos influenciam e influenciaram as formações de relevo do segmento setentrional do Nordeste brasileiro, particularmente no Estado do Ceará e às áreas adjacentes, como Piauí, Rio Grande do Norte e Paraíba (BRITO NEVES, 1999; CALUDINO SALES, 2016).

O Nordeste brasileiro teve como principal forma de modelação do relevo atual, os processos denudacionais ocorridos longo do Cenozóico (65,5 Ma até os dias atuais) (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004; MAIA e BEZERRA, 2014). Neste período, os eventos erosivos continentais foram responsáveis pela diferenciação entre as formas de relevo e complexidade geomorfológica, expressa em superfície, dos condicionantes estruturais responsáveis pela atual morfologia da Província Borborema (MAIA e BEZERRA, 2014). Ressalta-se, porém, que tais processos denudacionais ocorram e ocorre em terrenos com características diferentes (idades, litologias, graus de deformação e metamorfismo), assim, as formas de relevo que residem pela erosão diferencial sobre estruturas deformacionais, constituem a expressão geomorfológica de superfície de processos associados à deformação crustal ao metamorfismo, ao plutonismo e à neotectônica (DINIZ *et al.*, 2017).

A parte setentrional do Nordeste brasileiro é caracterizada por terrenos de idade Arqueana (3,85 - 2,5 bilhões de anos) e Proterozóico (2,5 bilhões de anos – 542 Ma), agrupando litologias metamórficas e ígneas, separados por falhas e lineamentos de direção predominante NE-SW e E-W. O caráter granítico dos corpos intrusivos da Província Borborema geralmente sustenta relevos residuais, expostos pela denudação diferencial de antigas áreas orogênicas e posteriormente retrabalhados por processos erosivos de distintos sistemas morfogenéticos ao longo do Cenozóico (65,5 Ma até os dias atuais) (CORRÊA *et al.*, 2010). Em meio aos característicos relevos em cristas esculpidos em litotipos metamórficos e às feições típicas dos granitoides brasileiros, um conjunto de maciços de topo plano se destaca na paisagem (OLIVEIRA *et al.*, 2018).

A presença de rochas sedimentares sobre relevos de elevada altitude, pode ser considerado um importante indicador de inversão de relevo, uma vez que constitui um antigo nível de base deposicional. No entanto, a inversão de relevo ocorre quando há uma elevação de determinada superfície pela tectônica ou pela erosão diferencial. Nesse processo, antigas áreas agradacionais podem ser alçadas a cotas elevadas, transformando relevos rebaixados em altos topográficos (MAIA *et al.*, 2016).

A porção setentrional da Província Borborema, possui alguns exemplos de formas cristalinas recobertas por camadas laterítica (GURGEL, 2013; MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016; CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018), atestando tais coberturas como um fator de resistência litológica para preservação dos maciços cristalinos. Esses maciços, na forma de platôs, constituem heranças de um antigo capeamento contínuo e parcialmente dissecado, restando apenas alguns testemunhos residuais desconexos na paisagem (MAIA *et al.*, 2016), como o maciço de Quincuncá (CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018), Pereiro (GURGEL, 2012), e os maciços de Portalegre e Martins, objetos do presente estudo. Ambos os maciços são parcialmente recobertos por rochas sedimentares Cenozóicas, que lhes confere a característica de um relevo com topo plano bordejado por escarpas (MAIA e BEZERRA, 2014).

As lateritas que recobrem os maciços, podem ser consideradas como depósitos residuais endurecidos, oriundos do intemperismo de rochas e materiais superficiais em alteração, situados em posições variadas do relevo (ESPINDOLA e DANIEL, 2008). Tais depósitos possuem espessuras que variam de alguns metros até algumas dezenas, e sua porção superior, encontra-se frequentemente silicificada ou protegida por duricrostas ferruginosas no topo de perfis lateríticos, ajudando-os a preservá-los da erosão (MAIA *et al.*, 2016). Ainda existe uma carência de dados cronológicos, que dificultam a compreensão da evolução geomorfológica do maciço, no entanto, para a atual pesquisa, serão consideradas idades atribuídas ao Oligocênio-Miocênio (36 Ma ~ 6Ma), baseado nos dados propostos por Menezes (1999) e Morais Neto *et al.*, (2008).

Vários são os trabalhos, no Nordeste brasileiro, que atestam os processos de inversão do relevo, sejam de ênfase estrutural, a partir de modificações no relevo pelas reativações tectônicas, ou enfatizando o papel exercido pela erosão diferencial do embasamento. Dentre estes, destacam-se os trabalhos de inversão estrutural e topográfica na Bacia Potiguar (MAIA; BEZERRA, 2014) e Araripe (MARQUES *et al.*, 2014). Além destes, ressaltam-se os trabalhos de soerguimento regional e erosão diferencial, na Bacia do Araripe (PEULVAST; BÉTARD, 2015), a análise da erosão diferencial no Nordeste brasileiro (MAIA

et al., 2016) e a pesquisa sobre Formações Concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do maciço do Quincuncá (CORDEIRO *et al.*, 2018).

Os remanescentes sedimentares da FSM são considerados importantes testemunhos da história Cenozóica do Nordeste brasileiro, dada sua posição topográfica ser comumente atribuída a episódios de soerguimento Pós-Cretáceo (AB'SABER, 2000). Dessa forma, o presente trabalho, tem por objetivo propor um modelo de evolução geomorfológica dos maciços Portalegre e Martins, a partir do processo de inversão de relevo, com base em dois tópicos principais: Controle morfotectônico e erosão diferencial (controle litológico sobre o relevo).

A pesquisa é separada em três principais momentos de discussão, onde se analisa primeiramente a influência do controle morfotectônico para explicar as cotas altimétricas. Considera-se aqui as possíveis alterações nos níveis de base de erosão e dissecação do relevo provocadas pelas reativações tectônicas Cenozóicas ao longo da zona de cisalhamento Portalegre (CZP) e o soerguimento Cenozóico resultante do vulcanismo neógeno (underplating).

O segundo momento, considera o fator litológico como principal condicionante geomorfológico atuante nos maciços, a partir do processo de erosão diferencial. Esse fato se deve ao posicionamento estratigráfico da unidade sedimentar no topo das maciços, o que pode indicar, em um contexto evolutivo, processos de inversão de relevo. Os mesmos são controlados pelo duplo fator de resistência atribuído tanto as rochas cristalinas, que sustentam os maciços, como a Formação Serra do Martins, em forma de duricrosta laterítica, que promove a manutenção do topo e conseqüente preservação do relevo.

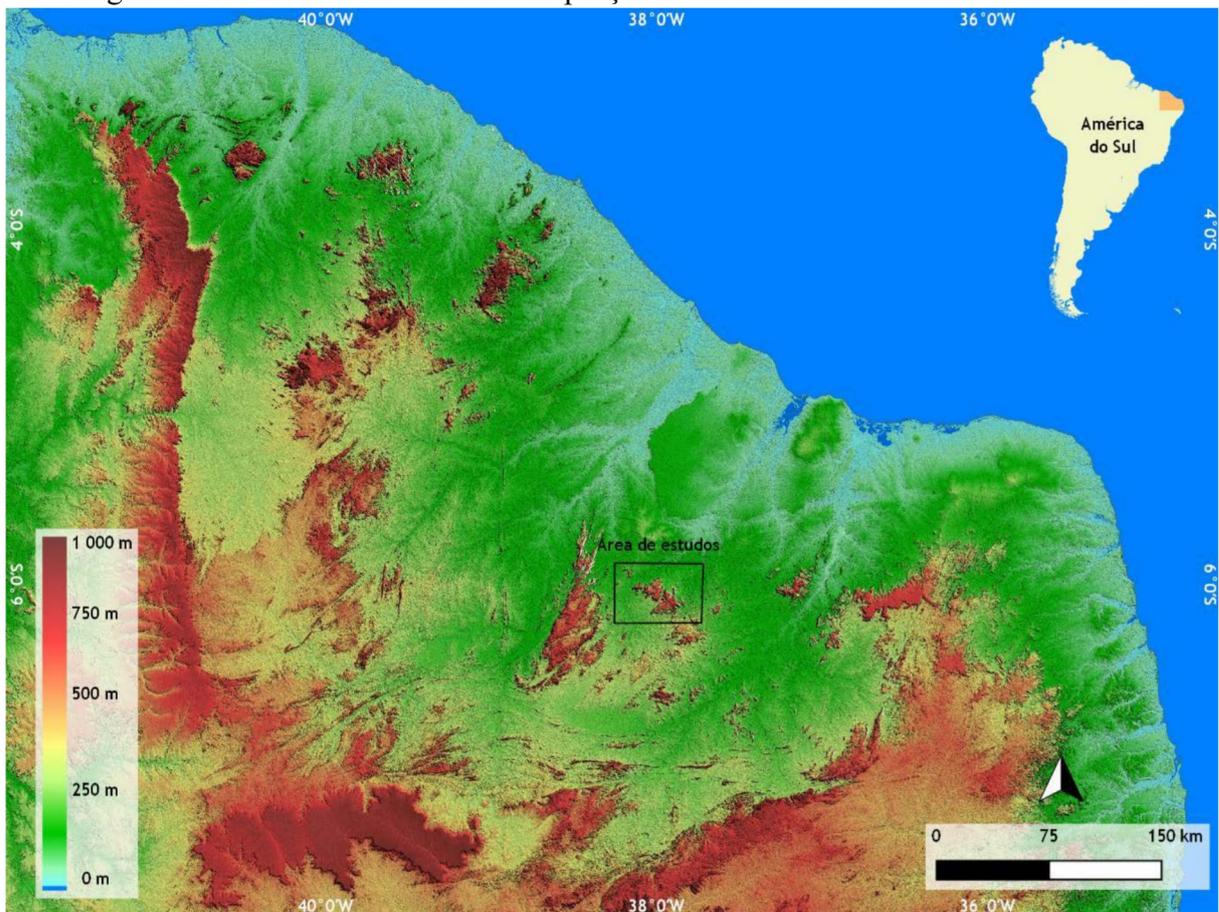
No terceiro momento, acontece a análise de campo da área de estudo, para compreensão do controle exercido pela duricrosta lateríticas na manutenção do relevo, focando a coleta de dados nas áreas agradacionais (vales e leitos de rios). Essa etapa da pesquisa serviu, principalmente, para compreender o comportamento erosivo das escarpas dos maciços, onde foi observado uma tendência distinta entre as áreas capeadas pela FSM e aquelas em que o granito está exposto. Tais observações serviram para aferir a importância aos processos de erosão diferencial na geomorfologia atual dos maciços de Martins e Portalegre.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA E CARACTERIZAÇÃO

A área de estudo está inserida no contexto do domínio oriental do maciço da Borborema, setor Setentrional do Nordeste brasileiro. Esta área encontra-se estruturada por relevos desenvolvidos em litotipos variados, com destaque para as Bacias Paleozóicas (542 Ma

- 251 Ma) e Mesozóicas (251 Ma - 65,5 Ma). Os maciços cristalinos e as depressões sertanejas, possuem padrões de dissecação orientados segundo as direções dos principais trends regionais e zonas de cisalhamento transcorrentes (Figura 1). Cada compartimento de relevo possibilita um contexto geoambiental singular, com características, estruturas e dinâmicas que distribuem entre si, e que fazem dos maciços de Portalegre e Martins, um geocomplexo distindo daqueles observados em meio à região Semiárida (QUEIROZ *et al.*, 2021).

Figura 1 - Área de estudo inserida na porção setentrional da Província Borborema.



Fonte: elaborado pela autora, a partir da edição de imagem SRTM.

Os maciços Portalegre e Martins, estão localizados, especificamente, na porção ocidental do estado do Rio Grande do Norte, a leste do Maciço Pereiro e ao Sul da Bacia Potiguar. Inserido no Semiárido nordestino brasileiro na Região Geográfica Intermediária de Mossoró e Região Geográfica Imediata de Pau dos Ferros, sob coordenadas: 6° 03' 16.09" S, 37° 57' 52.80" W. Situa-se na área que corresponde aos municípios de Martins, Portalegre, Serrinha dos Pintos e Francisco Dantas, compreendendo uma área de 842,42 km² (QUEIROZ *et al.*, 2021).

As estruturas desses maciços possuem altitude média de 700 m e são rodeadas por superfícies aplainadas (situadas entre as cotas de 180 m e 250 m). Pode-se referir esses maciços como dois blocos individualizados, onde o núcleo estrutural de Portalegre chega a altitude máxima de 720 m, já o núcleo de Martins pode chegar em seu ponto mais elevado a cota de 750 m (MAIA *et al.*, 2016; OLIVEIRA *et al.*, 2018), com setores, recobertos por camadas sedimentares da Formação Serra do Martins.

2.1 Caracterização geoambiental

O estado do Rio Grande do Norte também apresenta uma variabilidade climatológica, pois, de acordo com Schmidt (2014), embora os índices pluviométricos mais elevados ocorram nas faixas litorâneas e nas áreas mais elevadas no interior do estado (em virtude da orografia), a maior parte do estado tem baixas quantidades precipitadas, altas temperaturas durante todo o ano e altos índices de evapotranspiração, deixando o estado em déficit hídrico na maior parte do ano. O município que apresenta a maior média pluviométrica é Martins, assim sendo, pode-se remeter à interferência do fator altitude, atrelado à posição geográfica, se situando a barlavento. Medeiros (2016) ratifica mencionando que nesse caso, o relevo atua como um fator diversificador do padrão climático, ocasionando as maiores precipitações com chuvas orográficas, provenientes da ação física do relevo, atuando como uma espécie de barreira ao ar, que é forçado a descer. (QUEIROZ, 2021) (Quadro 1).

Quadro 1 - Tipologia climática dos municípios de Martins e Portalegre, segundo a classificação de Thornthwaite e Mather (1995)

MUNICÍPIOS	TIPOLOGIA
Martins	Megatérmico Úmido com déficit hídrico no inverno e na primavera
Portalegre	Megatérmico Subúmido Seco, com excedente hídrico moderado no verão

Fonte: organizado pela autora, a partir de Medeiros (2016); Queiroz, Medeiros e Queiroz (2017); Gurgel e Medeiros (2018); Amorim (2019); Queiroz (2020).

Amorim (2019) definiu a tipologia climática de Portalegre como clima Subúmido Seco com precipitação média anual de 929 mm. Inserida nesse contexto, a Serra de Martins apresenta, segundo Medeiros (2016), clima úmido, com precipitação média anual de 1.230 mm, fugindo do contexto Semiárido onde está inserido, podendo ser chamadas de “brejo úmido” ou “brejos de altitude” (QUEIROZ, 2021).

Segundo Oliveira *et al.*, (2018), ocorrem dois tipos de domínios morfoclimáticos nas áreas dos maciços elevados: o domínio tropical subsumido nas superfícies de cimeira e o tropical semiárido nas encostas. As zonas subsumidas são influenciadas pela altimetria e orografia, compondo duas unidades geomorfológicas nesse domínio: as áreas de cimeira sedimentar, acima de 600 m, e as cimeiras cristalinas, acima de 540 m. A altitude elevada e a retenção da umidade que vem de leste favorece um clima mais chuvoso e com menores temperaturas. Já as unidades de encostas, se encontram no domínio morfoclimático tropical semiárido, caracterizado pelas elevadas temperaturas e baixos índices pluviométricos, ocorrendo ou não presença ou de material coluvial nas encostas. Em se tratando de temperatura, as isothermas representativas das médias anuais estão entre 24° e 27°C, com média de 25°C (BARROS, 1998).

Os solos desenvolvidos, principalmente nas zonas subsumidas, possuem característica espessa, principalmente quando se trata de Latossolos vermelho-amarelos, os quais sustentam uma floresta tropical subcauducifólia típica de áreas elevadas a mais de 500 m. Seu estrato arbóreo tem aspecto pouco denso, com pequeno porte e folhagem mais clara. A principal característica é o caráter semi-decíduo, isto é, parte dos componentes perdem a folhagem durante a estação seca. (BARROS, 1998; OLIVEIRA, 2018).

No tocante à hidrografia, a área de estudo se insere nos domínios Rio PiranhasSeridó e Jaguaribeano, sendo a Zona de Cisalhamento Portalegre o limite entre os dois. Os maciços se apresentam como um divisor de drenagem local entre as sub-bacias da bacia hidrográfica do rio Apodi-Mossoró. A drenagem é pouco densa nos platôs sedimentares, vindo a se adensar nas cimeiras cristalinas e encostas, além das áreas pedimentares. O padrão de drenagem se caracteriza como dendrítico, com alguns trechos de canais retilíneos, ressaltando o controle exercido pelas estruturas do embasamento (OLIVEIRA, 2018).

A Bacia Hidrográfica do Apodi bordeja a porção oeste do platô de Portalegre e exhibe um forte controle pelas estruturas do embasamento. No sentido geral, o Rio Apodi tem direção NNE-SSW (principalmente nos terrenos sedimentares da Bacia Potiguar), com algumas inflexões para NE nos terrenos cristalinos. Depois de bordejar a porção leste do platô de Martins o Rio Umari, conflui para o Rio Apodi nas proximidades da cidade de Apodi (BARROS, 1998; OLIVEIRA, TAVARES, CORRÊA, 2018).

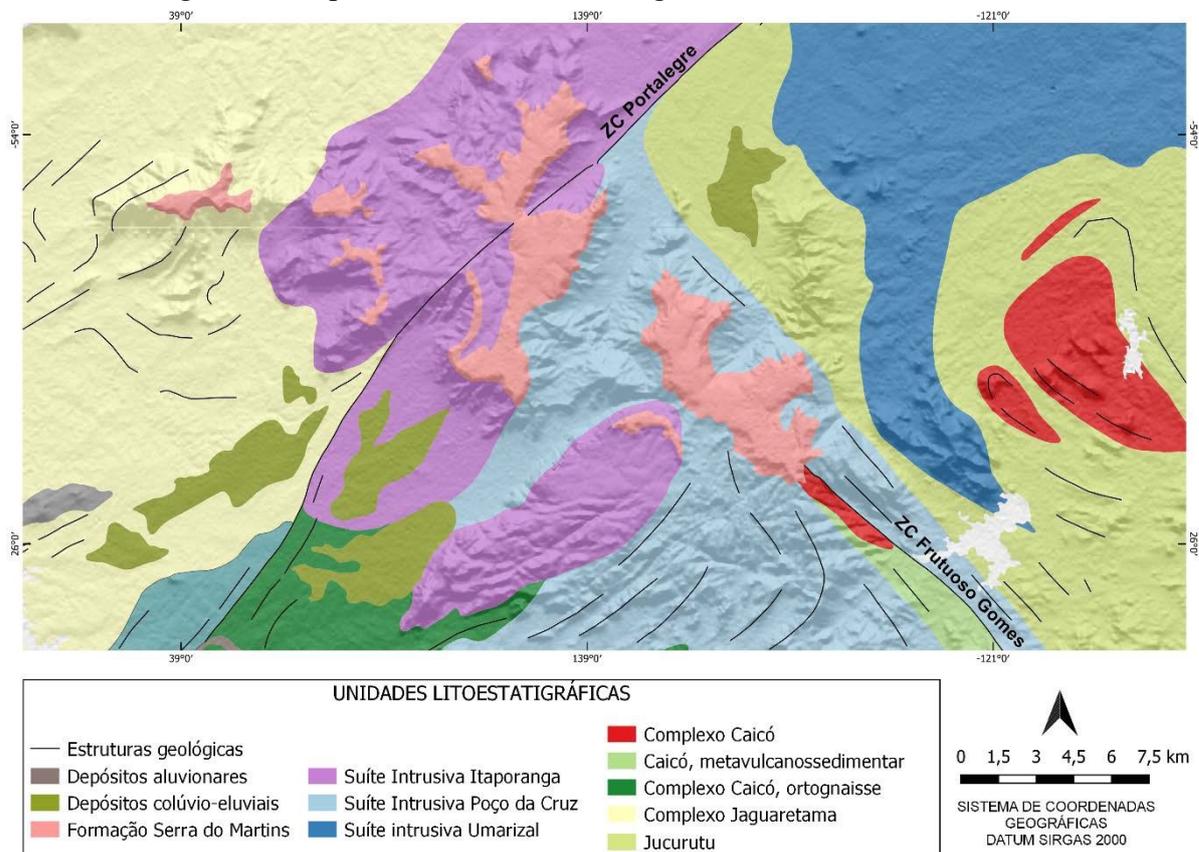
A vegetação é uma resposta do clima, bem como de outros fatores geoambientais representados pelo relevo, material de origem e pelos organismos, numa interação que ocorre ao longo do tempo e que resulta, também, na determinação de todo o quadro natural (SOUZA *et al.*, 1992). Dessa forma, o tipo de cobertura encontrado foi de Savana Estépica Florestada,

resquícios de Floresta Estacional Semidecidual (MEDEIROS, 2016) e Savana Estépica Arborizada (QUEIROZ *et al.*, 2021).

2.1.1 Contexto geológico

A Província Borborema é marcada por estruturas deformacionais dúcteis e rúpteis, muitas vezes expostas claramente no relevo cristalino encontrado no Nordeste do país. Tais estruturas foram formadas a partir de eventos tectônicos distintos, que desenvolveram morfologias a partir de um conjunto de falhas de idade pré-cambriana (Figura 2).

Figura 2 - Mapa das unidades litoestatigráficas da área de estudo.



Fonte: elaborado pela autora.

Inicialmente, considera-se a Orogênese Brasileira como o processo tectônico de origem, no Neoproterozóico. Posteriormente, a separação do megacontinente Pangea (movimento de afastamento entre o continente Sul-americano e Africano) no Cretáceo (BRITO NEVES, 1999; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2003; MAIA; BEZERRA, 2014).

No tocante desses eventos, a colisão Neoproterozóica (542Ma – 1Ma), pode ser dividida em dois grandes momentos: (i) Orogenia Oeste do Gondwana (620 Ma–600 Ma), que

aglutinou a porção ocidental da Paraíba, respondendo pelos trends de deformação NE-SW e NW-SE, ao qual também se encontra grande parcela das zonas de cisalhamento brasileiras; (ii) Orogenia Sergipana (600 Ma–570 Ma), evento compressional que ocasionou a formação de uma considerável faixa dobrada E-W, além da rotação gradual em sentido anti-horário, respondendo pela estruturação de zonas de cisalhamento de direções NNE-SSW e N-S (VAUCHEZ *et al.*, 1995). A área de estudos, possui a formação de dois sistemas cisalhantes dextrais decorrentes desse episódio geológico: são as zonas de cisalhamento Portalegre e Frutuoso Gomes, dispostas nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente.

O metamorfismo regional promovido pela Orogênese Brasileira possibilitou a expressiva manifestação intrusiva, uma vez que, a formação de extensas zonas de cisalhamento foi importante conduto para o alojamento de diversos corpos graníticos em momentos sin, tardi e pós-tectônicos (VAUCHEZ, 1995). Esse contexto serviu de base para a origem das suítes intrusivas Itaporanga (idade aproximada: 583 Ma) e Umarizal (543 Ma), estruturadas em contexto sintectônico e tarditectônico, respectivamente (CUNHA *et al.*, 2018). A litologia da área e seu entorno representa uma superposição de terrenos de momentos geológicos distintos entre si. No embasamento, coexistem litotipos Paleoproterozóicos representados pelo Complexo Caicó, pelo Complexo Jaguaratama, pela Suíte Intrusiva Poço da Cruz, além das supracrustais Neoproterozóicas do Grupo Seridó e das suítes brasileiras Itaporanga e Umarizal (Quadro 2). Os litotipos mais recentes são representados pelos depósitos cenozoicos aluvionares e colúvio-eluviais, sendo a mais destacada delas a Formação Serra dos Martins, situada no platô dos maciços.

Quadro 2: Unidades litoestatigráficas presentes na área de estudo.

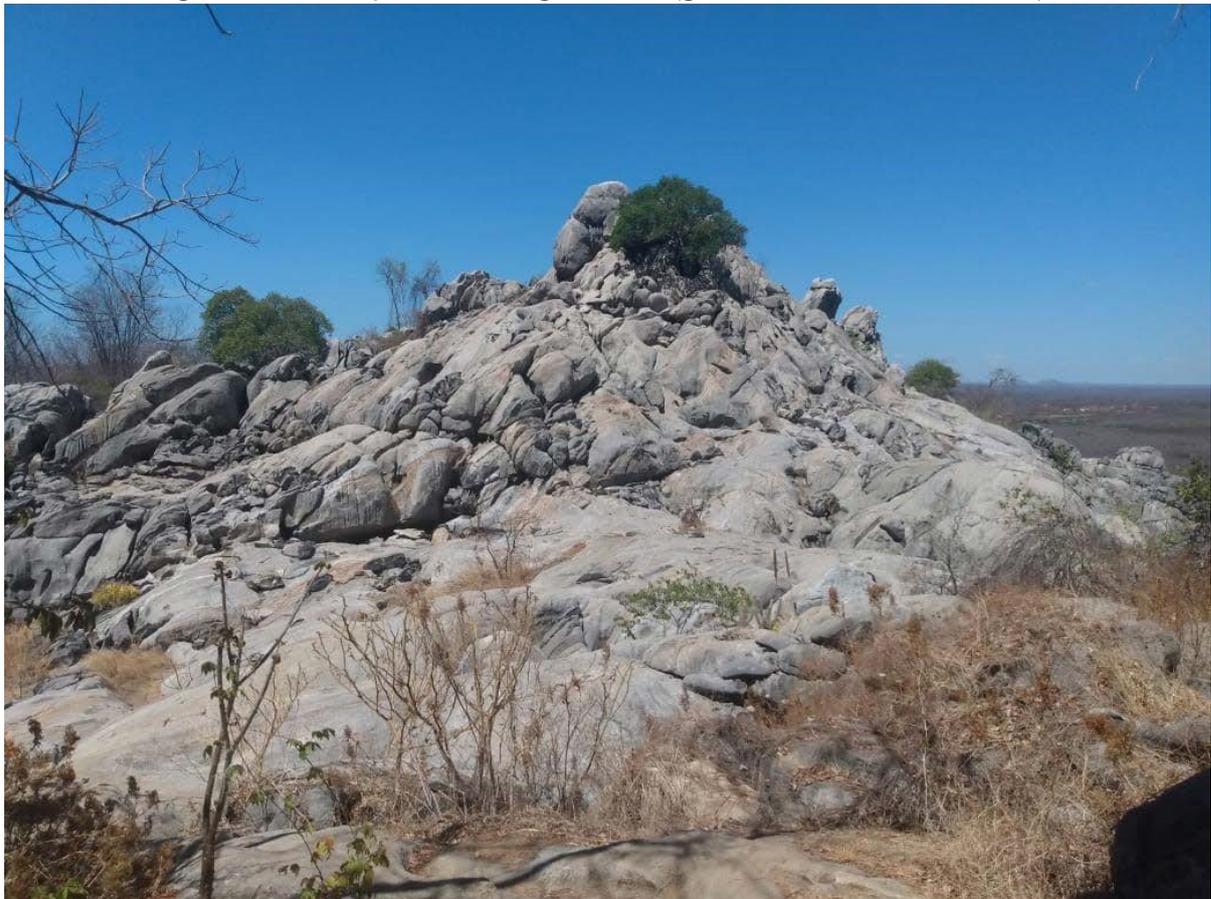
Unidades litoestatigráficas	Informações Gerais
F. Serra do Martins	Arenitos médios a conglomeráticos, arenitos argilosos, crosta laterítica com seixos de quartzo.
Suíte Itaporanga	Hornblenda e/ou biotitamonzogranitos, granodioritos e quartzomonzonitos, granulação grossa a porfírica.
Suíte Poço da Cruz	Biotita gnaisses graníticos, por vezes contendo anfibólio.
Suíte Umarizal	Fayallita-ferro hiperstênio sienogranitos e sienitos commagnetita, de afinidade subalcalina e alcalina.
Complexo Caicó	<u>Unidade de ortognaisses:</u> ortognaisses tonalítico-granodiorítico - graníticos, de textura equigranular. <u>Unidade metavulcanossedimentar:</u> paragnaisses, anfibolitos, quartzitos ferríferos, formações ferríferas e gnaisses bandados.
Complexo Jaguaratama	O complexo é constituído por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica e granítica.

Complexo Jucurutu	Formação Jucurutu consta, essencialmente, de gnaisses de cor cinzentoazulada com lentes de epidoto, uniformemente distribuídas.
-------------------	---

Fonte: organizado pela autora, Angelim *et al.*, 2006.

Os granitoides indiscriminados têm composição representada por quartzo diorito, granodiorito, metagranito, biotita granito, tonalito, monzogranito, granito pórfiro, sienogranito, quartzo monzon, do Neoproterozóico. Granitoides de composição petrográfica diversa e quimismo não determinado. As rochas apresentam-se de moderadamente a intensamente fraturada, intemperismo físico de baixa a alta atividade na horizontal e vertical, com porosidade baixa e sistema hidrogeológico fissural. As características das rochas de embasamento cristalino podem ser evidenciadas na Figura 3 (QUEIROZ, 2021).

Figura 3 - Presença de rochas graníticas (granitoides indiscriminados).



Fonte: acervo da autora.

Os sistemas geológicos que caracterizam o contexto da área são alvos de duas principais hipóteses sobre sua evolução, uma monocíclica, atribuindo a evolução crustal ao Orógeno Brasileiro (750–460 Ma), e outra policíclica (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1995), em que outro grande episódio acrescional, responderia pela colagem de terrenos, antes do Brasileiro: a

Orogenia Transamazônica (2,3–1,8 Ga). Enquanto o primeiro orógeno foi desencadeado possivelmente em cinemática de empurrão, afetando rochas arqueanas e Paleoproterozóicas, o segundo retrabalhou todas as litologias e está vinculado ao desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1993).

A transição entre os éons Arqueano e Proterozóico foi marcada pela geração de crosta continental e retrabalhamento de litologias antigas, proveniente do primeiro orógeno, e pelo volume acentuado de magmatismos sin e pós-tectônicos. Esse momento se deu com a geração de rochas plutônicas entre 2,24–2,11 Ga, seguido de novos episódios de magmatismo plutônico (1,74 Ga), na região do Seridó, e vulcanismo ácido (1,79 Ga), no setor Orós, marcando o desfecho do Transamazônico (SOUZA *et al.*, 2016). Enquanto o retrabalhamento foi fundamental para a estruturação dos núcleos cristalinos Paleoproterozóicos, denominados de Complexo Jaguaratama (CJ) e Complexo Caicó (CC), o plutonismo resultou na formação da Suíte Intrusiva Serra do Deserto (SSD, no DJ) e da Suíte Intrusiva Poço da Cruz – SPC, no DPS (SOUZA *et al.*, 2017). Esses plutonismos cortaram as rochas encaixantes bandadas, em ambiente colisional, após a consolidação de rochas intrusivas riacianas pertencentes ao Complexo Caicó, cristalizadas em contexto de arco continental, decorrente do Ciclo Transamazônico (SÁ *et al.*, 2014).

A Orogenia Brasileira foi o episódio de acreção continental mais importante da área de estudos, pois foi responsável pela miscelânea dos terrenos cristalinos preexistentes com as antigas zonas sedimentares, em alto grau de deformação, alterando antigas tramas estruturais, rejuvenescendo o embasamento e possibilitando o alojamento de plútons graníticos. Além disso, o Brasileiro é marcado pela formação de uma zona de elevada espessura crustal E-W, concomitante ao Lineamento Patos e que, em seguida, prossegue em sentido NE-SW, em caminho similar às principais zonas de cisalhamento, como é o caso de Picuí-João Câmara e Umburana (CAMPELO, 1999). As regiões dobradas que correspondiam a antigas superfícies sedimentares, no setor de pesquisa, correspondem ao Grupo Seridó – correlato ao Grupo Ceará do Domínio Ceará Central – dividido nas formações Seridó, Equador e Jucurutu, sendo esta última a dominante na área de estudo (COSTA *et al.*, 2018).

2.1.1.1– Suítes intrusivas

Os maciços de Portalegre e Martins são, especificamente, estruturados por suítes intrusivas, que correspondem a um conjunto de rochas graníticas, sinorogênicas de idade brasileira (ANGELIM *et al.*, 2006). O núcleo granítico de Portalegre, é estruturado pela suíte

Neoproterozóica Itaporanga, resultante do ciclo Brasileiro-Panafricano (640-570 Ma). Já o núcleo de Martins, é composto pela suíte Poço da Cruz (BRITO NEVES, 1999; BRITO NEVES *et al.*, 2000; OLIVEIRA *et al.*, 2018).

A Suíte intrusiva Itaporanga, que estrutura o maciço de Portalegre, foi inicialmente utilizada por Almeida *et al.*, (1967) para englobar um conjunto de rochas graníticas, sinorogênicas brasileiras, associadas a rochas máficas a intermediárias, com abundantes fenocristais de feldspato potássico. Estudos mais recentes, apontam sua composição por granitos e granodioritos, metagranito, biotita granito, tonalito, monzogranito, granito pórfiro, sienogranito, quartzo monzon, do Neoproterozóico. As rochas dessa unidade, na maioria das vezes, são heterogranulares, grossas, com destaque para os fenocristais euédricos de ordem centimétricas de feldspatos, desenvolvendo textura porfirítica. Esta unidade se apresenta em situação de fraturamento, pouco a moderada, com intemperismo físico e químico de moderada a alta atividade e um sistema hidrogeológico do tipo fissural (BARROS, 1999; MEDEIROS, 2016; QUEIROZ, 202).

Segundo Angelim *et al.*, (2006), esta suíte constitui o principal evento magmático brasileiro na Província Borborema e também no território do Rio Grande do Norte, em presença de corpos plutônicos e volume de magma representado por extensos batólitos exumados e expressos na paisagem. Esta suíte tem como principal característica uma textura porfirítica grossa a muito grossa, constituída por megacristais de feldspato potássico que podem atingir até cerca de 10 cm de comprimento.

A Suíte Poço da Cruz está constituída por augen-gnaisses graníticos e leucoortognaisses, quartzo monzoníticos a graníticos, que datam do Paleoproterozóico, exibindo penetrativa foliação caracterizada pelo estiramento de quartzo, fenocristais com textura augen e alinhamento das biotitas, em virtude, muitas vezes, da atuação da Zona de Cisalhamento Martins-Portalegre (MEDEIROS, 2016). Evidencia sistema hidrogeológico fissural, intemperismo físico e químico baixo a alto, estando de moderada a intensamente fraturada. Ainda conforme Medeiros (2016), os ortognaisses provenientes da Suíte Poço da Cruz, conjuntamente aos granitos porfiríticos da Suíte Itaporanga constituem os principais substratos da Formação Serra dos Martins (FSM) (Figura 4).

Os litotipos desta suíte ocorrem no subdomínio do Embasamento Rio Piranhas (ERP), sempre associado ao Complexo Caicó e, geralmente próximos aos contatos tectônicos do embasamento Paleoproterozóico/supracrustais e Neoproterozóicas, associados a zonas de cisalhamento compressionais. Constituem corpos tabulares (sheets) de espessuras bastante

variáveis ou plútons de dimensões batolíticas. São rochas de composição quartzo a granítica de granulação grossa (ANGELIM *et al.*, 2006).

Figura 4 - Ortognaisses provenientes da Suíte Poço da Cruz



Fonte: acervo da autora.

2.1.2 - Formação Serra do Martins

Logo acima das suítes intrusivas, encontram-se os arenitos da Formação Serra do Martins, unidade sedimentar que recobre parcialmente ambas estruturas cristalinas, lhes conferindo característica de topo tabular. Sua porção superior encontra-se frequentemente silicificada ou protegida por duricrosta ferruginosas, o que ajuda na preservação do relevo pretérito e atual contra a ação dos processos erosivos (MAIA *et al.*, 2016), inclusive, aqueles atuantes nas escarpas. De acordo com as informações contidas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte, a Formação Serra do Martins se caracteriza como arenitos médios a conglomeráticos, arenitos argilosos, crosta laterítica com seixos de quartzo (ANGELIM *et al.*, 2006).

2.1.2.1 – Origem e caracterização

Ao estudar as coberturas localizadas na serra homônima no Rio Grande do Norte, Moraes (1997) denominou os litotipos encontrados de “Série Serra do Martins”, e atribuiu uma idade Cenozóica ao correlacionar tais depósitos às falésias do litoral Potiguar (CAMPOS e SILVA 1969). Já Mabesoone (1966), a partir de uma reavaliação dos depósitos sedimentares da Série Serra do Martins, incorpora seus litotipos na categoria de Formação, substituindo, a partir de então, o termo “Série” utilizado por Moraes (1924). Feio (1954), sugeriu que o planalto da Borborema teria passado, por pelo menos, três ciclos de soerguimento e erosão, e que os depósitos da FSM seriam resultado do segundo ciclo. Oliveira (2008), indicou que uma fase de soerguimento, possivelmente, elevou a superfície da Borborema e com ela os sedimentos da FSM as altitudes elevadas. Morais Neto (1999), considerando o empilhamento estratigráfico na folha Solânea, mostrou que um importante pulso de soerguimento ocorreu após a deposição da Formação Barreiras, Plio-Pleistoceno (MORAIS NETO, 1999). Assim, a Formação Barreiras, constitui a última sedimentação Terciária do Nordeste do Brasil, que foi esculpida no período Neógeno por meio de vales fluviais, dando origem a níveis de terraços e pedimentos (MAIA *et al.*, 2016).

A FSM é, ainda, considerada por Menezes (1999) como o equivalente proximal dos sedimentos das formações Tibau-Guamaré, que constituem a plataforma mista da megasequência regressiva da Bacia Potiguar submersa (SOARES *et al.*, 2003). No entanto, a divisão da megasequência regressiva em pacotes distintos, com variações de idades que vão do Mesocampaniano ao Mioceno dificulta tal correlação (MAIA *et al.*, 2014).

Campos e Silva (1969) ao analisarem as rochas sedimentares posicionadas no topo das serras de Martins e Santana, propuseram a adoção de duas fácies principais: uma basal caulínica, com algumas camadas conglomeráticas, e outra superior arenítica, que também possui uma granulometria conglomerática, apresentando-se, quase sempre silicificada. Ainda de acordo com o autor, a última camada teria sido afetada por fenômenos de laterização (é caracterizada pelo intemperismo químico, especialmente a hidrólise e a oxidação, e lixiviação muito intensos) gerando as crostas, que também estão presentes no topo de alguns afloramentos da Formação Barreiras, próximo à crosta norte e leste do Rio Grande do Norte. Mabesoone e Rolim (1982) mencionam que, localmente, arenitos da Formação Serra do Martins mostram-se totalmente silicificados, e atribuem essa silicificação à proximidade de rochas intrusivas em subsuperfície.

De origem fluvial, a FSM deriva de um sistema com padrão meandrante, representado por depósitos de fundo de canal, preenchimento de canal, extravasamento de canal e planície de inundação (MENEZES; LIMA FILHO, 1997; MENEZES, 1999; BARROS, 1998). Ainda segundo Menezes (1999), esse sistema fluvial foi provavelmente controlado pelos principais trends brasileiros e/ou Juro-Cretáceos, que foram reativados no Terciário, formando baixos estruturais ao longo das zonas de cisalhamento de Portalegre (núcleo de Portalegre) e Frutuoso Gomes (núcleo de Martins). De acordo com o autor, a migração das formas de leito desse sistema era direcionada para NE a NO (com um vetor médio NNE e NNO) indica, provavelmente, que os sedimentos da FSM são provenientes de regiões localizadas ao sul dos maciços, em latitudes relativamente distantes.

Pesquisadores têm associado a origem, evolução e forma de ocorrência da FSM a processos morfoclimáticos datados no Terciário, presumindo uma idade Oligo-miocênica para a mesma. Todavia, o posicionamento cronoestratigráfico desta unidade ainda gera dúvidas entre a comunidade científica, uma vez que seu caráter afossilífero, bem como a falta de marcadores, dificultam a datação de modo mais preciso (MENEZES, 1999).

O posicionamento estratigráfico da unidade, levanta hipóteses através de correlações cronológicas com os sedimentos da Bacia Potiguar (BARROS, 1998; MENEZES, 1999) e também com o vulcanismo Macau (MORAIS NETO; ALKIMIN, 2001). Os estudos de Moraes Neto et al (2008), realizados com dados de traços de fissão em apatita (AFTA), indicam que a Formação Serra do Martins foi depositada no intervalo entre o Paleoceno e Oligoceno (64-25Ma). Já a datação proposta por Lima (2008), através do método (u-Th)/He, indicam uma idade mínima de 20Ma para a deposição dos sedimentos. Luz et al., (2015), com as mesmas propostas de datação, sugere que os arenitos conglomeráticos da FSM, resultam da denudação pós cretácea do maciço da Borborema.

Os platôs situam-se na ordem de 700 m de altitude, delimitados por escarpas íngremes que ocorrem com maior frequência na direção NE-SW. Ambos os maciços se apresentam parcialmente recobertos por arenitos laterizados da FSM o que lhes confere topo plano. Do ponto de vista geomorfológico, esta formação ocorre como platôs com escarpas abruptas e contornos irregulares. No geral, formam dois blocos elevados individualizados por vales incisos de direção NE-SW, que corresponde à direção estrutural da ZCP.

2.1.2.2 – *Duricrosta Laterítica*

Chamadas também de “carapaça”, “couraça” ou “crosta”, “ferricrete”, “duricrosta”, “eisenkruste”, “plintita”, “canga limonítica”, entre outros. Para Nogueira, (1988), as lateritas causam inúmeros questionamentos em decorrência da dificuldade de definição do termo. Isso ocorre porque, além de apresentarem significativa diversidade em relação à rocha parental as lateritas envolvem diversos processos genéticos, grande variabilidade de composições químicas, físicas e morfológicas, e ocorrência nos mais diversos locais (OLIVEIRA, 2019). No caso do presente estudo, as lateritas desenvolveram-se a partir das rochas cristalinas do embasamento Pré-Cambriano, envolvendo o desenvolvimento perfis lateríticos *in situ* (BÉTARD; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2005; DINIZ *et al.*, 2017).

Segundo Santana (1970), o conceito mais próximo daquele abordado no estudo, trata as lateritas como concretação ferruginosa (couraça ferruginosa) formada por um processo de endurecimento (encouraçamento) chamado laterização. Esse encouraçamento ocorre em decorrência da meteorização de rochas, no caso, granitoides brasileiros. De uma maneira mais geral, o termo laterita é aplicado, hoje, aos produtos do intemperismo da rocha, compostos principalmente de óxidos e hidróxidos de Fe e Al e de argilossilicatos. A diferença geoquímica entre as formações enriquecidas em ferro e alumínio reside, no predomínio do elemento concentrado no produto final do intemperismo. Existem discordâncias, inclusive no fato da natureza das lateritas: se são rochas ou solos. No presente estudo, trabalha-se a primeira hipótese (AUGUSTIN, 2013).

As lateritas são resultantes do processo de intemperismo (predominantemente químico) que ocorre desde que as primeiras rochas são expostas a ação do clima quente e úmido da região intertropical da Terra, sendo sua presença na paisagem muito útil na reconstrução paleoclimática, principalmente considerando a especificidade do clima semiárido brasileiro. Esses gerariam condições de temperatura e umidade elevadas, favoráveis à sua formação. A localização desses tipos de formações ajuda na interpretação evolutiva das paisagens geomorfológicas, devido ao forte controle morfoestrutural que exercem, uma vez que conservam níveis de antigas superfícies de erosão. Nesse caso em específico, as cotas altimétricas atuais (devido à maior umidade no topo dos maciços), onde são encontradas as lateritas, facilitam também no entendimento dos processos intempéricos e erosivos mais recente de formação, pela atual formação e transformação laterítica (CASTRO *et al.*, 2016).

É consenso entre a maioria dos pesquisadores que a laterização se processa mais facilmente em climas úmidos e quentes, onde se observa alternância de estações chuvosas e secas, como no clima tropical. Durante a época das chuvas, ocorre intensa lixiviação pelas estruturas do solo e à superfície, mantendo ativos mecanismos de subtração e acumulação de

matéria. Na época seca os materiais endurecidos, já formados, funcionam como capa protetora contra erosão, expondo-se, fragmentando-se com o tempo e preservando o relevo. Dentro desse quadro evoluem as crostas ferruginosas e a frente de alteração (AUGUSTIN, 2013) (Figura 5).

Figura 5 – Arenitos da Formação Serra do Martins.



Fonte: acervo da autora.

Para Menezes (1999), as descrições sedimentológicas detalhadas dos litótipos da FM nos platôs Portalegre, Martins e Santana, bem como nos pontos aflorantes sobre as mesmas, permitiram a definição de seis fácies principais: Arenitos finos/médios/grossos (Arn fmg), compostos por arenitos finos e siltsosos com arenitos médios e grossos; Arenitos conglomeráticos (Arn cgl), designada para agregar arenitos conglomeráticos maciços ; Arenitos grossos a muito grossos (Arn gro-mgr) arenitos grossos a muito grossos, tendendo a conglomeráticos, com colocação avermelhada a esbranquiçada; Arenitos médios (Arn med), arenitos médios a estratificados; Arenitos finos (Arn fno) congrega arenitos finos castanhos a vermelhos, com estratificações e laminações; Siltitos a Argilitos (Sto-Arg), reúne siltitos a argilitos, vermelho escuro.

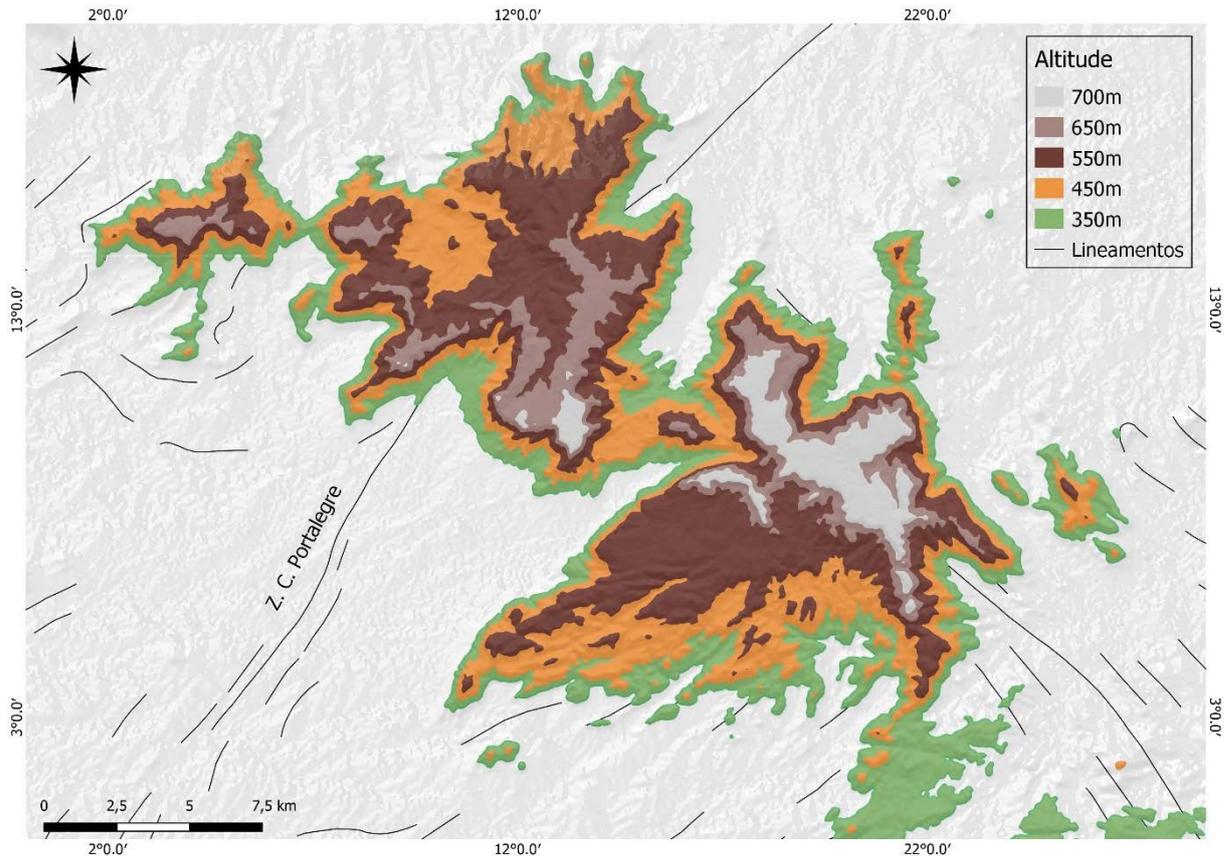
O formato de duricrosta a partir de níveis concrecionários lateríticos pode ser uma das principais contribuições para processos de inversão de relevo e sobretudo na manutenção do topo dos maciços, uma vez que o arenito exposto a esse tipo de processos intempéricos cria uma “carcaça” que funciona como proteção frente os processos de desgaste da rocha (Oliveira, 2019). As lateritas mais antigas de que se tem registro são encontradas em regiões áridas, estando relacionadas a antigos climas úmidos, durante os quais se desenvolveram os processos de laterização. Duas fases de laterização são indicadas pelas características das ocorrências de laterita. Uma fase é mais antiga (Neógeno) de amplitude regional, que originou a laterita nodular, cavernosa e maciça. Outra é de idade quaternária recente, que resultou na formação de conglomerados e brechas lateríticas (BARBOUR, 1966).

2.1.3 Contexto geomorfológico

Os maciços de Portalegre e Martins apresenta-se na forma de platôs estruturais Cenozóicos (MAIA; BEZERRA, 2014), parcialmente recobertos por arenitos laterizados da FSM, o que lhes confere características de topo plano (mesa, meseta), tipicamente tabular. Do ponto de vista geomorfológico, tal formação acontece na forma de chapadas com escarpas íngremes (que ocorrem com maior frequência na direção NE-SW) e contornos irregulares. No geral, os maciços formam dois blocos elevados e individualizados por vales incisos de direção NE-SW, que corresponde à direção estrutural da Zona de Cisalhamento Portalegre, sendo exceção apenas as áreas sobre controle estrutural da zona de cisalhamento Frutuoso Gomes de direção NW-SE, no núcleo estrutural de Martins (OLIVEIRA *et al.*, 2018) (Figura 06).

Ao analisar o complexo serra do Martins, Queiroz (2021) aponta a área como diversificada, apresentando unidades geomorfológicas que variam desde Platôs, a Escarpas Serranas, Planaltos, Vertentes Recobertas por Depósitos de Encostas, Inselbergs e Superfícies Aplainadas, Retocadas ou Degradadas. Considerando a regionalização do relevo, trabalhando a partir de componentes morfoestruturais, pode-se dizer que a área de estudo se localiza sobre duas estruturas geomorfológicas com propriedades distintas, sendo denominadas de Maciços Estruturais e Depressão Sertaneja (MAIA; BEZERRA, 2014).

Figura 6 - Mapa de elevação do terreno (considerando curvas de nível).



Fonte: elaborado pela autora.

De acordo com a classificação morfoestrutural feita por Oliveira *et al.*, (2018), a categoria de maciços interiores em suítes intrusivas, é dividida em cinco unidades geomorfológicas, com características de denudação e agradação. São elas a cimeira sedimentar, cimeira cristalina, encosta sem cobertura coluvial, encostas com cobertura coluvial e maciços estruturais/residuais. As cimeiras sedimentares, recobertas pela FSM, são encontradas em alguns trechos na cota de 500 m, porém são trechos restritos, sendo a cota de 600 m mais representativa para sua altimetria média. As cotas máximas beiram os 750, variando o relevo de plano a suave ondulado, encontradas principalmente no maciço de Martins. Nos trechos onde os arenitos da FSM foram erodidos, o embasamento cristalino subjacente ficou à mostra, expondo a unidade das cimeiras cristalinas, como paleosuperfícies de erosão pré-neogenica. Essas se desenvolveram nos litotipos graníticos da suíte Itaporanga e apresentam um relvo que vai de plano a suave ondulado.

3. MÉTODOS

As etapas metodológicas foram estabelecidas com base em detalhada revisão bibliográfica, acerca dos processos geológicos e geomorfológicas atuantes no Nordeste

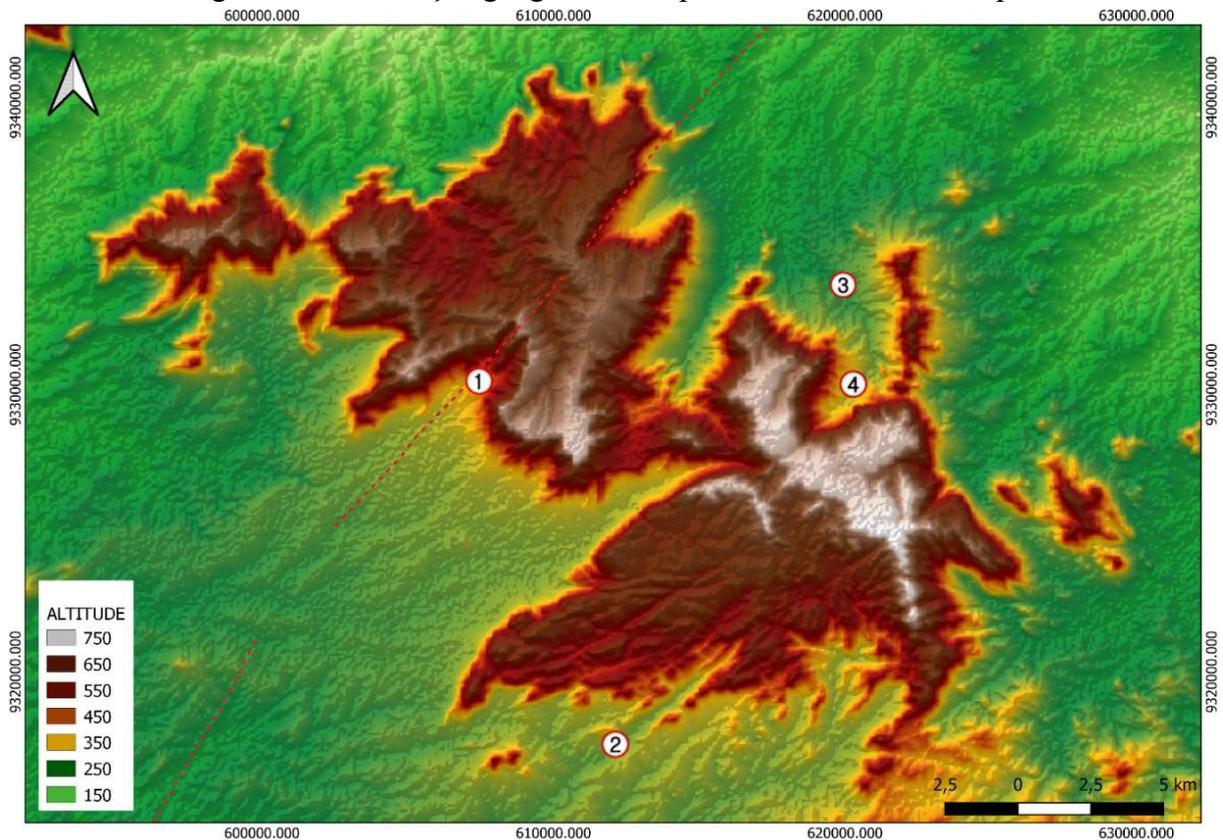
Setentrional brasileiro, com enfoque nos padrões evolutivos e de formação dos maciços de Martins e Portalegre. Pesquisas que abordam inversão de relevo, erosão diferencial e controles morfoestruturais (reativação pós-rifte da ZCP), foram os pilares teóricos para discussões ao longo do trabalho. Para isso, foram utilizados dados de trabalhos acerca da caracterização sedimentológica da Formação Serra do Martins – FSM (MENEZES, 1999), dados estruturais de reativação frágil ao longo da Zona de Cisalhamento Portalegre - ZCP (BARROS, 1998; NÓBREGA, 2004), e das idades obtidas por datação absoluta, (MORAIS NETO *et al.*, 2008; LIMA, 2008). Essas informações, foram correlacionadas com a evolução geomorfológica, utilizando-se para tanto, pesquisas nas bacias circunjacentes (GURGEL *et al.*, 2013; MAIA; BEZERRA, 2014; MARQUES *et al.*, 2014; NOGUEIRA *et al.*, 2015; PEULVAST; BÉTARD, 2015) e bibliografias mais recentes focalizadas na área de estudo (MAIA *et al.*, 2016; OLIVEIRA *et al.*, 2018; QUEIROZ, 2021; QUEIROZ *et al.*, 2021). As informações de ordem geológica e geomorfológica foram trabalhadas a partir do Mapa Geológico do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000 (ANGELIM *et al.*, 2006), mapa de Recursos Minerais do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000 (ANGELIM *et al.*, 2006) e o Relatório de Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte, que contextualiza dois mapas anteriormente citados (CPRM/FAPERN, 2006).

Posteriormente, foi realizado um trabalho de campo nos maciços de Martins e Portalegre, objetivando a identificação e caracterização das principais formas de relevo em escala de detalhe, além da análise do comportamento erosivo das escarpas capeadas pela FSM e aquelas com afloramento cristalino. Ao todo, foram quatro pontos visitados para coleta de dados, previamente escolhidos em gabinete por de imagens de satélite (SRTM) e Google Earth Pro. Os pontos selecionados, correspondiam a áreas com características agradacionais (receptoras de energia), como vales e leitos de rios, para obter melhores informações sobre o processo de dissecação do maciço pelos agentes erosivos (Figura 7). Para as anotações no caderno de campo considerou-se o número do ponto, foto (do leito e materiais encontrados nele) e coordenadas geográficas (Quadro 3).

Na etapa de gabinete, foram utilizadas informações geológicas e geomorfológicas em ambiente SIG, disponibilizadas pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). As imagens de satélite TOPODATA, com escala de 1:250.000, processadas e manipuladas a partir do software QGIS 3.16.8, tornaram possível a interpretação do relevo pelo processamento digital de imagens SRTM. Com isso, foram elaborados mapas de localização da área de estudo, Modelos digitais de elevação (MDE), mapa de localização, mapa geológico e análise de perfis

topográfico do maciço, com ênfase nos pontos visitados em campo e análise do tipo de vertente (côncavas ou convexas), recobertas ou não pela FSM.

Figura 7 - Localização geográfica dos pontos visitados em campo.



Fonte: elaborado pela autora. Mapa digital de elevação e localização a partir da edição de imagem SRTM.

Quadro 3 – Localização dos pontos visitados no trabalho de campo.

PONTO	COORDENADA GEOGRÁFICA
Ponto 1	S 06°03'30.7" / W 38°01'51.5"
Ponto 2	S 06°10'28.3" / W 37°59'16.7"
Ponto 3	S 06°01'51.5" / W 37°54'58.3"
Ponto 4	S 06°03'42.9" / W 37°54'38.9"

Fonte: elaborado pela autora a partir das informações de campo.

Para os mapas base foram utilizados shapefiles disponibilizados também pela CPRM, para indicação das estruturas geológicas, como a ZCP e a ZCFG, orientação da

dissecação do relevo, e a correlação entre os padrões de fraturamento e do embasamento encaixante.

Os padrões de lineamentos foram correlacionados com feições estruturais do relevo regional como alinhamento de escarpas e vales incisos que caracterizam a morfologia dos maciços de Portalegre e Martins. Além disso, esses dados possibilitaram a repartição da estrutura geológica da área (mapa litoestatigráfico) e coleta dos dados referente as curvas de nível, possibilitando a correlação entre a altimetria e a localização da FSM em cada um dos maciços. A produção de projeções em 3D e a elaboração de blocos diagramas deu suporte a interpretação geomorfológica com representações tridimensionais acerca da evolução do relevo. Os complementos utilizados em ambiente QGIS, foram a “nova vista 3D” e o “QGIS2treejs”.

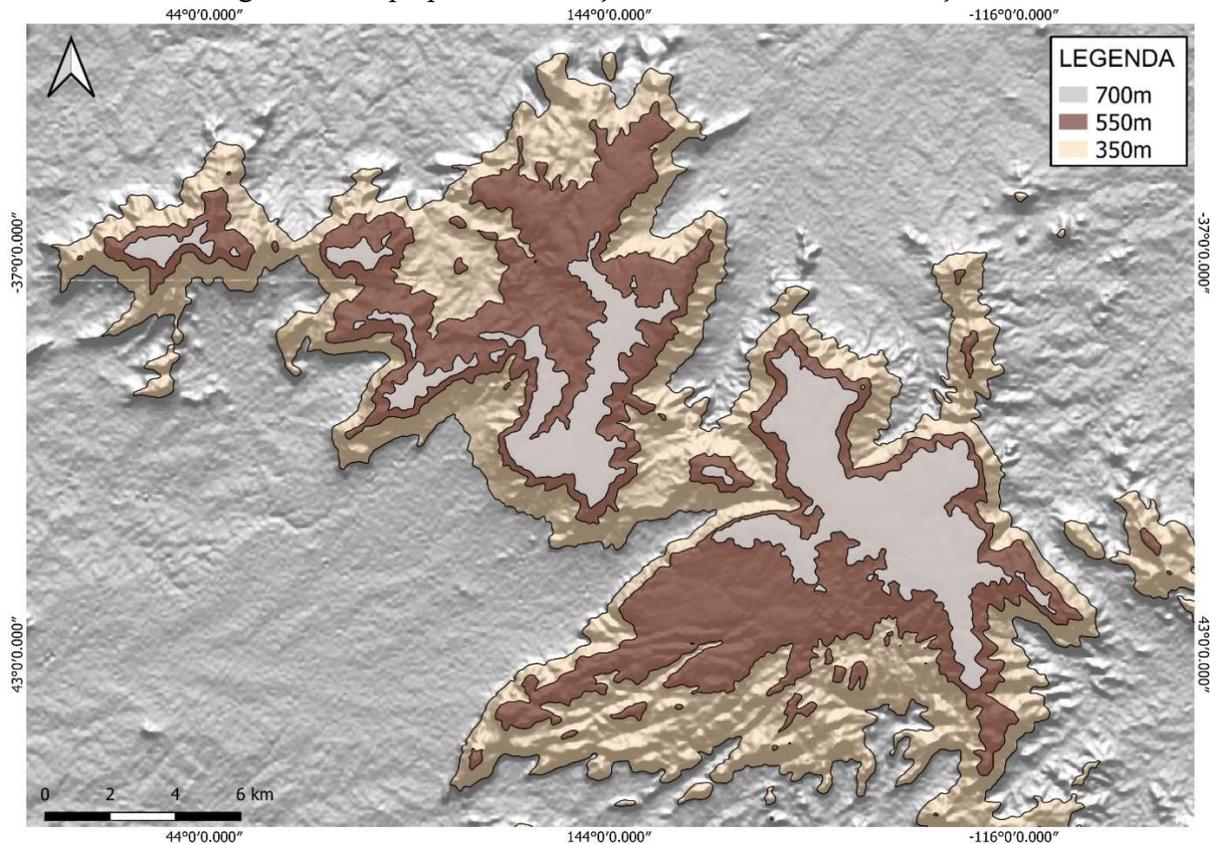
4 RESULTADOS

4.1 Comportamento erosivo das vertentes

Os maciços de Portalegre e Martins, possuem padrões distintos de comportamento erosivo das escarpas, evidenciando o papel atuante da FSM na manutenção do relevo. A partir de imagens SRTM, observou-se duas principais especificidades, que ficaram divididos em: perfil da encosta (longo ou curto/perfil suave ou com queda abrupta) e morfologia das vertentes (côncavas e convexas) (Figura 8). O perfil da encosta é observado a partir do mapa abaixo, considerando a altitude do topo da escarpa, em cotas mínimas de 550m, até a base da encosta que varia entre as cotas de 350m e 250m.

O perfil da encosta se altera de acordo com variações de sua posição geográfica, por exemplo, o maciço de Portalegre, possui escarpas com quedas mais suaves, e, portanto, com perfil mais alongado, na sua parte Norte e Noroeste, justamente as áreas mais dissecadas, com altitude médias de 620m. Essas áreas também correspondem a locais onde ocorre a escarpa com afloramento cristalino, por vezes em forma granito intemperizado. Já no Sul do maciço, as quedas são mais abruptas, correspondendo as áreas mais elevadas, predominantemente recobertas pelos arenitos da FSM, chegando a cotas altimétricas de 720m, as mais elevadas do núcleo estrutural de Portalegre. As áreas acima de 700m possuem pouca expressão, recobrendo cerca de 1,8 km².

Figura 8 - Mapa para delimitação das vertentes dos maciços.



Fonte: elaborado pela autora. Feitos a partir de imagem SRTM com sombreamento.

No maciço de Martins, o perfil das encostas é diferente, possuindo tendências mais abruptas na parte Norte e Oeste, com cotas de 740m, e escarpa mais alongadas e dissecadas ao Sul e Sudeste, com cotas de até 620m na parte menos dissecada e 550m na área mais ao Sul. Diferentemente do núcleo de Portalegre, o maciço de Martins possui áreas acima dos 700m com tamanhos mais expressivos, com aproximadamente 16km².

No tocante da modelagem das vertentes, os maciços podem mostrar características côncavas ou convexas, variando de acordo com a presença ou ausência do capeamento da FSM em forma de duricrosta laterítica, contribuindo ou não com a manutenção do relevo, como será analisado nos itens a seguir.

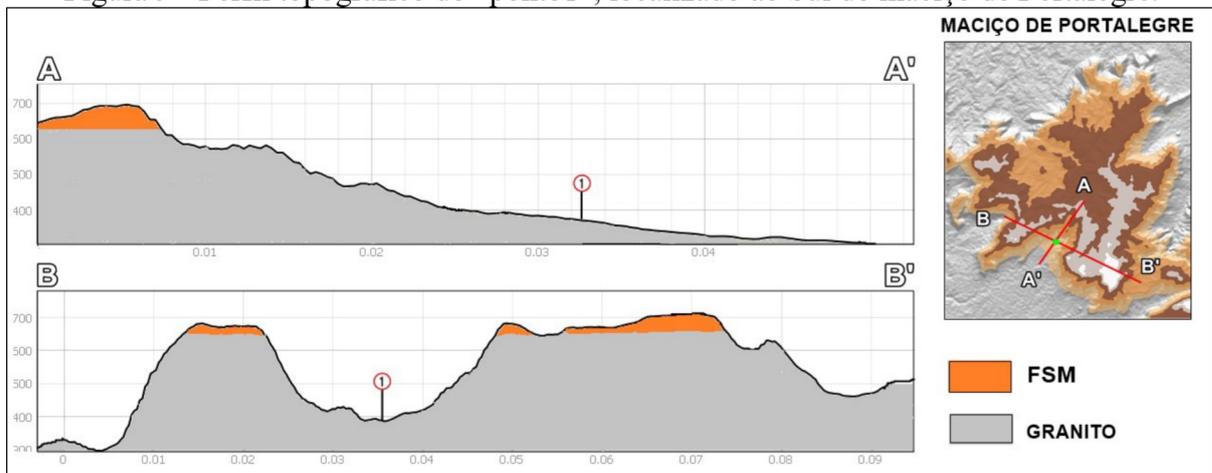
4.1.1 Vertentes: sustentadas pela FSM

As áreas recobertas pelo arenito da FSM, geralmente possuem características semelhantes, se tratando das áreas com as maiores altitudes do maciço (entre as cotas de 550m a 740m), topo plano a levemente ondulado e escarpas com quedas abruptas. Ainda que exista um duplo fator de resistência, que contribui para o processo de inversão do relevo, quando se

fala em comportamento erosivo das escarpas, verifica-se uma diferenciação resistência litológica entre o arenito da FSM e os granitoides que estrutura os maciços.

O primeiro ponto de análise ou “P1”, já constata essa distinção de padrões de desgaste das encostas. Localizado a aproximadamente 2,2 km da escarpa ao Norte e cerca de 1,3 km das encostas, tanto para Leste quanto para Oeste, O P1 está situado em altitudes de 390m, circundada por platôs capeados pela FSM, que chegam a ordem de até 720m (Figura 9). Assim como os outros pontos, o local de análise corresponde a uma área de canal fluvial, que funciona como centro receptor de energia e de deposição do material erodido das encostas.

Figura 9 - Perfil topográfico do “ponto1”, localizado ao Sul do maciço de Portalegre.

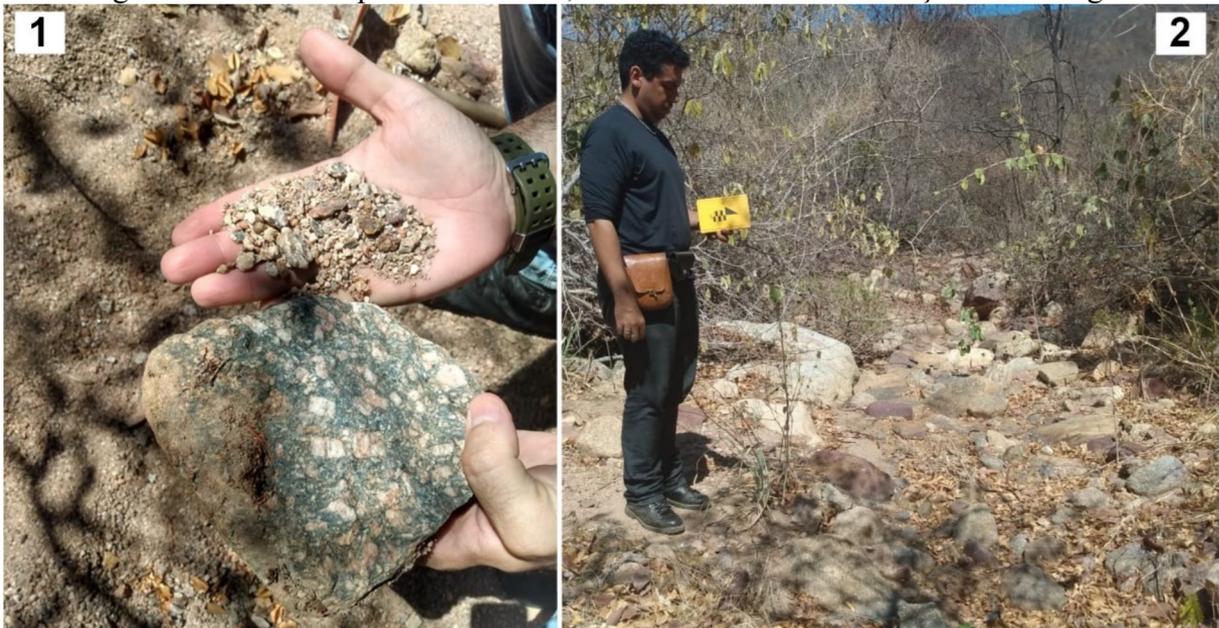


Fonte: elaborado pela autora.

No leito, foi encontrado uma grande quantidade de blocos e matacões de arenito da FSM, na maioria das vezes, arredondados nas bordas, com coloração avermelhada ou esbranquiçada, esta última, sendo somente uma fina camada (Figura 10). Além disso, havia a presença por todo o leito de areia grossa a média. Este material de menor granulometria possui origem granítica, resultado do lento desgaste das encostas, que sofrem processos intempéricos e erodem a suíte intrusiva Itaporanga, onde são transportados pelas águas das chuvas e depositadas como material de fundo de leito.

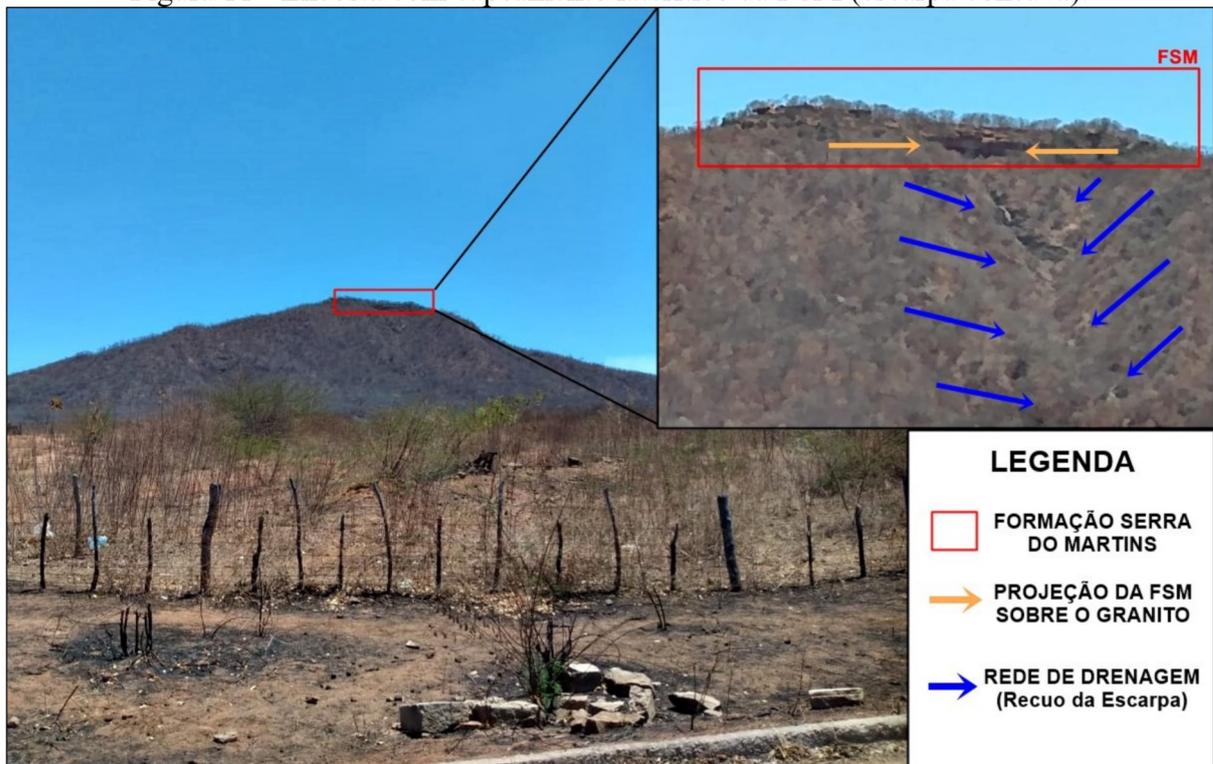
As suítes intrusivas são mais susceptíveis à ação dos agentes intempéricos, se comparadas à duricrosta laterita que recobre parte do maciço. Como resultado, a rocha granítica dissecada pela drenagem pluvial, desgasta as encostas, que recuam até formarem escarpas com morfologia côncava, evidenciando o processo de retração lateral por backwearing. Em decorrência do desgaste da rocha cristalina subjacente, ocorre a expressiva sobreposição das camadas de arenito sobre os granitoides que estruturam o maciço (Figura 11).

Figura 10 - Primeiro ponto de análise, localizado ao Sul do Maciço de Portalegre.



Fonte: Acervo da autora. Foto 1: Presença de Grus, proveniente da erosão do granito. Foto 2: Leito a jusante do P1.

Figura 11 - Encosta com capeamento laterítico da FSM (escarpa côncava).

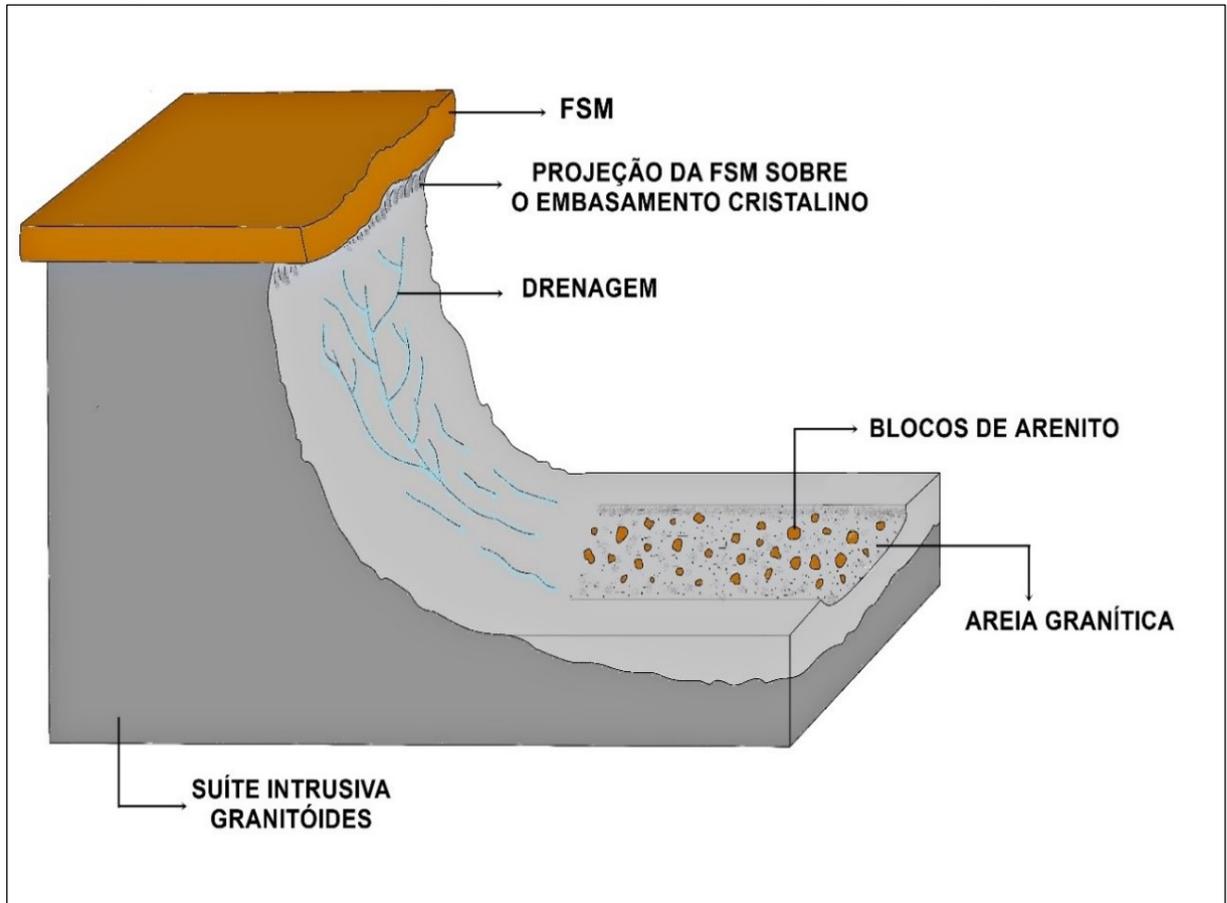


Fonte: acervo da autora.

A ação erosiva nas rochas intrusivas ocorre de tal maneira, que o recuo da escarpa provoca, para além da projeção em sombra, também o próprio dismantelamento da rocha sedimentar, por meio do colapso por gravidade das fácies areníticas da FSM, ou seja, por

solapamento basal. Por conta dessa erosão diferencial ocorrida entre o granito e o arenito, as vertentes com capeamento laterítico possuem tendências morfológicas côncavas (Figura 12).

Figura 12 - Padrão de comportamento erosivo das escarpas capeadas pela FSM.



Fonte: elaborado pela autora.

O terceiro ponto (P3), está localizado na base da escarpa do Maciço de Martins, em sua parte setentrional. Suas características se assemelham àquelas visualizadas no primeiro ponto de análise, como a presença de grandes blocos e matacões de arenito da FSM, com coloração avermelhada e marcas na rocha de origem fluvial, além de areia grossa e média no leito, resultado do intemperismo de rochas graníticas, misturado ao material característico de fundo de canal (Figura 13). Muitas dessas rochas da FSM estão totalmente encobertas, em períodos com baixo ou nenhum fluxo de água, sendo expostas no momento posterior a esses fenômenos.

Figura 13 - leito de rio do “ponto 3”, localizado ao norte do maciço de Martins.



Fonte: acervo da autora.

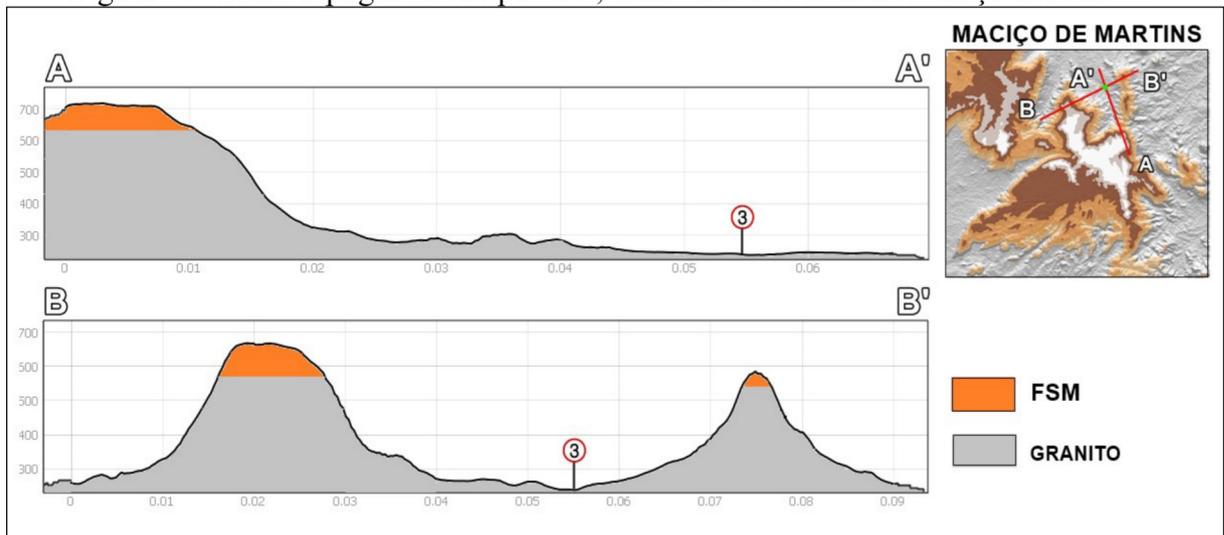
Evidencia-se, no entanto, uma diferenciação entre as duas primeiras áreas de análise (P1 e P3), recorrente à declividade da área e à quantidade de material encontrado no leito. No primeiro ponto, a área é mais íngreme e próxima da base das escarpas que a rodeiam, alcançando a cota de quase 400m de altitude, ou seja, se caracteriza como um trecho de maior energia e, portanto, com ações erosivas mais atuantes.

O ponto 3 está localizado a pelo menos 3,2 km de distância da vertente Norte, 1,8 km ao Leste e 1,52 a Oeste (orientação baseada no Norte ponto coletado) e na cota de 240m de altitude, relativamente mais afastado e rebaixado que o ponto 1, mesmo o maciço de Martins possuindo, de uma maneira geral, cotas altimétricas mais elevadas. Essa distinção é visível em campo quando se observa o material disposto no leito. A quantidade de material com menor granulometria no P3, mostra que a área possui menor energia, facilitando a decantação partículas de areia no leito (Figura 14).

Assim como o Ponto 3, a quarta área de análise (P4), localiza-se ao Norte do maciço de Martins, porém, a área resguarda características de um terraço de colúvio que, provavelmente, foi dissecado pela drenagem. O local corresponde a parte convexa de um rio meândrico, que escavou a margem direita (área de maior energia), deixando à mostra blocos e matacões de arenito da FSM (Figura 15). Se assemelhando aos outros pontos visitados, o leito apresenta areia grossa e média, decorrente dos processos erosivos atuantes nas vertentes que

são transportados pela drenagem. É possível observar ainda a exumação de parte da rocha granítica na margem direita do leito, também escavado pela forte ação do fluxo do rio.

Figura 14 - Perfil topográfico do ponto 1, localizado ao Norte do maciço de Martins



Fonte: elaborado pela autora.

O ponto 4, está localizado no mesmo vale onde foram retiradas as informações do ponto 3, no entanto, a área encontra-se bastante próxima dos platôs recobertos pela FSM. Com altitude de 300m, a distância entre o ponto e o platô ao Norte, é de aproximadamente 1,3 km, ao Leste 650m e a Oeste apenas 250m. A proximidade é fator de influência tanto na presença de material coluvial como na exumação de parte da rocha granítica como visto na figura 15.

No que se refere ao formato arredondado nas bordas dos blocos e matações de arenito, estes se devem à ação dos processos erosivos fluviais, quando há fluxo de água nos vales (períodos chuvosos), atuando como agente modelador dessas rochas. Até porque, mesmo com regime fluvial elevado, o fluxo seria incapaz de mover materiais de tamanhos tão expressivos, atuando assim, somente a erosão por colapso.

Acredita-se que esse cenário se repita em praticamente todos os pontos de acúmulo de energia (vales e canais de drenagem), que se localizam próximos a escarpas recobertas pela duricrosta laterítica, isto é, no ponto 1 (ao sul do maciço de Portalegre), 3 e 4 (ao norte do maciço de Martins). Somente o ponto 2, corresponde a uma área agradacional (canal fluvial) próxima a escarpas sustentadas pelo granito.

Figura 15 - Ponto 4, localizado na porção norte do maciço de Martins.



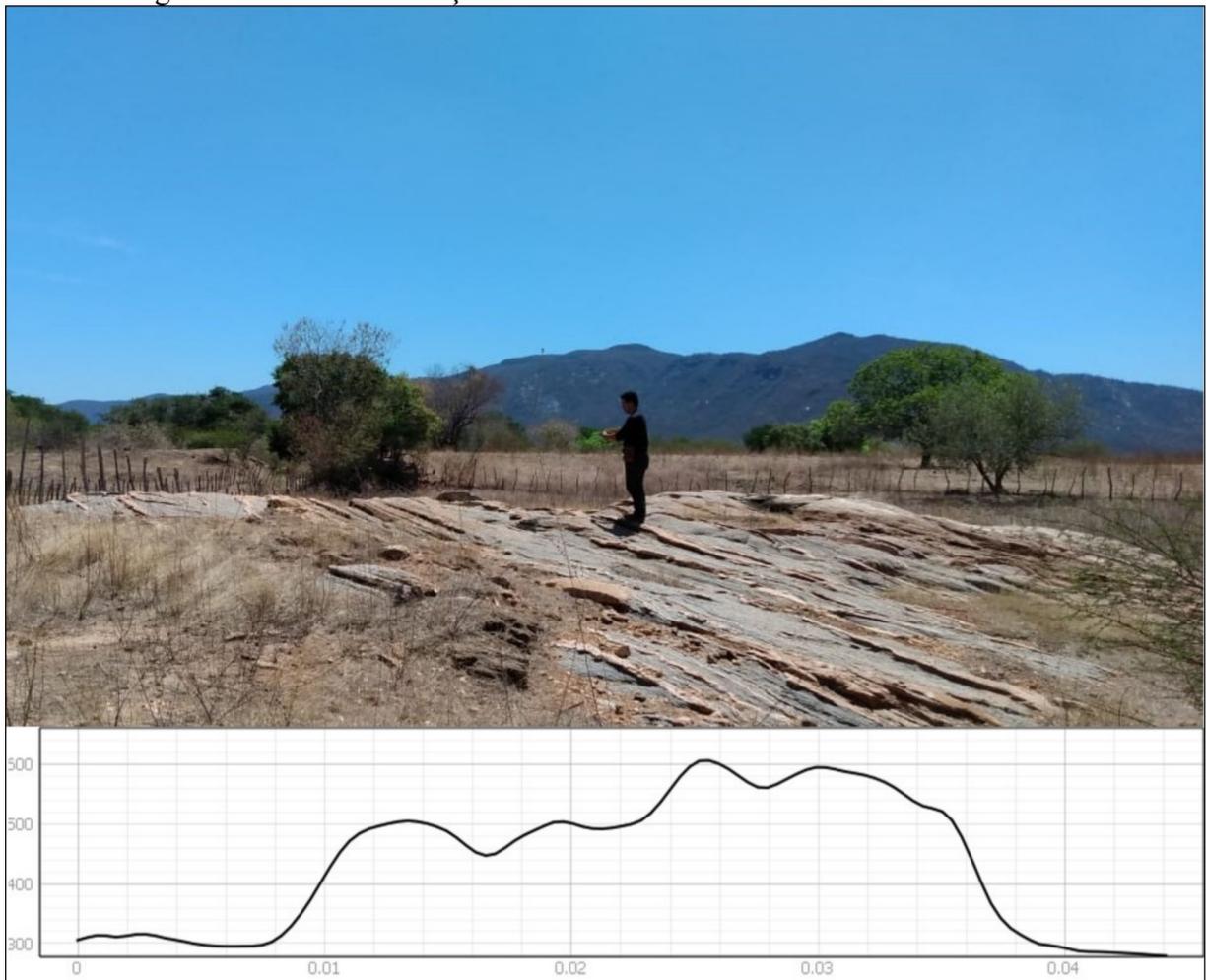
Fonte: acervo da autora.

4.1.2 Vertentes graníticas

O capeamento laterítico da FSM não recobre totalmente os maciços de Portalegre e Martins, fruto do desgaste provocado pelo intemperismo e agentes erosivos ao longo da evolução geomorfológica. Portanto, para além de escarpas sustentadas pela crosta laterítica, existem aquelas sustentadas pelos granitóides das suítes intrusivas Itaporanga e Poço da Cruz, de padrão morfológico geralmente convexo (Figura 16). No entanto, o declive dessas encostas vai variar, dependendo do grau de dissecação e alteração dessa rocha cristalina.

As áreas que não possuem cobertura sedimentar da FSM, são geralmente mais rebaixadas (considerando apenas o maciço cristalino). Mesmo com grande resistência litológica, as áreas com rocha cristalina totalmente exposta são as mais dissecadas. Principalmente aquelas que tiveram parte do granito intemperizado, devido processo de pedogênese pela laterização da rocha sedimentar acima.

Figura 16 - Área do maciço sem cobertura da duricrosta laterítica da FSM.

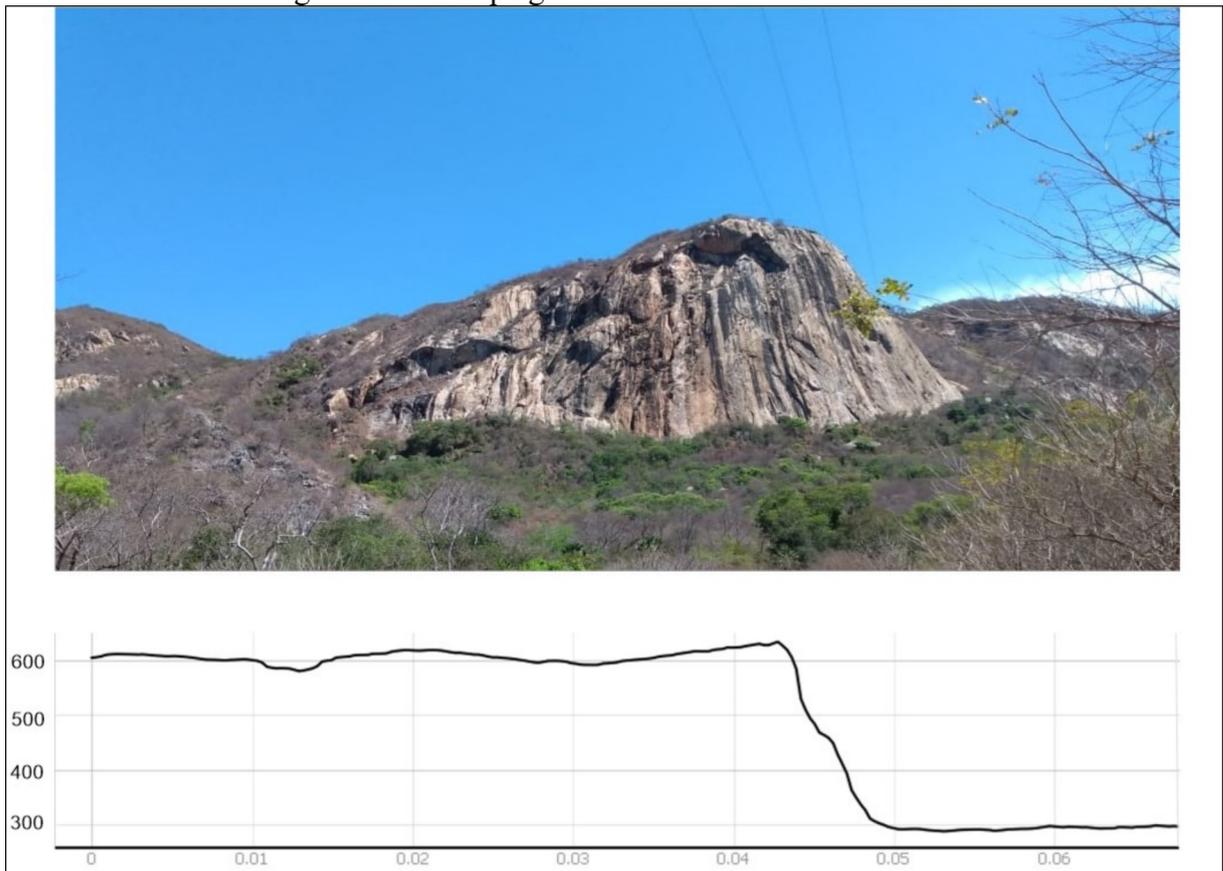


Fonte: acervo da autora.

Ao sul do maciço de Martins, é possível observar como a exposição do granito modifica o comportamento de declive da escapa e até mesmo de altitude do maciço como um todo. Salvo alguns locais em que as escarpas são expressas na forma grandes afloramentos cristalinos, com declive acentuado, como pode ser visto na figura 17. Essas escarpas geralmente encontram-se nas cotas altimetrias de 650/600 metros de altitude.

O cenário encontrado nas áreas agradacionais localizadas nas proximidades das escarpas graníticas, revelam visíveis diferenciações daquelas recobertas pela FSM. O ponto 2 (P2), localizado na parte sul do maciço de Martins, é estruturado pela suíte Poço da Cruz (Figura 18). Diferentemente de todos os outros pontos analisados, não foram encontrados blocos e matações de arenito pelo leito, mas bastante areia com granulometria média a fina. Esse cenário evidencia um contexto de menor energia.

Figura 17 - Escarpa granítica com declive acentuado.



Fonte: acervo da autora.

Traçando um perfil topográfico do ponto 2, localizado ao sul do maciço de Martins, até o ponto 3, ao Norte do mesmo maciço, é possível ver a diferenciação no comportamento morfológico das encostas. A parte sul encontra-se visivelmente mais dissecada, onde o front de alteração, agora exposto (Figura 19), deixa a rocha cristalina mais susceptível à ação dos agentes erosivos.

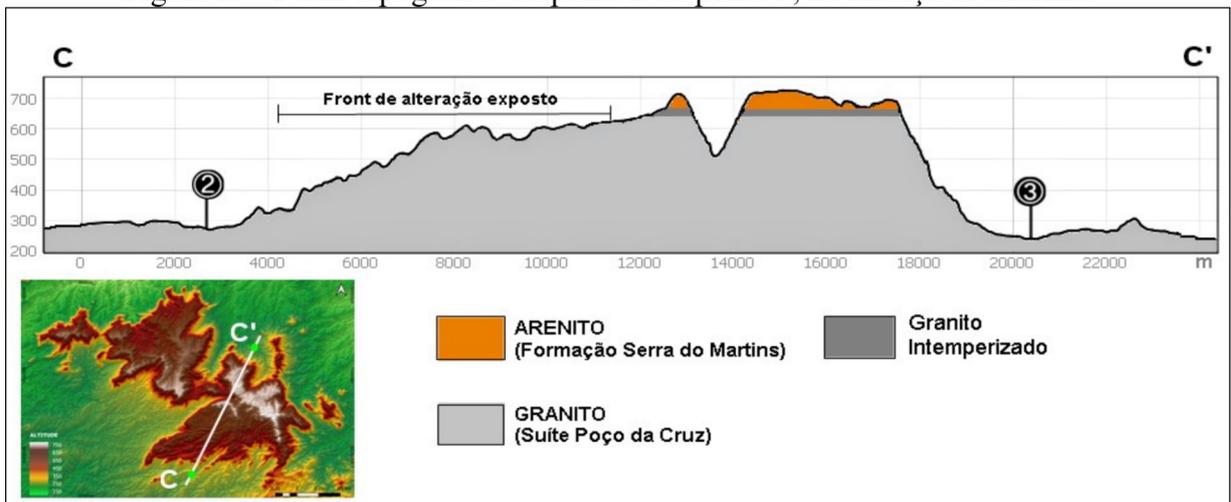
Portanto, de um lado tem-se o controle exercido pela FSM na manutenção do relevo subjacente (ponto 3) e padrão de encosta mais elevado, íngreme e côncavo, do outro o desgaste gradual e mais acelerado da rocha cristalina exposta (declive de direção NE-SW), com áreas de menor altimetria pela perca erosiva e, conseqüentemente, com escarpas mais dissecadas, com características convexas.

Figura 18 - Ponto 2, localizado ao sul do maciço de Martins (escarpa granítica).



Fonte: acervo da autora.

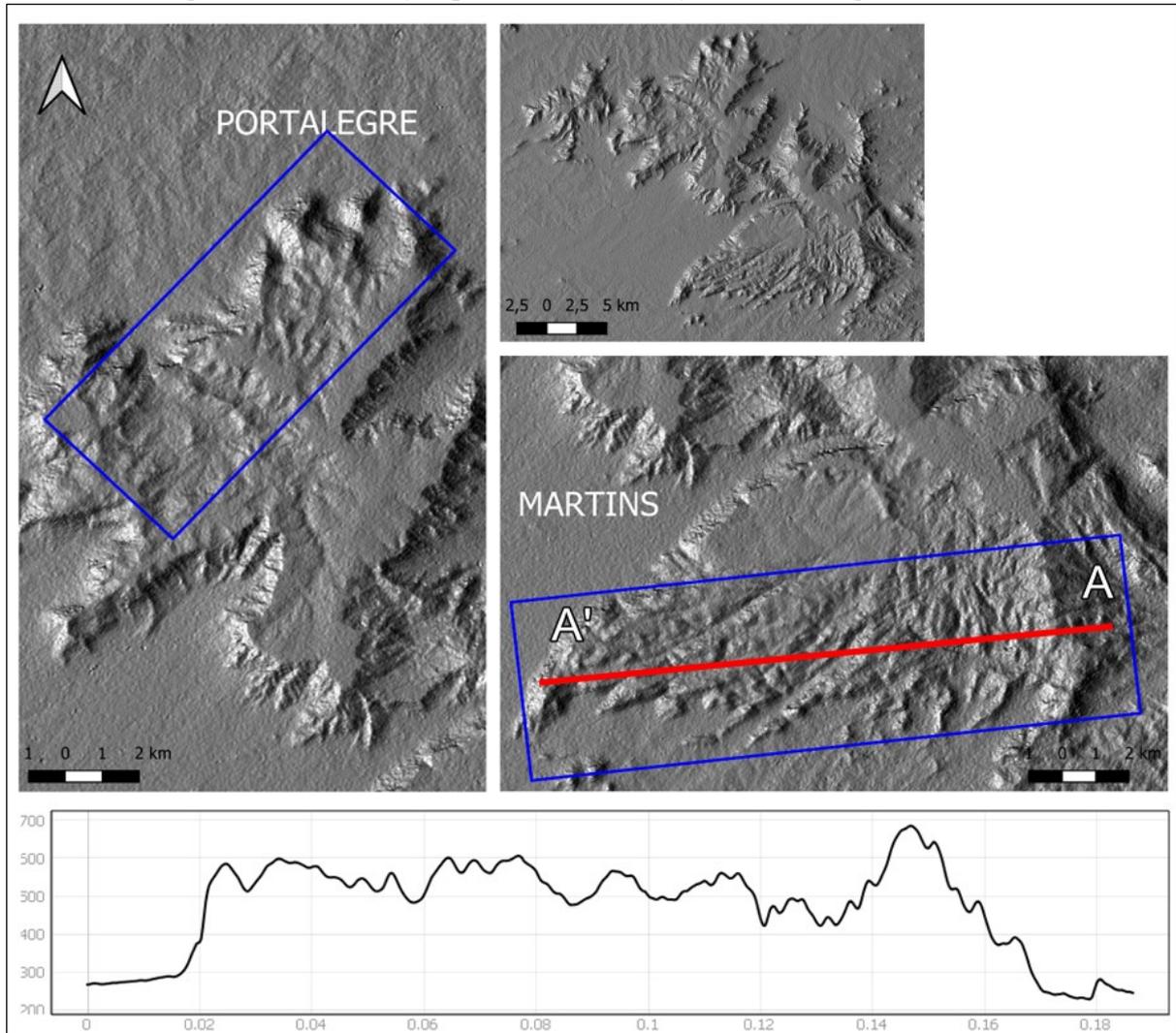
Figura 19 - Perfil topográfico do ponto 2 ao ponto 3, no maciço de Martins.



Fonte: elaborado pela autora.

As vertentes graníticas, presentes principalmente na parte Sul do maciço de Martins, próximas ao P2, possuem altitudes que variam entre 450m até 650m, justamente pela ausência da cobertura arenítica que afere todo plano e altitudes regulares. As áreas cristalinas elevadas, giram em torno de 630m, com uma média de pelo menos 500m. Observando a figura 20, verifica-se um basculamento no Maciço de Portalegre a Oeste e Noroeste, ainda modesto se comparado com o núcleo estrutural de Martins, onde a suíte intrusiva Poço da Cruz, encontrase mais dissecada a Sul.

Figura 20 - Dissecação presente nos maciços de Portalegre e Martins.



Fonte: acervo da autora.

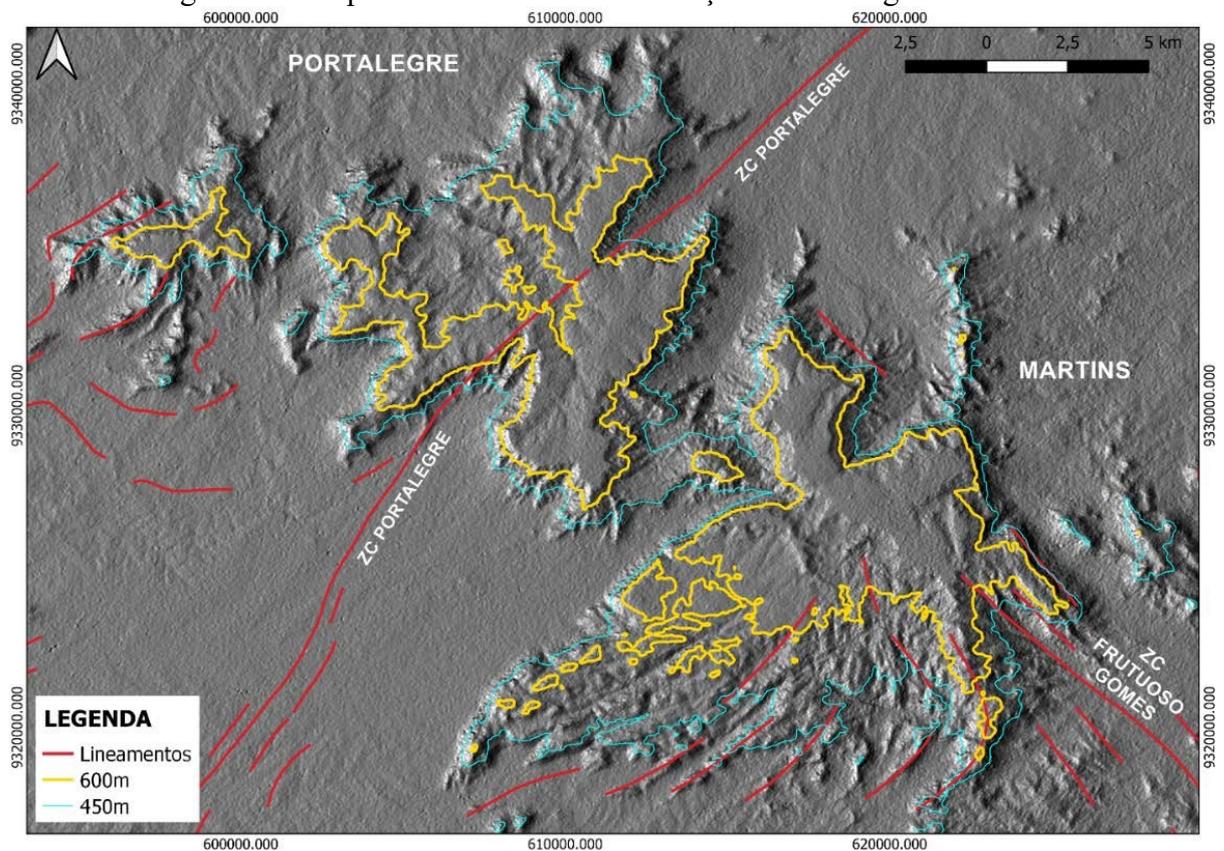
5 DISCUSSÃO

Os resultados obtidos a partir da análise do comportamento erosivo das encostas e a geomorfologia dos maciços de uma maneira geral, serviram para reflexões acerca dos processos evolutivos atuantes no relevo, principalmente no tocante da erosão diferencial e o controle litológico do relevo. No entanto, é necessário a discussão acerca da influência dos processos morfoestruturais sobre esse mesmo relevo, para explicar as atuais cotas altimétricas, além da orientação da dissecação, drenagem e deposição quaternária. A análise da morfologia dos maciços abordará os dois controles, um morfoestrutural e outro litológico, como condicionante complementares para a erosão do embasamento circunjacente, que conduziu os maciços a inversão topográfica.

5.1 Morfotectônica

A evolução geomorfológica dos maciços de Portalegre e Martins foi condicionada por fatores morfotectônicos, além do processo de erosão diferencial e controle litológico. Os controles estruturais exercidos sobre o relevo, observados a partir do mapa de lineamentos, evidenciam tendências de orientação das feições morfológicas, predominantemente, de direção SW-NE (Figura 21).

Figura 21 - Mapa de lineamentos dos maciços de Portalegre e Martins.



Fonte: elaborado pela autora. Feitos a partir de imagem SRTM com sombreado.

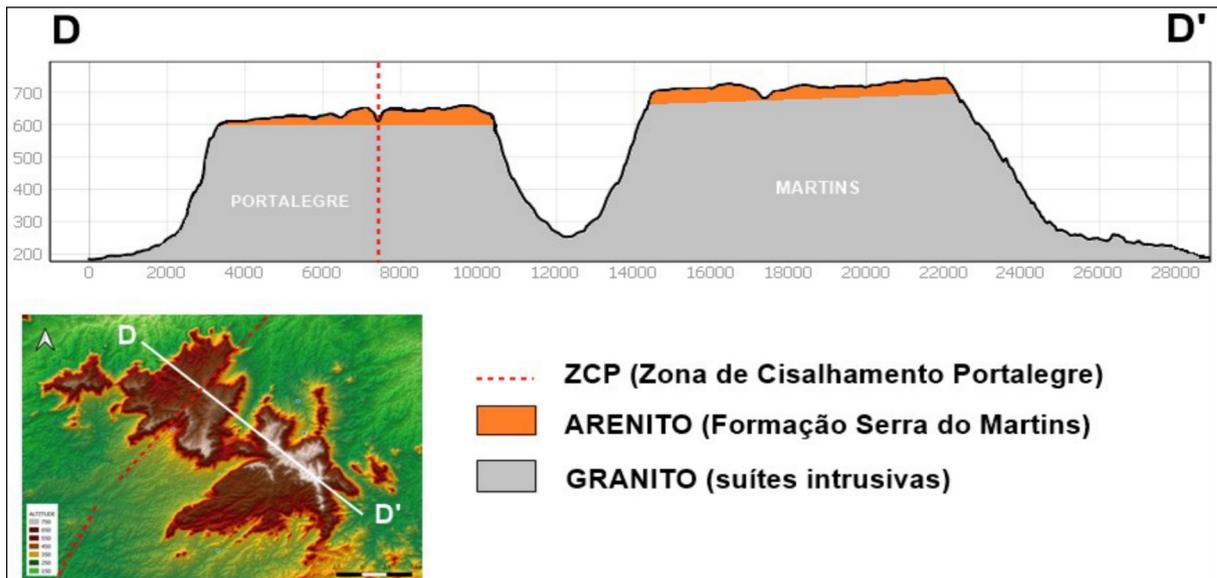
As reativações tetônicas Cenozóicas ao longo da ZCP ou Falha Portalegre tiveram e tem influência direta na orientação da dissecação, drenagem e deposição quaternária, seguindo a mesma tendência dos trends de lineamentos regionais. No entanto, o padrão de orientação se altera na parte Sudeste do maciço de Martins, devido ao controle exercido pela ZC Frutuoso Gomes, de direção SE-NW (Maia *et al.*, 2016). É comum ainda o desenvolvimento de escarpas orientadas segundo os planos de deformação, ao longo da ZCP, além da presença de vales na mesma direção SW-NE.

Acredita-se que o condicionamento dos processos erosivos ao longo da ZCP originou os vales de direção NE-SW ao norte e ao sul do maciço de Portalegre, correspondendo em campo, ao primeiro ponto de análise, que estava localizado justamente no vale por onde a ZCP está disposta (Figura 21). Ao Sudeste do maciço de Martins existem um vale de direção SE-NW, que recebe influência da ZC Frutuoso Gomes, também de direção SE-NW. A mesma, pode orientar a dissecação na parte central dos maciços, correspondendo a áreas com menor declividade, se comparadas aos arredores.

Tomando como referência o vale existente entre os dois blocos para individualização dos Maciços de Portalegre (bloco oeste) e Martins (bloco leste), MAIA *et al.*, (2016), verifica a existência de um deslocamento vertical de pelo menos 100 m do bloco E em relação a W, como pode ser observado pelo perfil topográfico traçado na direção NW-SE. (Figura 6). Essa diferenciação, se deve à provável influência da própria reativação da ZCP. Nóbrega *et al.*, (2005), baseados em dados de traços de fissão em apatitas, demonstraram que há desde o Cretáceo, soerguimento do bloco E e abatimento do bloco W, o mesmo abatimento este responsável pelo gráben que originou a Bacia Potiguar ao Norte. Para o Cenozóico, ambos os blocos tiveram uma história evolutiva similar desde o Neógeno, com soerguimento e erosão. O deslocamento de 100 metros, é compatível com as taxas de movimentação das falhas neotectônicas do Nordeste Brasileiro foram verificadas por Bezerra *et al.*, (2001) e Nogueira *et al.*, (2010).

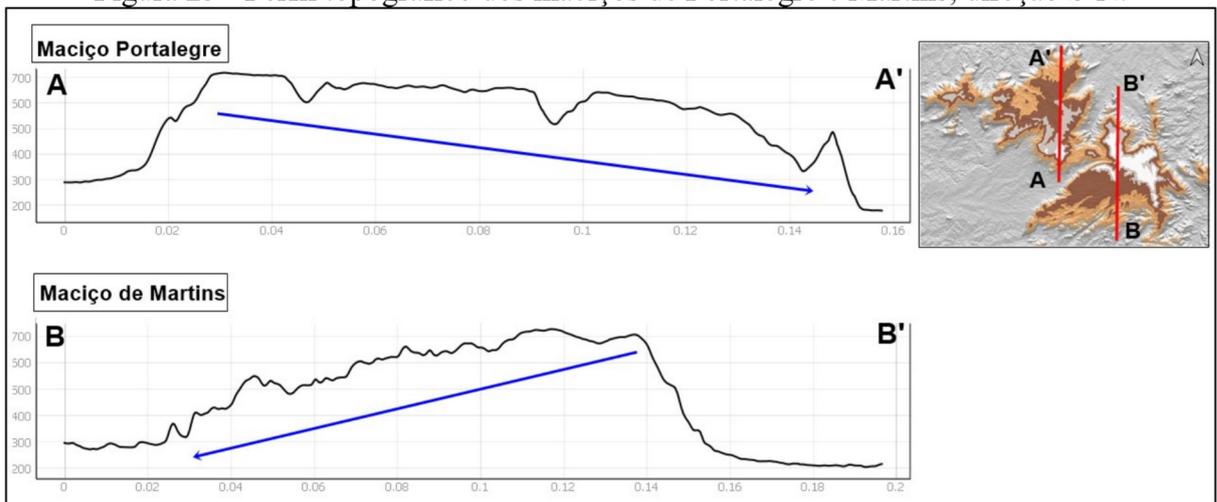
Considerando os dois blocos de maneira individual, verifica-se o basculamento do terreno em ambas estruturas. No maciço de Portalegre, há um rebaixamento do bloco para Norte e Noroeste. Já em Martins, o relevo diminui progressivamente a altitude na direção Sul (Figura 22). Dois fatores são determinantes para a diferença de, pelo menos, 100m de altitude. O primeiro diz respeito à ação protetora da duricrosta laterítica, correspondendo as áreas mais elevadas dos dois maciços. O segundo é observado na parte meridional do bloco estrutural de Martins, onde encontram-se as áreas mais dissecadas do maciço como um todo (considerando os dois blocos). A área, que corresponde ao segundo ponto trabalho em campo, é justamente a parte sem cobertura da FSM, onde o granito intemperizado sofre processos erosivo mais acelerados. No mapa de lineamentos, verifica-se que essa área tem forte presença de lineamentos, ou seja, tanto a orientação da dissecação, como a drenagem e a deposição quaternária são controladas por essas estruturas. Segundo Nóbrega *et al.*, (2005), a taxa de denudação/resfriamento no bloco leste é mais acentuada (Figura 23).

Figura 22 - Perfil topográfico dos maciços de direção NW-SE.



Fonte: elaborado pela autora.

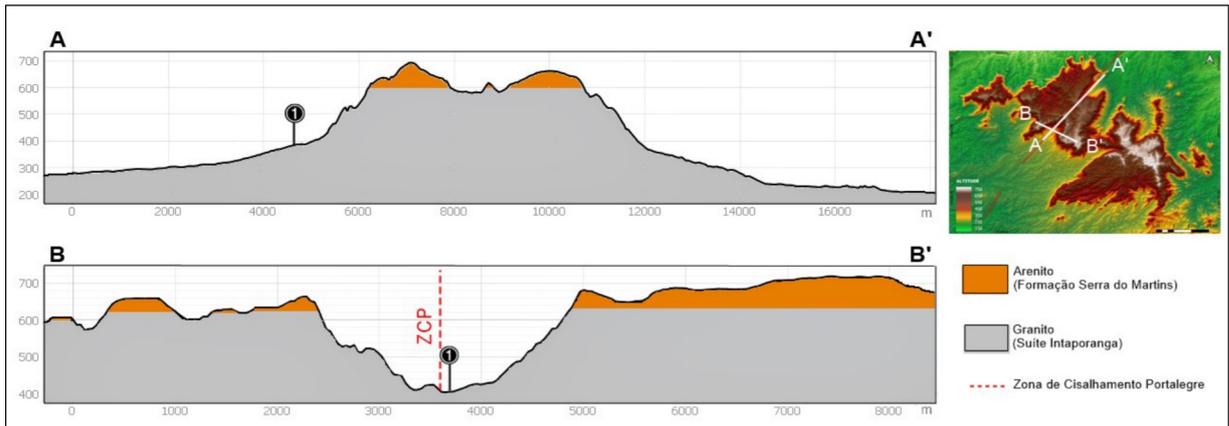
Figura 23 - Perfil topográfico dos maciços de Portalegre e Martins, direção S-N.



Fonte: elaborado pela autora.

O ponto analisado estava geograficamente localizado na ZCP, em um vale de direção NE-SW. Tanto a dissecação como a drenagem também estão orientados segundos os trends regionais e locais (Figura 24). As orientações do relevo podem expressar em superfície o controle estrutural que a Zona de Cisalhamento Portalegre exerce sobre o relevo a partir de processos erosivos e intempéricos, podendo contribuir para a formação de vales estruturais.

Figura 24 - Perfil topográfico (ponto 1) nas direções NE-SW e NW-SE.

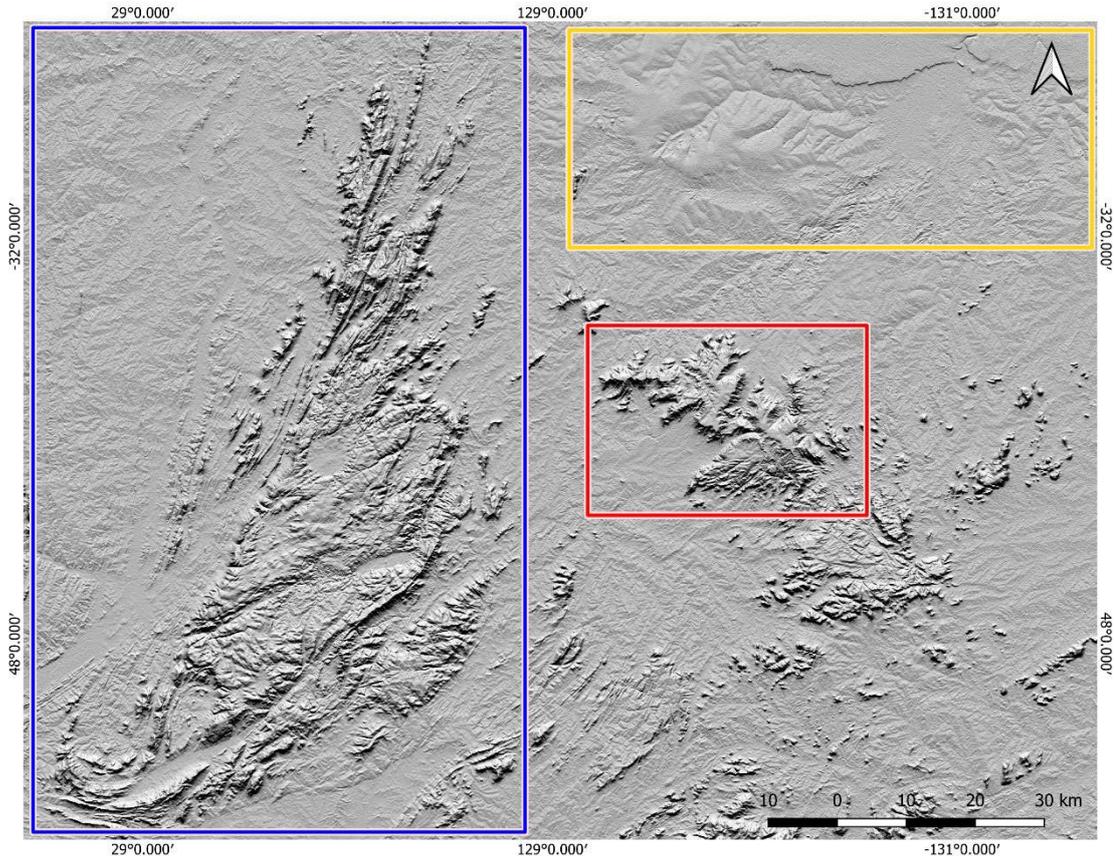


Fonte: elaborado pela autora

Outro ponto relevante para a discussão, refere-se aos geológicos apontados como possíveis causadores do soerguimento da área correspondente aos maciços de Portalegre e Martins. O último episódio de vulcanismo que se estabeleceu na província Borborema foi Macau, de idade Neógena. Essa atividade vulcânica pode ter sido a causa da epirogenia Neógena que originou o maciço da Borborema, assim como vários outros que estão ao seu redor. Isso teria ocorrido pelo aprisionamento de magma no limite da raiz da litosfera e da crosta continental, gerando uma assimilação subsuperficial de magma (underplating). Como resultado da diferença de densidade, a área do Planalto da Borborema foi alçada por empuxo devido ao underplating. A mudança de ambiente agradacional para erosivo pode ser atribuída ao soerguimento comandados pelo magmatismo Cenozóico (underplating) associados aos processos de reativação sin e pós-rifte ao longo da zona de cisalhamento Portalegre (OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012; MAIA; BEZERRA, 2014; MAIA *et al.*, 2016). Destaca-se ainda a correlação cronológicas de eventos tectônicos na Bacia Potiguar (ao norte) e no Maciço do Pereiro (a oeste/sudoeste), além terem propostas de evolução geomorfológicas que servem como base para a atual pesquisa.

A morfogênese da Bacia Potiguar está também associada a eventos deformacionais relacionados ao tectonismo Cenozóico. Os sobressaltos, sejam na forma dômica ou já arrasados parcialmente pela erosão, foram interpretados nos estudos de Maia e Bezerra (2014) como feições de inversão e são reconhecidas a partir da sua caracterização notoriamente orientada segundo o trend NE-SW. Essa direção de falhamento compõe a principal direção estrutural da Bacia Potiguar, mas também dos maciços de Portalegre e Martins (Figura 25).

Figura 25 - Localização do Maciço do Pereiro e Bacia Potiguar.



Fonte: elaborado pela autora

Na região da Bacia Potiguar, observa-se uma deformação Cenozoica cujos marcadores podem ser verificados na Formação Barreiras (deposição controlada pelo soerguimento no interior do continente), na Formação Serra dos Martins (capeia os platôs topográficos), no Vulcanismo Macau e no embasamento cristalino (Jardim de Sá *et al.*, 1999, Jardim de Sá 2001, Sousa 2003). Esse regime deformacional envolve distensão geral no eixo horizontal, com intensidade maior na direção E-W. A coincidência temporal entre essa deformação e o Vulcanismo Macau pode sugerir uma grande estrutura em forma de domo, termalmente ativada, e possivelmente gerada a partir de uma pluma do manto que teria produzido soerguimento topográfico e magmas basáltico-alcálicos (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1999, MAIA; BEZERRA; 2014). Baseando-se nas idades dos microfósseis encontrados nas Unidades sedimentares intercaladas ao magmatismo, na Bacia Potiguar, esta unidade foi posicionada entre o Oligoceno e o Mioceno (SOUZA, 1982). Ainda sobre as associações, segundo Neto e Szatmari (2003), A Formação Serra do Martins tem sido interpretada como fácies siliciclásticas proximais cronocorrelatas à megasequência regressiva da bacia Potiguar, por serem afossilíferas. Então, por mais que a evolução sedimentar da Bacia tenha sido iniciada no Mesozóico, ela ocorre de forma quase ininterrupta até o Quaternário.

O maciço do Pereiro, por sua vez, além de possuir maior proximidade, também detém características estruturais semelhantes. Gurguel (2012), ao estudar a evolução morfotectônica do maciço, considerou em sua abordagem indicativos de inversão de relevo na área, a partir da teoria de duplo aplainamento de Budel (1982), considerando a erosão diferencial como fator determinante como processo de evolução geomorfológica. Essa correlação foi feita devido a presença de crosta laterítica em área de cimeira.

No que se refere ao maciço do Pereiro, a partir de perfis topográfico traçados transversalmente o Maciço do Pereiro, na direção NE-SW, constatou que as cimeiras do Maciço do Pereiro, Maciço de Portalegre e Martins e Serra de Santana estão em cotas altimétricas parecidas, onde os dois últimos possuíam altitudes médias de 700m, com datações e mapeamentos realizados por Lima (2009). Nos trabalhos de Morais Neto *et al.*, (2008) e Morais Neto *et al.*, (2009) foram encontradas evidências de soerguimento para o Norte do Planalto da Borborema durante o Cenozóico inferior. Por analogia, pode-se interpretar que o maciço do pereiro foi submetido neste momento a uma de suas fases de soerguimento, consequente ativação frágil e erosão, assim como os Maciços de Portalegre e Martins. Estes episódios, no Planalto da Borborema, foram datados por Lima (2008) Morais Neto *et al.*, (2008) e Morais Neto *et al.*, (2009) e serve como paleoindicadores importantes da atuação tectônica e paleoclimática do Maciço do Pereiro (GURGUEL, 2012). GURGEL *et al.*, (2012 e 2013) ao indicarem que o Maciço do Pereiro, ao invés de residual, seria ordem tectônica Cenozóica, esses autores apontam que teria ocorrido reativação das falhas que delimitam o maciço (falhas de Jaguaribe e Portalegre) ao longo do Terciário, o que teria sido responsável pela produção de amplo soerguimento das vertentes dessa do maciço.

A inversão de relevo nos maciços de Portalegre e Martins foi causada pela erosão diferencial, no entanto, as reativações Cenozóicas da ZCP soergueram o bloco E, cerca de 100m, em relação ao bloco W, originando assim o segmento mais elevado dos maciços de Portalegre e Martins. Além do alçamento tectônico é preciso destacar o controle estrutural exercido sobre a dissecação que segue os planos de deformação brasileiros. Isso ocorre a partir erosão dos cataclasitos e/ou milonitos associados à ZCP originando feições de relevo NE-SW (Maia *et al.*, 2016). Nessas feições incluem os vales incisos e as escarpas, que serão discutidas no tópico a seguir, a partir de seu comportamento erosivo baseado na erosão diferencial das rochas que estruturam os maciços.

5.2 Erosão diferencial e resistência litológica

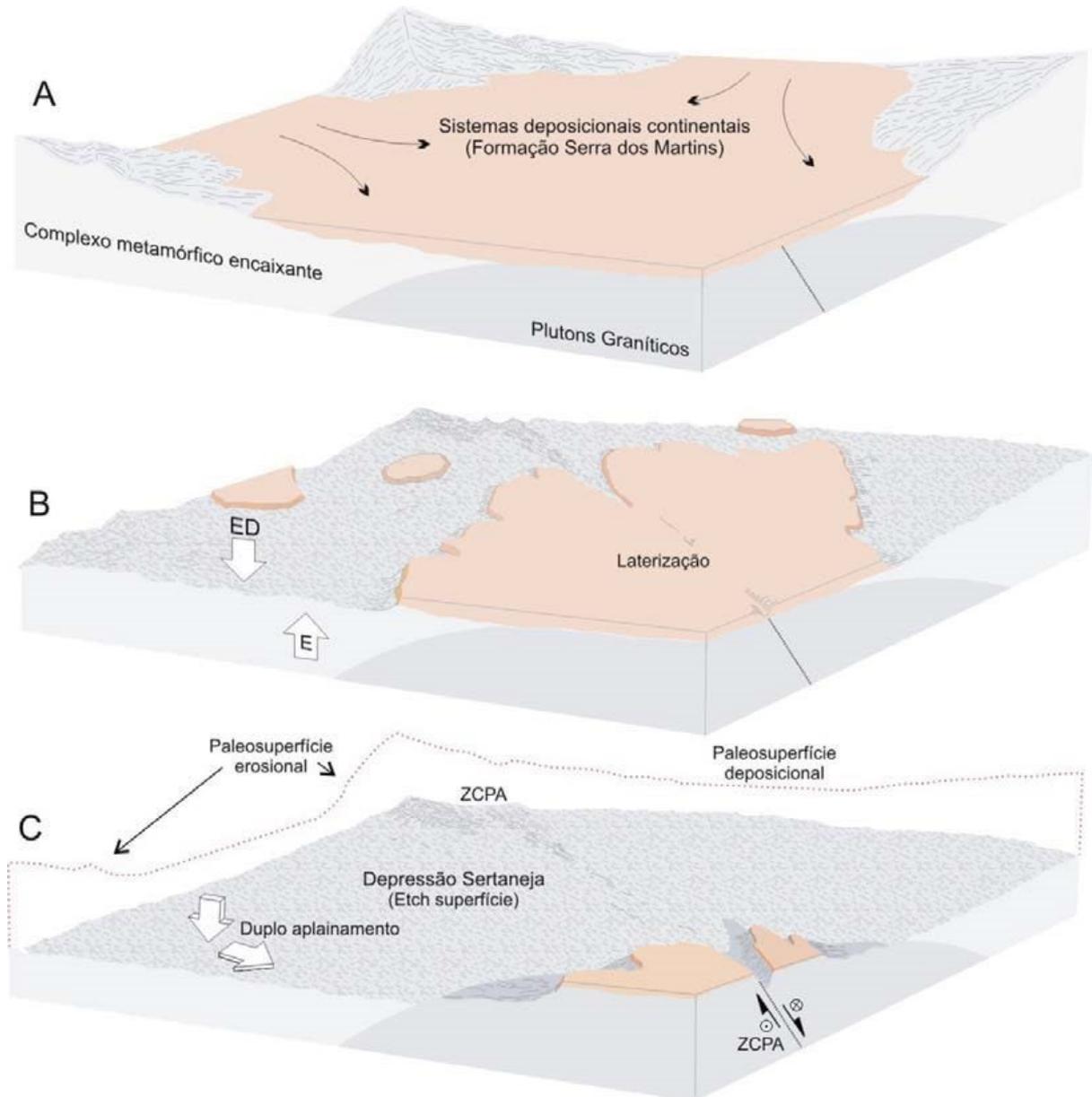
Os processos morfotectônico e morfoestruturais, além de promoverem o soerguimento a cota elevadas, seja do maciço como um todo, ou apenas na diferença altimétricas entre os blocos estruturais (reativação da ZCP), também controlam a orientação de dissecação, drenagem e deposição quaternária do relevo. No entanto, foram os processos de ordem litológica que proporcionaram a inversão topográfica do relevo, a partir da erosão diferencial.

A origem dos maciços está associada às características do substrato, referentes às propriedades geoquímicas das rochas que induzem ao aumento da intensidade do intemperismo químico, viabilizando a ação morfogenética. Isso leva à degradação e consequente rebaixamento do relevo em rochas frágeis, fazendo com que as litologias mais resistentes permaneçam como sobressaltos topográficos. Para tanto, é necessária uma combinação entre alterações geoquímicas das rochas e a erosão superficial através da ação dos processos externos e climáticos (MAIA *et al.*, 2016; BIGARELLA, 2003).

Os maciços de Portalegre e Martins possuem um duplo fator de resistência frente à erosão diferencial, aferido pela competência das rochas graníticas das suítes intrusivas Itaporanga e Poço da Cruz, somado à proteção exercida pela crosta laterítica da FSM (assentada sobre o embasamento cristalina), frente aos processos de degradação das rochas. Portanto, a cobertura ferruginosa contribui não somente para a manutenção das escarpas, mas do relevo como um todo. Assim como demonstrado por (BUTT e BRIS-TOW, 2013) a formação de duricrostas a partir de níveis concrecionários lateríticos pode contribuir com a inversão de relevo e sobretudo na manutenção do topo (Figura 26).

Segundo o modelo representado abaixo, os maciços na forma de platôs constituem formas residuais de um antigo capeamento contínuo, parcialmente dissecado restando apenas alguns testemunhos residuais desconectados em diversos maciços cristalinos situados na porção setentrional do maciço da Borborema (MAIA *et al.*, 2016). O comportamento erosivo das escarpas, observados em campo, expressa o controle da erosão diferencial sobre o processo de evolução geomorfológica dos maciços estudados, conferindo à duricrosta laterítica o papel de manutenção das rochas cristalinas que estruturam os maciços. Nas encostas recobertas pela FSM, o comportamento erosivo em backwearing aponta tendências geomorfológicas evolutivas baseadas na permanência do relevo em cotas altimétricas elevadas, as áreas recobertas pelo arenito lateralizado (Figura 26).

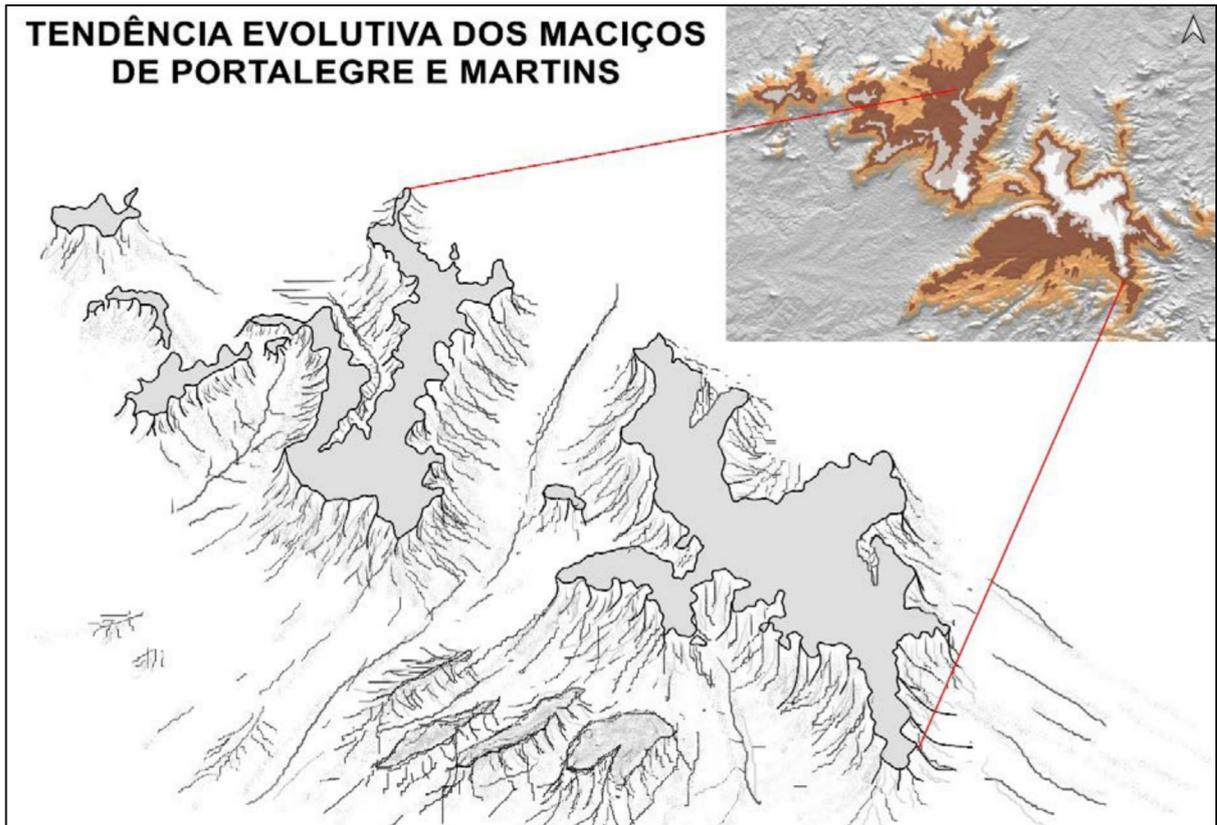
Figura 26 - Síntese evolutiva dos maciços de Portalegre e Martins.



Fonte: Maia et al., 2016

Para a simulação foram considerados apenas o processo de erosão diferencial e diferença litológica, além da tendência de dissecação e deposição nas orientações controladas tanto pelo trends regionais de direção SW-NE como pelas Zonas de Cisalhamento Portalegre (NW-NE) e Frutuoso Gomes (SE-NW). O modelo evolutivo mostra a ampliação do vale entre os maciços e maior individualização dos blocos W e L, orientado na mesma direção da ZCP, influenciando, principalmente, a dissecação do relevo no Maciço de Portalegre.

Figura 27 - Modelo evolutivos para os maciços de Portalegre e Martins.



Fonte: elaborado pela autora.

No maciço de Martins, as tendências erosivas podem seguir padrões de orientação SE-NW, principalmente na sua parte Sudeste, devido a influência da ZC de Frutuoso Gomes, que pode atuar também na orientação da dissecação nas áreas mais centrais do maciço. Já na parte meridional de Martins, o relevo sofreria intenso rebaixamento, devido a menor competência litológica dos granitóides intemperizado presentes na área. Segundo Vitte (2005), o embasamento granítico quando exposto, fica submetido ao progressivo aprofundamento diferencial do front de alteração (granito intemperizado). A diferença de altitude entre as coberturas lateríticas e frente de alteração, deixa evidente a menor resistência do material litológico subjacente. No material litológico menos resistente, os processos erosivos progrediram tanto pelo ataque da rocha parental ao nível da frente de intemperismo, quanto pela remoção e pelo escoamento superficial do material alterado (MAIA *et al.*, 2017).

Nos maciços de Portalegre e Martins, o capeamento laterítico soma-se como fator de resistência litológica associada ao corpo intrusivo, constituindo, dois fortes elementos de resistência à erosão diferencial. Assim, a formação de couraças a partir de níveis concrecionários lateríticos contribuiu para manutenção do relevo, sendo fortes indicativos de inversão topográfica.

6 CONCLUSÃO

Os processos de inversão do relevo nos maciços de Portalegre e Martins, foram condicionados a partir de dois elementos principais, o controle exercido pela erosão diferencial do embasamento e a tectônica sin e pós-rifte. Tais eventos também influenciam na dissecação, drenagem e orientação das escarpas. Assim, é oportuno o estudo dessas formações, a partir dos dados de trabalhos que atestam sua gênese e fragmentação, já que as lateritas e o substrato geológico que as mantêm, desempenham um papel fundamental na evolução geomorfológica desse tipo de relevo.

O fator tectônico se soma aos demais na gênese e evolução da morfologia atual. Os processos de reativação sin e pós-rifte ao longo da zona de cisalhamento Portalegre associados aos pulsos de soerguimento comandados pelo magmatismo Cenozóico também contribuíram para o alçamento dos depósitos da FSM para cotas elevadas. Especificamente os eventos relacionados a ZCP, deslocaram em aproximadamente 100m os depósitos da FSM do lado E em relação ao lado W (Maia et al, 2016). Outro fator considerado trata-se da inversão no campo de tensões e a influência que a inversão topográfica da bacia Potiguar e no Maciço do Pereiro pode ter no alçamento dos maciços as cotas atuais. Hipóteses que subsidiariam mais correlações para justificar as elevadas cotas altimétricas dos maciços. Os processos morfotectônico e morfoestruturais controlam ainda a orientação da dissecação, drenagem e deposição quaternária, que influenciam nos processos de ordem litológica.

O capeamento laterítico, portanto, somado ao fator de resistência litológica associada às suítes intrusivas Itaporanga e Poço da Cruz, constituíram um duplo fator de resistência frente à erosão diferencial, contribuindo para que toda a área circunjacente fosse erodida.

A diferença no comportamento erosivo das escarpas evidenciou a importância do controle litológico na manutenção do relevo. As encostas capeadas pela FSM, tinham seu relevo protegido dos agentes erosivos, uma vez que funciona como “capa protetora”, resultando no desgaste da rocha granítica, localizada logo abaixo. A retração lateral por backwearing nessas vertentes conferem morfologia côncava a grande parte das escarpas recobertas pela duricrosta. Já as vertentes sustentadas pela própria rocha cristalina, possuíam características morfológicas convexas, a exposição da frente de erosão (granito intemperizado), sofria de maneira mais intensa a ação dos agentes intempéricos e erosivos.

Os estudos acerca das coberturas lateríticas em cotas altimétricas elevadas são de grande interesse para a geomorfologia, uma vez que sua capacidade de manutenção do relevo

pode indicar processos evolutivos na paisagem, inclusive como relevante indicativo de inversão de relevo. Nesse contexto, os maciços cristalinos resguardam em sua morfologia importantes indicadores de evolução morfotectônica e morfoclimática, e no caso do presente estudo, a FSM corresponde, a um testemunho residual de parte de um antigo capeamento contínuo, que foi parcialmente dissecado e posteriormente removido. Isso pode contribuir com parte da história geológica de diversos maciços cristalinos da porção setentrional do maciço da Borborema.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. *IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia*, São Paulo, SP, n. 19, p 38, 1969.

AB'SABER, A. N. Summit surfaces in Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 515-516, 2000.

ALVES, L.S.F; PESSOA, Z. S. Dinâmica populacional dos municípios de Martins e Portalegre. In: CARVALHO, R, G; MEDEIROS, S. R. M (Orgs.). **Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável na Região Serrana de Portalegre e Martins, Rio Grande do Norte**. Mossoró-RN: Edições UERN, 2016, v. 1, p. 136-147.

AMORIM, J. R. **Análise climática dos municípios de Portalegre/RN e Francisco Dantas/RN**. 2019. 22f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia) – Universidade do Estado do Rio Grande do Norte, Pau dos Ferros, 2019.

ANGELIM, L.A.A.; MEDEIROS, V.C.; NESI, J.R. Programa Geologia do Brasil - PGB. **Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte**. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERNA, 2006.

ARARIPE, P.T.; FEIJÓ, F.J. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 127-141, jan/mar. 1994.

ARTHAUD, M.H. **Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Brasília, 2007.

AUGUSTIN, C. H. R. R.; LOPES, MARCEL, R. S.; SILVA, S. M. Lateritas: um conceito ainda em construção. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, n. 3, p. 241-257, 2013.

BARROS, S.D.S. (1998). **Aspectos Morfo-Tectônicos nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana / RN** Dissertação de Mestrado PPGG – UFRN, 1998.

BÉTARD F.; PEULVAST, J-P; CLAUDINO SALES, V. Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales área, Northeastern Brazil: consequences of uplift, erosion and climatic change. **VI Conference International on Geomorphology**, Zaragoza, Abstracts Volume, p. 69, 2005.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol.3. Florianópolis: Ed. UFSC, 2003.

BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 29, n. 3, p. 379-392, set. 1999.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the

Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A.(Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress. p. 151-182, 2000.

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

BUTT C.R.M., BRISTOW A.P.J. Relief inversion in the geomorphological evolution of subSaharan West Africa. **Geomorphology** 185 16–26 2013.

CAMPELO, Romário Carvalho. **Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil**: integração de dados geológicos e gravimétricos. 1999. 140 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.

CASTRO, R. T.; HORBE, A. M. C.; ALMEIDA, C. M. A crosta laterítica ferro-titanífera da Vila Nova Colina e a laterização do sul de Roraima. **Acta Amazônica**, v. 46, n. 1, p. 47-60, 2016. DOI: 10.1590/1809-4392201500993.

CLAUDINO SALES, V. **Megageomorfologia do Estado do Ceará**. História da paisagem geomorfológica. Novas edições acadêmicas, 2016.

CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 359-372, 2018. DOI: 10.20502/rbg.v19i2.1330

CORRÊA, A. C. B. et al. Megamorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do instituto geológico**. v. 31, n. 1-2, 2010.

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

CPRM. **Atlas digital de geologia e recursos minerais**. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil -CPRM (mídia digital) 2006.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geodiversidade do Brasil**: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geodiversidade do Rio Grande do Norte**.105. Recife: CPRM, 2010.

DANTAS, N. B. L. **Estudo fitossociológico em encaves florestais na região serrana dos municípios de Portalegre e Martins – RN**. 2016. 90f. Dissertação (Mestrado em Ciências Naturais) – Faculdade de Ciências Naturais e Exatas, Universidade do Estado do Rio Grande do Norte, Mossoró, 2016.

DINIZ, T. M. D.; OLIVEIRA, G. P.; MAIA, R. P.; FERREIRA, B. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, p. 689-701, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i4.1255

DINIZ, M. T. M.; OLIVEIRA, A. V. L. C. Mapeamento das Unidades de Paisagem do Estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia, v. 38, n. 2, p 342364, 2018. Disponível em: <https://www.revistas.ufg.br/bgg/article/view/54613>. Acesso em: 02 abril. 2022.

DINIZ, M. T. M. *et al.* Mapeamento Geomorfológico do Estado do Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasília, v. 188, n. 4, p. 1-13, 2017. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1255>. Acesso em: 12 ago. 2020.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA E AGROPECUÁRIA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília, DF: EMBRAPA, 2018. Disponível em: <https://www.embrapa.br/busca-de-publicacoes/-/publicacao/1094003/sistema-brasileirodeclassificacao-de-solos>. Acessado em 26 jul. 2022.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA E AGROPECUÁRIA. **Solos do Nordeste**. Recife: Embrapa Solos, 2014, 12 p.

ESPINDOLA, C. R.; DANIEL, L. A. Lateritas e solos lateríticos no Brasil. **Boletim Técnico da FATECSP**, p. 21-24, 2008.

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

GUERRA, A. T. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 8. Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993. 464p.

GURGEL, S. P. P. ; BEZERRA, F. H. R. ; CORRÊA, A. C.B. ; MARQUES, F O. ; MAIA, R. P. . Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology** . Amsterdam, v. 186, p. 68, 2013.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956. LIMA, M. da G. **História do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas**. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Tese de doutorado, 461f, 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE. 2 ed. 2010. 182 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv66620.pdf>. Acesso em: 06 jul. 2022.

LUZ, R.M.N; JULIÁ, J; NASCIMENTO, A.F. Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift. **Journal Geophysical Research Solid Earth**, 120, 2015.

MAGINI, C & HACKSPACHER P.C. Geoquímica e ambiência tectônica do arco magmático de Pereiro, região NE da Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38: 336-355, 2008.

- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia**, v. 8, n. 1-19, 2010.
- MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R. Condicionamento estrutural do relevo no nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 127-141, jan./abr, 2014.
- MAIA, R.P; BEZERRA, F.H.R. Inversão neotectônica do relevo na Bacia Potiguar – RN. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2014.
- MAIA, R. P.; CASTRO, H. S. Erosão diferencial e propriedades geomorfológicas das rochas – exemplos do NE brasileiro. **Revista do Regne**, v. 3, n. 1, p. 1-15, 2017.
- MARQUES, F.O. ; NOGUEIRA, F.C.C. ; BEZERRA, F.H.R. ; DE CASTRO, D.L. . The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonophysics** (Amsterdam), v. 630, p. 251-264, 2014.
- MEDEIROS, J. F.; CESTARO, L. A. As diferentes abordagens utilizadas para definir os Brejos de Altitude, Áreas de exceção do nordeste brasileiro. **Sociedade e Território**, Natal, v. 31, n. 2, p. 97-119, 2019.
- MEDEIROS, J. F. **Da análise sistêmica à Serra de Martins: contribuição teóricometodológica aos brejos de altitude**. 2016. 219f. Tese (Doutorado em Geografia) – Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2016.
- MEDEIROS, J. F.; QUEIROZ, L. S. Mapeamento das Unidades Litoestratigráficas e Geomorfológicas do município de Serrinha dos Pintos-RN. In: LISTO, F. L. R.; MÜNTZENBERG, D. S.; TAVARES, B. A. C. (org.) **E-book do I Workshop de Geomorfologia e Geoarqueologia do Nordeste**. 1 ed, v. 1. Recife: GEQUA, 2016. p.107108 117.
- MENEZES, M. R. F.; LIMA FILHO, F. P. Estudo faciológico na Formação Serra do Martins, Serra de Portalegre-RN. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE**, 17, Fortaleza. Boletim de resumos. Fortaleza: Sociedade Brasileira de Geologia, 1997.
- MENEZES, M.R.F. (1999). **Estudos sedimentológicos e contexto estrutural da Formação Serra dos Martins**. Dissertação de Mestrado PPGG-UFRN, 1999.
- MORAES NETO, J.M; GREEN, P.F; KARNER, G.D; ALKMIN, F.F. Age the of Serra dos Martins Formations, Borborema Plateau, northeastern Brazil: Constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 16, p. 23-52, 2008.
- MORAIS NETO, J. M.; ALKMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, São, Paulo, v. 31, n. 1, p. 95-106, 2001.
- NASCIMENTO, R.S.C; **Petrologia dos Granitóides Brasileiros associados a zonas de cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB)**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pósgraduação em Geodinâmica e Geofísica. PPGG-UFRN, Natal, RN, 1998.

NETO, J. M. M.; GREEN, P. F.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim de Geociências Petrobras**. v. 16, n. 1, p. 23-52, 2008.

NEVES, S.P; **Granitos Orogênicos: da geração dos magmas à intrusão e deformação**. Rio de Janeiro: Synergia, 2012.

NÓBREGA, M. A. ; SA, J. M. ; BEZERRA, F. H. R. ; HADLER NETO, J. C. ; IUNES, P. J. ; OLIVEIRA, S. G. ; SAENZ, C. A. T. ; **The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil**. Radiation Measurements, Amsterdam, v. 39, p. 627-633, 2005.

NÓBREGA, M.A. **Evolução estrutural e termocronológica meso-cenozóica da zona de cisalhamento Portalegre, Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em geografia – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2004

NOGUEIRA, F. C.; BEZERRA, F. H. R.; FUCK, R. A. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 49, p. 79-91, 2010.

NOGUEIRA, FRANCISCO C.C.; MARQUES, FERNANDO O.; BEZERRA, Francisco H.R.

; de Castro, David L. ; Fuck, Reinhardt A. . Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. **Tectonophysics** (Amsterdam), v. 644-645, p. 92-107, 2015.

OLIVEIRA, R.G. e MEDEIROS, W.E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 37, p. 60-76. ago. 2012.

OLIVEIRA R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (nordeste do brasil)**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em geodinâmica e geofísica – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2008.

PEULVAST J. P.; BÉTARD F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe Basin as erstanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**.v. 233:20-40, 2015.

PEULVAST J. P.; CLAUDINO SALES V.; 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**. v. 62:39-60, 2008.

PEULVA ST, J-P ; CLAUDINO S ALES , V. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos da Geografia**, v. 7, n. 20, p. 1-21, 2007.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the Northern Brazilian Nordeste: Constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**. v. 3: 89-122, 2003.

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**. Mapa na escala 1:500.000. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil, 2003.

PORTO, C. G. (2010). Intemperismo em regiões tropicais. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (org.). **Geomorfologia e meio ambiente**. 9. ed. Bertrand Brasil, 2010, Rio de Janeiro: p. 25-57.

PRADO, R. J.; CABRAL, I. de L. L.; SILVA, A. P. M.; SOLORZANO, P. E. M.; ALBUQUERQUE, A. P. A. de. Caracterização de material lateríticos do planalto e chapada dos Guimarães-MT por EDX, XRD e espectroscopia Mössbauer. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, p. 619-637, 2014. DOI: 10.20502/rgb.v15i4.

QUEIROZ, L. S. **Compartimentação Geoambiental de ambientes semiáridos: o complexo Serrano Martins-Portalegre – RN**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pósgraduação em geodinâmica e geofísica – Universidade Estadual do Rio Grande do Norte, 2021.

SÁ, E.F., MACEDO, M.H.F., FUCK, R.A., KAWASHITA, K. **Terrenos proterozóicos na Província Borborema e margem norte do Cráton do São Francisco**. Dissertação de Mestrado - PPGG - UFRN Campelo, R. C. 115 Francisco. Rev. Bras. Geociências, 22: 472480, 1993.

SÁ, J.M., McREATH, I., LETERRIER, J. Petrology, geochemistry and Dissertação de Mestrado - PPGG - UFRN Campelo, R. C. 117 geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of Oros fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). **Jour. South American Earth Sciencens**. v.8, p. 299-314, 1995.

SÁ, I. B.; RICHÉ, G. R.; FOTIUS, G. A. As paisagens e o processo de degradação do semiárido nordestino. In: SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M.; FONSECA, M. T.; LINS, L. V. (Orgs.). **Biodiversidade brasileira: avaliação e identificação de áreas e opções prioritárias para conservação**. Brasil: Ministério do Meio Ambiente, 2004, p. 37-44. Disponível em: <https://www.alice.cnptia.embrapa.br/bitstream/doc/154238/1/OPB1733.pdf>. Acesso em: 20 jan. 2022.

SIGUEIRA, A. C. A.; MAGINI, C.; DANTAS, E. L.; FUCK, R. A.; SASAKI, J. M. Lateritas do Domínio Médio Coreaú – comportamento geoquímico de mantos lateríticos do Noroeste do Estado do Ceará. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 2, p. 249-264, 2014. DOI: 10.5327/Z2317-4889201400020006.

SCHMIDT, D. M. **Dinâmica das configurações de formação e inibição das chuvas no Rio Grande do Norte**: caracterização hidroclimática do estado. 2014. 132f. Tese (Doutorado em Ciências Climáticas) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2014. Disponível em: <https://repositorio.ufrn.br/jspui/handle/123456789/19447>. Acesso em: 02 jul. 2022.

SOARES, U. M.; ROSSETTI, E. L.; CASSAB, R. C. T. **Bacias sedimentares brasileiras - Bacia Potiguar**. Phoenix, v. 5, n. 56, p. 1-6, 2003.

SOUZA, M.J.N. OLIVEIRA, V.P.V. Os enclaves úmidos e subúmidos do semiárido do Nordeste Brasileiro. **Revista Mercator**, N 9, UFC Fortaleza – CE, 2006.

TRINDADE, I.V; MARTINS SÁ, J; MACEDO, M.H.F; Comportamento de elementos químicos em rochas mineralizadas em ouro na Faixa Seridó, Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v.38, n.2, São Paulo, 2008.

TRINDADE, R.I.F., ARAÚJO, J.M.M., JARDIM DE SÁ, E.F., SOUZA, Z.S. A Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (Faixa Seridó, PB): geometria e cinemática de uma estrutura transtraccional de escala litosférica. **Atas V Simp.** Nac. Est. Tect., 101-102, Gramado, RS, 1995.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3/4, p. 267-288, 1995.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A.H.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 127, p. 287- 327, 2003.

VASCONCELOS, A. M.; PRADO, F. da S.; GOMES, F. E. M. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Folha Iguatu**, SB.24-Y-B. Carta Geológica, Escala 1:250.000, Anexo II. Fortaleza: CPRM/Serviço Geológico do Brasil, 1997.

VAUCHEZ, A. et al. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 8, p, 247-266, 1995.

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.