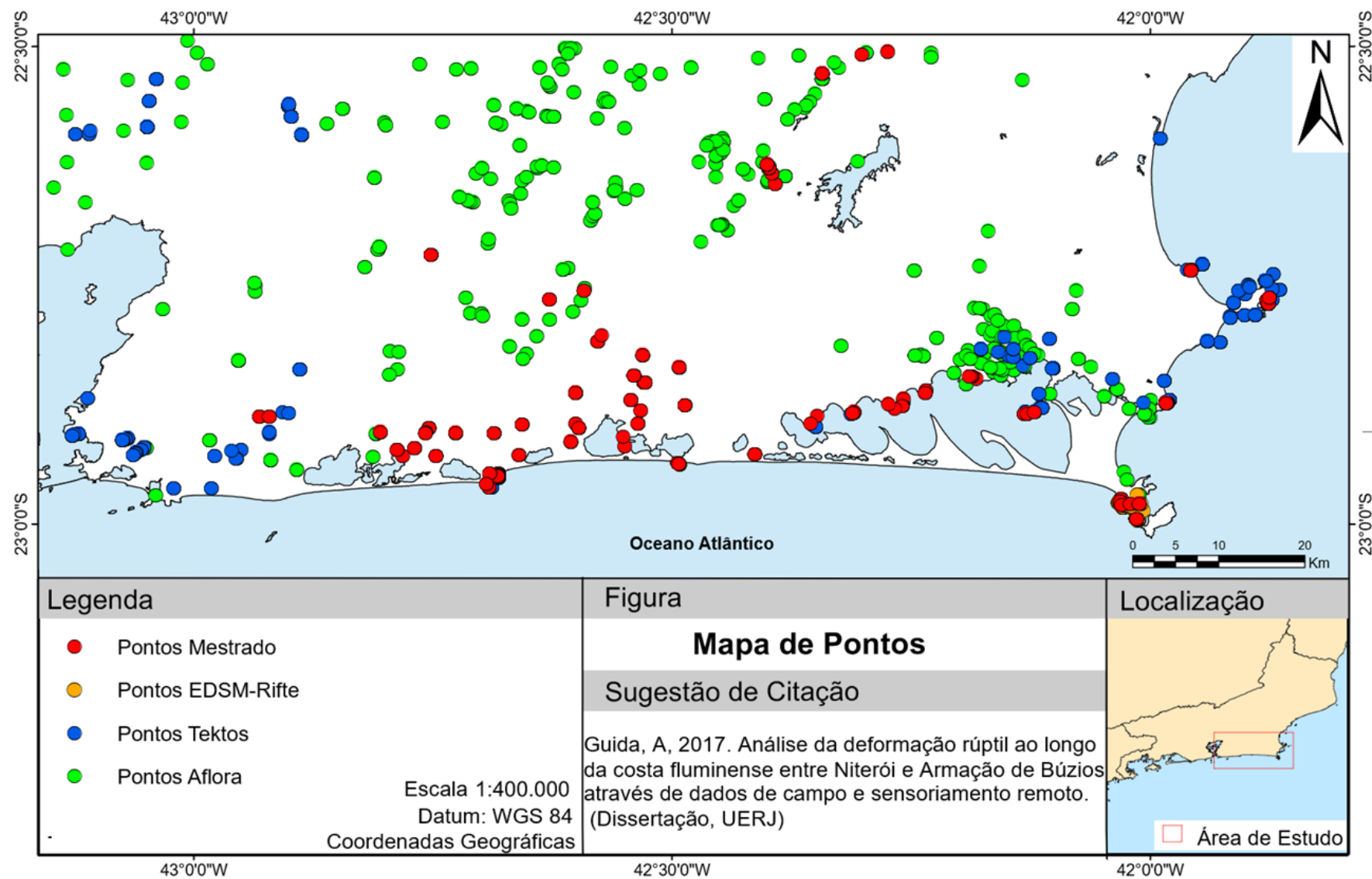


Figura 16- Mapa de Pontos



Legenda: Mapa de pontos compilados, incluindo pontos realizados no decorrer do mestrado (vermelho), e disponibilizados pelo banco de dados dos grupos de pesquisa: EDSM-rifte (amarelo); Tektos (azul) e Aflora – Pronageo (verde). Limites da costa e corpos d'água baseados em dados SIG disponibilizados pelo IBGE.

Fonte: A Autora, 2017.

3.1 Unidades litoestratigráficas

3.1.1 Terreno Cabo Frio

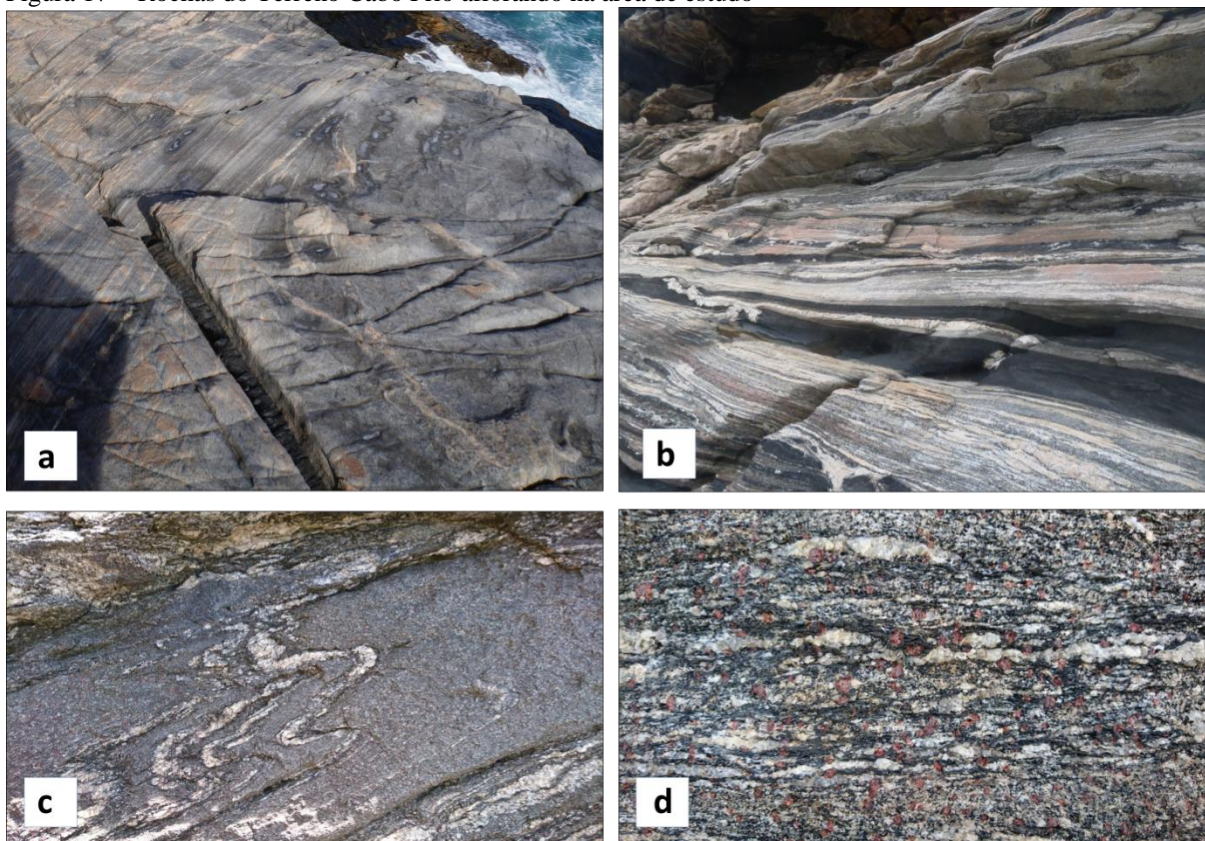
O Terreno Cabo Frio é composto basicamente por uma intercalação de rochas do embasamento paleoproterozoico e rochas supracrustais neoproterozoico-cambrianas (Figura 17).

O embasamento paleoproterozoico do Terreno Cabo Frio (Heilbron et al., 2000) é constituído, majoritariamente, por ortognaisses félsicos do Complexo Região dos Lagos (RL) e ortognaisses anfíbolíticos bandados da unidade Forte de São Mateus (Schmitt et al., 2004). Os gnaisses do complexo Região dos Lagos têm composição granítica com alguns quartzodioritos e tonalitos. Os protólitos dos ortognaisses têm idade de cristalização em torno de 1,9 G.a (Schmitt et al., op cit.).

As rochas ortoderivadas do Terreno Cabo Frio apresentam estágios de deformação variados, de pouco deformados a gnaisses bandados, em muitos locais apresentando estruturas migmatíticas. A sequência supracrustal é formada por paragnaisses aluminosos com cianita/sillimanita, com intercalações de rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e quartzitos granatíferos (Schmitt et al., 2004). A sucessão Búzios é representada por sillimanita-cianita-granada-biotita-gnaisses bandados, enquanto a sucessão Palmital é composta por sillimanita-biotita-gnaisses quartzo-feldspáticos.

As duas sucessões sedimentares estariam associadas, em sua origem, a mesma bacia Búzios-Palmital (Schmitt et al, 2004; 2008). A sucessão Palmital é interpretada como a porção intermediária de um ambiente deltaico no interior da Bacia Búzios-Palmital, enquanto, Búzios corresponderia às regiões hemipelágicas a pelágicas mais distais na mesma bacia (Schmitt et al., 2004).

Figura 17 - Rochas do Terreno Cabo Frio aflorando na área de estudo



Legenda: a) Ortognaisse do Complexo Região dos Lagos, com textura migmatítica, contrastando com zona de foliação milonítica na porção esquerda da fotografia. Dique de diaásio de 5cm na porção inferior da fotografia. Ponto: AGMM_61. b) Ortognaisse bandado do Complexo Região dos Lagos intercalado com camadas de anfibolito decimétricas. Ponto AGGQ_18. c) Dobras assimétricas decimétricas marcadas pela intercalação de camadas quartzosas de granulometria mais grossa, e camadas ricas em biotita, de granulometria fina, na Sucessão Búzios. d) Sucessão Búzios rica em granadas (mm) com textura migmatítica estromática, marcada por camadas quartzosas e biotíticas. Ponto AGMM_59.

Fonte: A Autora, 2017.

Uma foliação tectônica penetrativa de direção NW-SE e com baixos ângulos de mergulho se faz presente em todas as unidades litológicas do Dominio Tectônico Cabo Frio (Schmitt et al, 2004; Heilbron & Machado, 2003). Essa foliação, com lineações mineral e de estiramento de rumo NW-SE, está relacionada com zonas de cisalhamento subhorizontais e dobras recumbentes. Indicadores cinemáticos sugerem um falha de empurrão com transporte tectônico para NW.

Os ortognaises do Complexo Região dos Lagos são colocados sobre as rochas metassedimentares do Terreno Oriental por meio de uma falha de empurrão de baixo ângulo com mergulho para SE. Nas regiões próximas da sutura, a foliação é milonítica e paralela ao contato, e as lineações de estiramento são de alta obliquidade (Almeida et al., 2002).

Quanto aos eventos deformacionais que afetaram o Terreno Cabo Frio há concordâncias e divergências entre diversos autores. Existe um certo consenso sobre as três primeiras fases de deformação, que são consideradas progressivas e há a formação da foliação principal do terreno. Existem mais divergências relacionadas à fase D₄, e diferentes autores atribuem diferentes regimes tectônicos e, por consequência, estruturas formadas diversas a essa fase.

Heilbron et al. (1982) definem, na região de Buzios-RJ, quatro fases de deformação, onde as fases D₁ a D₃ são progressivas e desenvolvem foliações e eixos de dobra de direção NW-SE e N-S. Durante a fase D₄ são formadas dobras abertas, de forma localizada, com eixos de direção NE-SW.

Schmitt et al. (2004) estabelecem que as estruturas do Terreno Cabo Frio podem ser agrupadas em três fases de deformação (D₁ a D₃), que ocorreram de forma progressiva e deram origem a uma lineação mineral e de estiramento de orientação NW-SE, com baixos ângulos de caimento associadas a uma foliação tectônica sub-horizontal (Schmitt et al., 2012). A fase D₄, definida por Schmitt et al. (2004), é restrita ao contato tectônico entre os terrenos na região de Maricá, RJ, e deu origem a uma lineação mineral e de estiramento NE-SW com caimento de até 30° para SW associada a uma foliação plano-axial das dobras F₄ de orientação NE-SW que varia de 50° de mergulho até subvertical, indicando um regime tectônico transpressivo dextral em uma zona de cisalhamento NE-SW (Schmitt et al., 2004, 2012).

As fases D₁ e D₂ atuaram em regime plástico e são caracterizadas por zonas de cisalhamento e falhas de empurrão, concentradas na região dos contatos entre ortognaisses e rochas supracrustais (Schmitt et al. 2004). As supracrustais desenvolveram foliação S₁/S₂ subparalela ao acamamento S₀, com lineações de estiramento definidas por quartzo e feldspato e lineações minerais dadas pelo alinhamento de cianita, anfibólios e sillimanita (Schmitt et al., 2004; 2008).

As dobras recumbentes D₃ agiram sobre a foliação S_{1/2} e zonas de empurrão. Estas dobras possuem eixo paralelo à lineação mineral e a vergência das mesmas varia de ENE, na região mais a Leste, a WSW, na região mais a Oeste, o que, segundo Schmitt et al. (2004), reforça a vergência dos empurrões para NW. Restritas às foliações plano-axiais, há uma lineação mineral L₃, de orientação E-W, marcada por cristais fibrosos de sillimanita, ortogonal à L₂. À essa fase de deformação progressiva final (D₃), está associada a formação da falha de empurrão do Terreno Cabo Frio sobre o Terreno Oriental, já na transição dúctil-rúptil (Schmitt et al., 2004).

Após este cavalgamento, na região sudoeste do contato, desenvolveu-se uma zona de cisalhamento transpressiva subvertical, de movimento dextral com lineações SW paralelas ao eixo de dobras F_4 . Todo o terreno apresenta dobras abertas que podem ser relacionadas à fase D_4 , entretanto, em áreas muito deformadas, como na região de Ponta Negra, Maricá-RJ, as foliações $S_{1/2}$ foram transpostas paralelas ao plano axial das dobras F_4 , com mergulhos de alto ângulo para NW e SE (Schmitt et al., 2004; Ferrari et al., 1982; Schmitt & Trouw, 1997).

Os eventos rúpteis subsequentes que afetaram o TCF estão associados ao rifteamento cretácico e a instalação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Apesar de sua estrutura interna, herdada da deformação brasileira, ser discordante do *trending* NE-SW característico da Faixa Ribeira, o Terreno Cabo Frio foi afetado por falhamentos que deram origem a estruturas importantes de mesma orientação NE, servindo inclusive como embasamento do Gráben de Barra de São João (Mohriak & Barros, 1990), na plataforma continental. Essas estruturas serão mais detalhadas no decorrer do trabalho.

3.1.2 Terreno Oriental

O Terreno Oriental (TO_r) é compartimentado em três domínios tectonoestratigráficos: Klippe Italva, Domínio Cambuci e Domínio Costeiro (Heilbron & Machado, 2003). Dos três domínios, somente o Domínio Costeiro aflora na área de estudos desta dissertação, por isso ele será abordado aqui com mais detalhe.

Como o objetivo geral deste trabalho é uma comparação da deformação rúptil entre terrenos tectônicos, optamos por padronizar o uso do termo Terreno Oriental, quando tratarmos da compartimentação tectônica empregada.

O Domínio Costeiro do Terreno Oriental é composto por rochas metassedimentares em fácies anfíbolito/granulito, intrudidas por rochas ígneas associadas ao Arco Magmático Rio Negro e outros granitos mais jovens (Figura 18).

As sucessões metassedimentares estão compreendidas nos Grupo São Fidélis e Unidade São Sebastião do Alto (Tupinambá et al., 2007). O grupo São Fidélis, que aflora na área de estudo, pode ser dividido entre a unidade basal, que trata de gnaisses kinzigíticos bandados migmatizados e a unidade do topo, que compreende o biotita-gnaisse migmatítico

bandado e/ou porfirítico, com presença de granada, sillimanita e cordierita (Heilbron & Machado, 2003). Ambas as unidades contêm lentes quartzíticas e calcissilicáticas.

Figura 18 – Rochas do Terreno Oriental aflorando na área de estudo.



Legenda: a) Lente calcissilicática em afloramento do sillimanita-biotita-gnaissse da Grupo São Fidélis. Ponto AG_MM_40. b) Aglomerado de sillimanita em sillimanita-biotita-gnaissse bandado do topo do Grupo São Fidélis. Ponto:MR_JANC_05. c) Gnaissse porfirítico mesocrático da Suite Rio de Janeiro, com pórfiros de plagioclásio de até 8cm. Ponto:AGMM_35d) Granada-biotita-gnaissse de granulometria fina com granadas de até 0,5cm do Grupo São Fidélis. Ponto: AG_MM_53.

Fonte: A Autora, 2017.

A estruturação dúctil do Terreno Oriental apresenta algumas variações regionais, mas mantendo o foco na área de estudos, pode ser associada a 4 fases de deformação (Valeriano et al., 2012). D₁ e D₂ imprimiram a foliação principal de baixo mergulho com transporte tectônico para NNW (Trouw et al., 2000), durante a deformação principal (560-580Ma - Heilbron & Machado, 2003). A fase D₃ está associada a docagem tardia do Terreno Cabo Frio, e gerou zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes e dobras com eixo NE-SW (Valeriano et al., 2012). A deformação do evento D₃ está associada a Antiformal do Rio de Janeiro, uma megadobra de eixo NE-SW sub-horizontal que se estende até a Foz do Rio Macacu, dentro da área de estudo, com flanco mergulhando para SE na região de Niterói-RJ.

A fase de deformacional D₄ no Terreno Oriental, bem como para o Terreno Cabo Frio, é atribuída a diferentes regimes e estruturas relacionadas.

A fase D₄ é caracterizada por Heilbron et al. (1993;2003) por um regime transtensional relacionado ao relaxamento do orógeno, ocasionando zonas de cisalhamento subverticais NE e NW. Valeriano et al. (2012) atribuem à fase D₄ dobras abertas com eixos dispersos no quadrante NW que se associam a zonas de cisalhamento dúcteis. As zonas de cisalhamento, por vezes, apresentam indicadores de formação em um regime distensivo, com diques/veios aplíticos e pegmatíticos associados (Valeriano et al., 2012).

Já a fase D₄, caracterizada por Schmitt et al. (2004) é restrita à região sudoeste do contato entre os terrenos tectônicos e trata de uma zona de cisalhamento transpressiva de orientação NE-SW, com altos ângulos de mergulho. Em regiões muito deformadas, a foliação S_{1/2} foi totalmente transposta, ficando paralelas aos planos axiais NE-SW subverticais das dobras F₄.

A fase de deformação rúptil está associada ao processo de formação e evolução do Atlântico Sul. Diversos autores (Melo et al., 1985; Almeida, 1976, Riccomini, 1989) sugerem que a instalação do RCSB foi favorecida pelas zonas de fraquezas NE-SW da Faixa Ribeira. Alves (2002) sugere que parte da reativação dessas estruturas pode ter sido controlada por zonas de fratura oceânicas, prolongando-se até a margem continental.

As zonas de fraturas oceânicas podem ser relacionadas às falhas transformantes e penetram a crosta continental na forma de falhas ou descontinuidades (Alves, 2002). Ainda segundo Alves (2002), estruturas como o lineamento de magmatismo alcalino Poços de Caldas-Cabo Frio, a zona de transferência do Rio de Janeiro e o Alto Estrutural de Cabo Frio seriam condicionados pelo prolongamento da Zona de Fratura Martim Vaz em direção ao continente.

A Zona de Transferência do Rio de Janeiro, caracterizada no interior da Bacia de Santos, na qual deflete linha de charneira e depocentro, tem orientação E-W e pode ter sido responsável pela alteração da linha de costa para E-W ao longo do estado do Rio de Janeiro (Alves, 2002). A estruturação rúptil deste terreno será melhor detalhada nos capítulos subsequentes (3.2.2).

3.2 Domínios estruturais

Como discutido anteriormente, a área de estudo engloba o Terreno Cabo Frio e o Domínio Costeiro do Terreno Oriental. São notórias as diferenças litológicas, reológicas e, inclusive, as diferenças na história geotectônica dos terrenos, o que implica em discrepâncias na estruturação de ambos (Tabela 1).

Tabela 1 – síntese das características estruturais de cada terreno formando domínios tectônicos distintos.

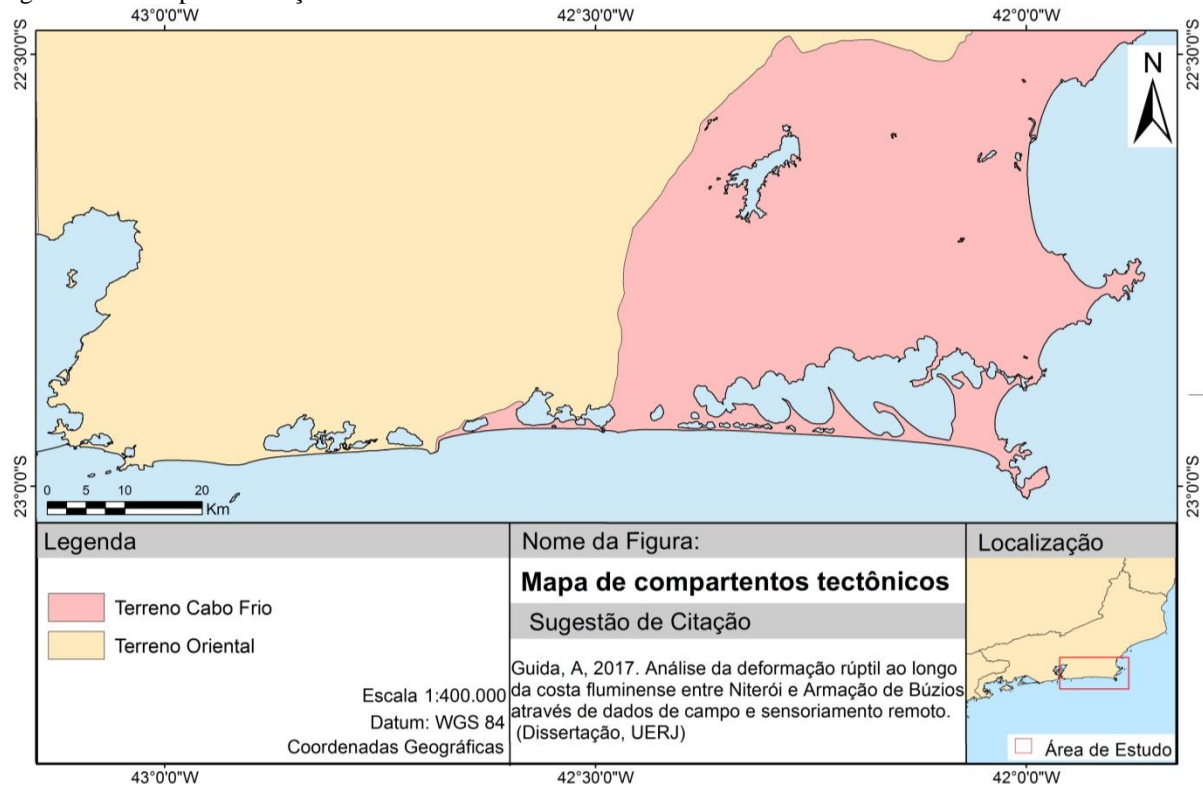
	Terreno Oriental	Terreno Cabo Frio
Orientação geral da foliação	ENE-WSW	NW-SE
Magmatismo	Abundância de granitos	escassez de granitos
Metamorfismo	baixa Pressão e alta Temperatura	Pressão intermediária (Búzios)
Unidades Litológicas	Contraste entre as unidades litológicas é incipiente. Intensa migmatização gera homogeneização	Contraste nítido entre embasamento e rochas supracrustais

Nota: Modificado de Fonseca et al., 1989 e Schmitt et al., 2012.

Fonte: A Autora, 2017.

Para fins comparativos, os dados foram separados entre os terrenos tectônicos supracitados (Figura 19), com intuito de evidenciar suas discrepâncias e/ou similaridades. Para tanto, as características gerais foram tipificadas e discutidas nos itens a seguir.

Figura 19 – Compartimentação em terrenos tectônicos



Legenda: Mapa da área compartimentado em terrenos tectônicos, baseado no mapa geológico apresentado neste trabalho, modificado do Mapa Geológico do Rio de Janeiro(Heilbron et al., 2016) e base de dados geográficos do IBGE.

Fonte: A Autora, 2017.

A principal ferramenta usada para tratar, qualificar e quantificar essas disparidades foi a análise de dados de estruturas rúpteis, a saber: fraturas, incluindo juntas, fissuras e veios; fraturas cisalhantes, diques, falhas e dados pareados de falha/estria. Com intuito de perceber o controle herdado das estruturas pretéritas na formação das estruturas rúpteis, dados de foliação e pares de foliação/lineação também tiveram suas geometrias verificadas.

Os dados estruturais compilados estão distribuídos na área de estudo (Figura 16) e foram analisados, quanto a sua geometria, usando projeções estereográficas na rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior e diagramas de rosetas, ambos gerados e analisados no software Stereonet 9.5.3, desenvolvido por Allmendiger et al. (2012).

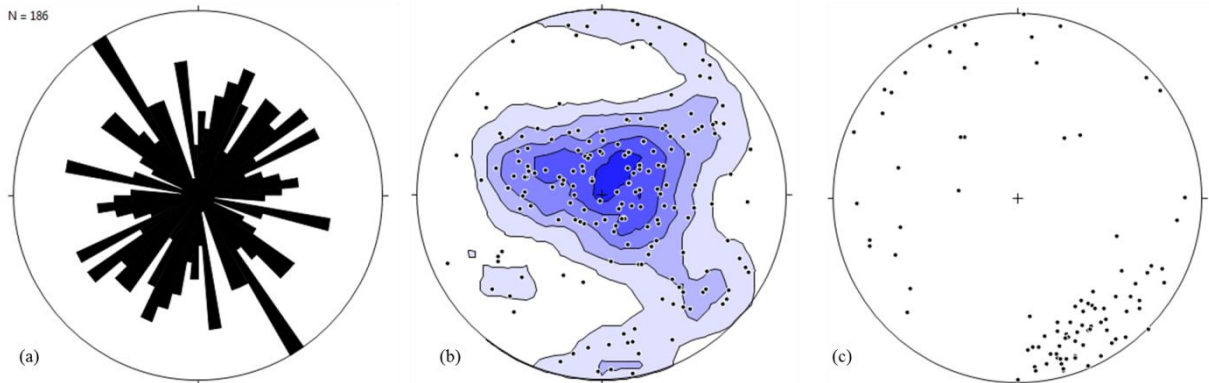
3.2.1 Terreno Cabo Frio

A região que encerra esse domínio tectônico compreende uma grande planície costeira formada por vales fluviais e terraços flúvio-marinhos, avançando até colinas e morros dos maciços costeiros da Serra do Mar. Esse domínio tectônico, correspondendo, grosseiramente, ao ortognaisse Região dos Lagos, possui uma fisiografia mais planificada, com áreas restritas de boas exposições.

Os melhores afloramentos das rochas do TCF são nos costões e pavimentos rochosos ao longo do litoral, que são lavados e bem expostos pela ação das ondas, ou às margens das lagoas da região, tendo menos afloramentos na porção mais interior do continente. No litoral, as exposições são excelentes, o que propicia um acervo maior de dados estruturais, bem como uma compreensão melhor das relações entre as estruturas.

Além da boa exposição, outro fator intrínseco ao TCF que propicia esse tipo de estudo é a trama dúctil existente na região. A estrutura planar mais característica do Terreno Cabo Frio é uma foliação sub-horizontal associada à tectônica de empurrão com transporte tectônico para NNW, posteriormente dobrada e redobrada em estilos isoclinais recumbentes com vergência principal para NW (Schmitt et al., 2004). O fato das estruturas serem sub-horizontais (Figura 20) diminui o seu controle sobre as estruturas geradas nas fases de deformação rúpteis subsequentes. A discussão sobre anisotropia mecânica e sua influência no mecanismo de fraturamento se encontra no Apêndice A.

Figura 20 – Projeção estereográfica e diagramas de roseta de foliação e lineação do TCF.



Legenda: a) Diagrama de rosetas das foliações do TCF. Pétalas em setores de 5° paralelas ao *strike* dos dados. Número de dados = 186, valor máximo=5.9% entre 146 e 150°. b) Projeção estereográfica de contornos dos polos de planos de foliação do TCF usando o método de Kamb. N = 186. Intervalo: 2 sigma. Nível de significância: 3 sigma. Área de contagem: 4,6% c) Projeção estereográfica das lineações associadas à foliação do TCF. Número de dados = 74. Rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Fonte: A Autora, 2017.

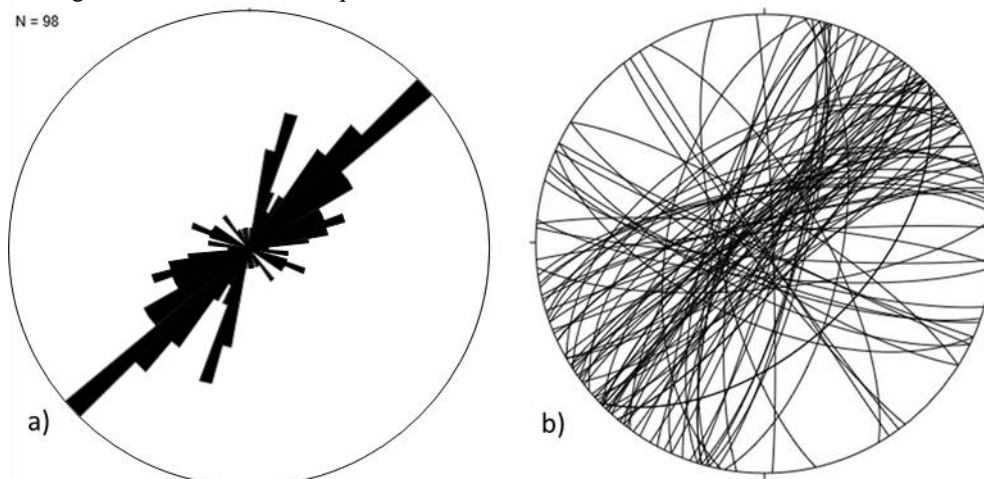
No diagrama de rosetas (Figura 20a), fica evidente uma grande dispersão na orientação das foliações, fato que pode ser associado a seus mergulhos sub-horizontais (b). Uma certa dispersão é notável entre as feições lineares também, ainda assim, predomina o caimento para SE, condizente com o transporte para NW (Schmitt et al., 2004).

Nas regiões próximas ao contato tectônico, as lineações de estiramento possuem alta obliquidade e indicam o movimento na direção NW-SE. O sentido de movimento, com topo para NW, é indicado por dobras assimétricas, sigmoides de foliação e superfícies S-C-C' (Almeida et al., 2002). É interessante notar uma alteração da direção geral da sutura em mapa. Na região de Macaé-RJ, o contato entre os terrenos tectônicos é truncado por falhas destrais de orientação NW-SE, seguindo para NE-SW no embasamento da Bacia de Campos (Souza et al., 2006).

Na região de Ponta Negra-RJ, Schmitt & Trouw (1997) identificaram, no limite sudoeste do Terreno Cabo Frio, uma lineação de estiramento penetrativa com caimento para Oeste e indicadores cinemáticos de um movimento compressional mais jovem, com vergência para Leste, associadas à fase D₄ definida por Schmitt et al. (2004). As supracrustais presentes na região de Buzios apresentam ambas as direções de lineação (N-S e E-W). O padrão de superposição já havia sido reconhecido na região de Ponta Negra com a transposição de uma foliação NW-SE por uma foliação plano-axial de dobras F₄ isoclinais com eixo NE-SW (Ferrari et al., 1982).

Os diques estudados nesse trabalho (Figura 21) são, majoritariamente, pertencentes ao Enxame de diques da Serra do Mar (Cap. 2.4). Na região, há ainda diques mais jovens relacionados à intrusão das rochas alcalinas paleógenas (Cap 2.6).

Figura 21 – Diagramas de rosetas dos diques estudados



Legenda: Dados de diques compilados no Terreno Cabo Frio, sem discriminação litológica ou por enxame. a) Diagrama de rosetas dos diques. Número de dados: 98. Valor máximo: 12,2 % entre 046° e 50°. Pétalas em setores de 5°, paralelas à direção de strike das estruturas. b) Projeção Estereográfica dos 98 diques. Rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Nota: Os diques mostram orientação preferencial dentro do quadrante NE, com máximo em N50°E. Há alguma variação, com grupos que se destacam dentro do mesmo quadrante: N20°E e N70°E.

Fonte: A Autora, 2017.

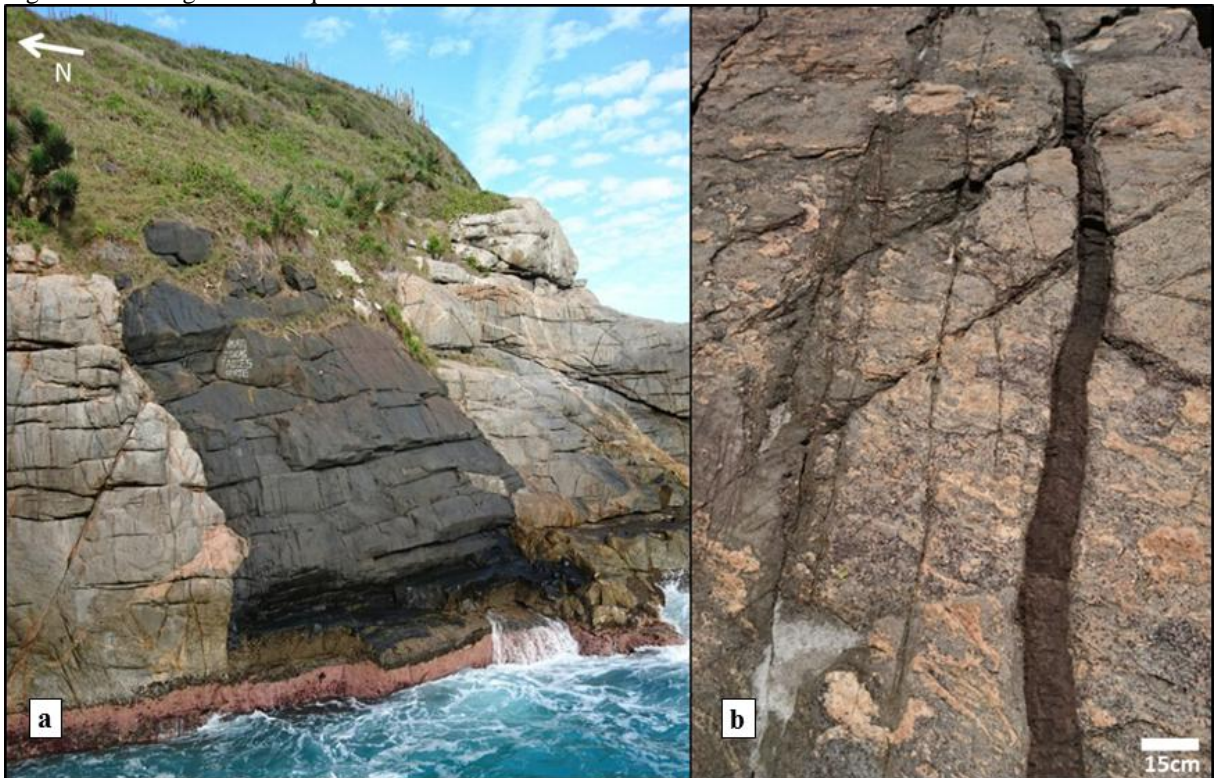
Os diques do EDSM, como é comum nesse domínio tectônico, afloram melhor ao longo do litoral, nos costões rochosos, enquanto que no interior as exposições são mais escassas e intemperizadas. Os diques são em sua maioria basálticos, com algumas ocorrências de microgabro e doleritos. As espessuras são variadas, comumente entre 2 e 8m, podendo chegar a dezenas de metros (Figura 22). Os contatos com a rocha encaixante são abruptos e sub-verticais. Há na região ocorrência de xenólitos de rocha encaixante, com metros de diâmetro, alguns apresentando processos de assimilação em suas bordas (Dutra, 2006).

Por vezes, os diques apresentam margem resfriada centimétrica e variação granulométrica gradando de afanítica a fanerítica média, com ocorrência de texturas porfíricas nos diabásios dos diques mais espessos (Almeida et al., 2013). A presença de texturas hipohialinas e devitrificação das margens resfriadas sugere que o alojamento tenha ocorrido em níveis mais rasos, na crosta superior (Best & Christiansen, 2001, in Almeida et al., 2013).

A orientação preferencial do enxame é NE-SW, e sua cinemática pode ser interpretada por meio de indicadores associados ao seu alojamento. Segundo Pollard (1987, in Ferrari, 2001) os indicadores baseados na morfologia dos diques, como degraus, *branches* e pontes, estão relacionados com a maneira que o dique se propaga, fato que tem uma ligação direta com o campo de esforços atuantes. Esse tipo de indicador fica bem exposto e pode ser

visualizado, em alguns casos, até em três dimensões nos afloramentos rochosos do TCF, resultando numa cinemática de extensão com componente direcional sinistral (Almeida et al., 2013; Cap 2.4, Figura 11; Figura 23)

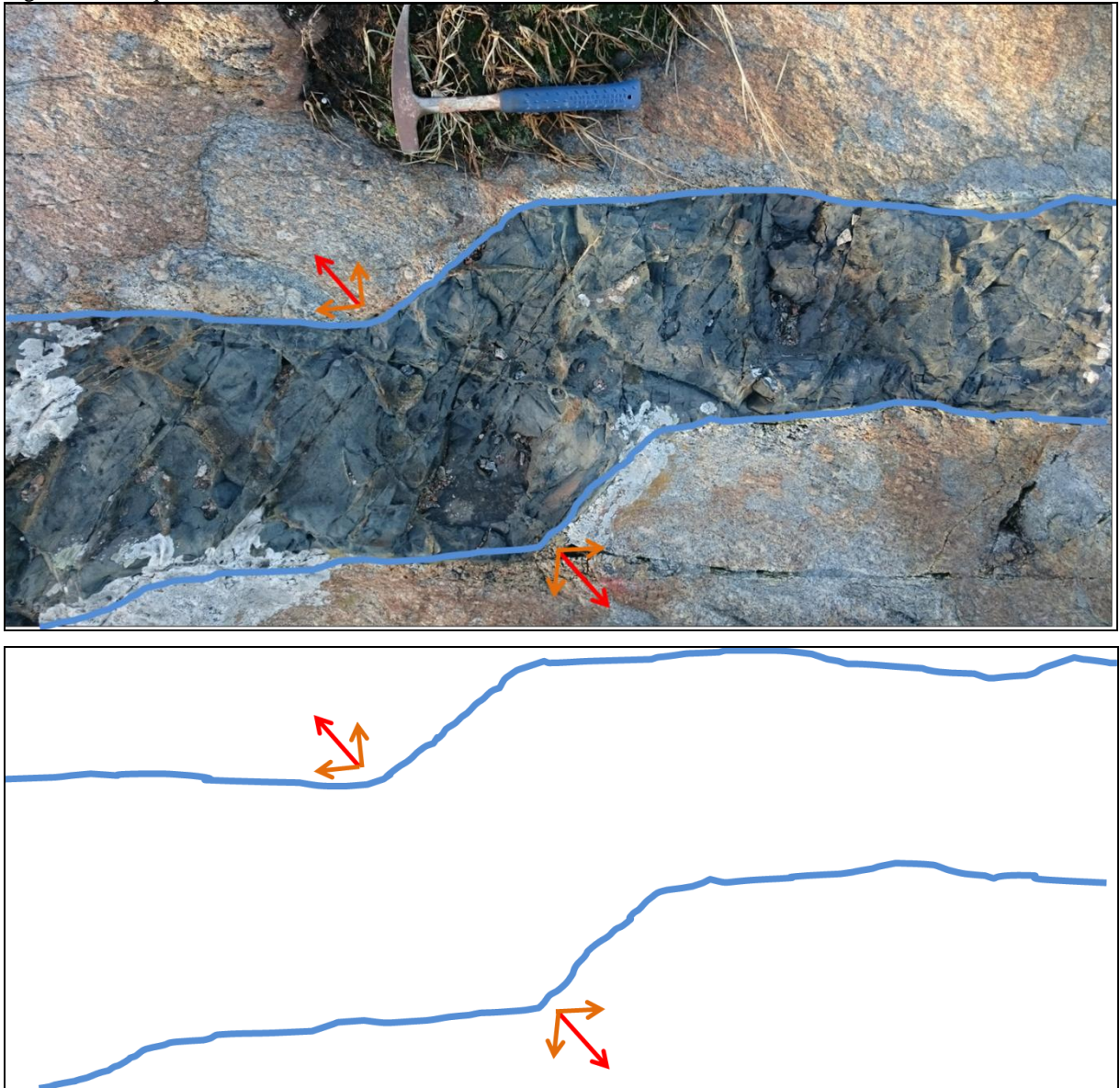
Figura 22 – Fotografia de dique aflorando no TCF



Legenda: Diques do EDSM aflorando nos costões litorâneos do TCF. a): dique de 20m de espessura, aproximadamente, cortando ortogonisse do Complexo Região dos Lagos. b) dique centimétrico cortando Complexo Região dos Lagos, com set de fissuras subparalelo. Praia das Conchas, Cabo Frio - RJ.
Fonte: A Autora, 2017

A configuração estrutural dúctil do TCF é preferencialmente NW-SE, com mergulhos subhorizontais, o que sugere que as intrusões cretácicas não foram condicionadas pelo arcabouço estrutural dúctil, tendo seu controle principalmente relacionado à deformação rúptil mesozoica e ao campo de esforços atuante (Stanton, 2010).

Figura 23 – Dique mostrando cinemática sinistral



Legenda: Dique do EDSM cortando ortogneiss Região dos Lagos, com indicador tectônico em degrau, mostrando uma cinemática sinistral. Em azul, contato entre o dique e a encaixante. Em laranja, os componentes direcional (paralelo ao dique) e normal (perpendicular ao dique), resultando num vetor paralelo a σ_3 (vermelho), que denota um movimento sinistral. Cabo Frio – RJ.

Nota: Fotografia de Julio Almeida

Fonte: A Autora, 2017.

Os diques de rochas alcalinas que afloram na região estudada são associados às suítes alcalinas cretácico-paléogenas, especialmente, ligados à suíte alcalina da Ilha de Cabo Frio (Ferrari, 2001). A suíte da Ilha de Cabo Frio aflora na ilha homônima, e em parte do Pontal do Atalaia, na cidade de Arraial do Cabo- RJ (Lima & Chivegatto, 1974; Araújo, 1995).

Os diques alcalinos são, em sua maioria, félsicos, compostos de sienitos e traquitos, mas há a ocorrência de lamprófiros e basaltos alcalinos também (Thompson et al., 1998). Os

diques têm espessuras centimétricas a métricas, mostram contatos abruptos com a rocha encaixante, as rochas granitoides e migmatíticas do Complexo Região dos Lagos.

Os diques têm orientação geral NE-SW, E-W e ENE-WSW, em sua maioria com mergulhos altos (Ferrari, 2001).

A hierarquia temporal dos diques, proposta por Ferrari (2001), é que os diques de lamprófiros e basaltos alcalinos são anteriores aos diques de traquito e fonolito (Figura 24). Os diques félsicos podem ser divididos em dois grupos: um de alto mergulho (maior que 65°), e outro, que é mais jovem, com mergulhos menores (menos que 65°) de composição traquítica.

Figura 24 – Diques alcalinos aflorando no TCF



Legenda: Relações de corte entre os diques alcalinos intrudidos no gnaiss do Complexo Região dos Lagos, aflorando no Pontal do Atalaia, Arraial do Cabo-RJ. Dique de traquito mais antigo (laranja) cortado por dique de traquito mais jovem (vermelho), ambos cortados por dique de fonolito (verde).

Nota: Fotografia de Julio Almeida, maio de 2016.

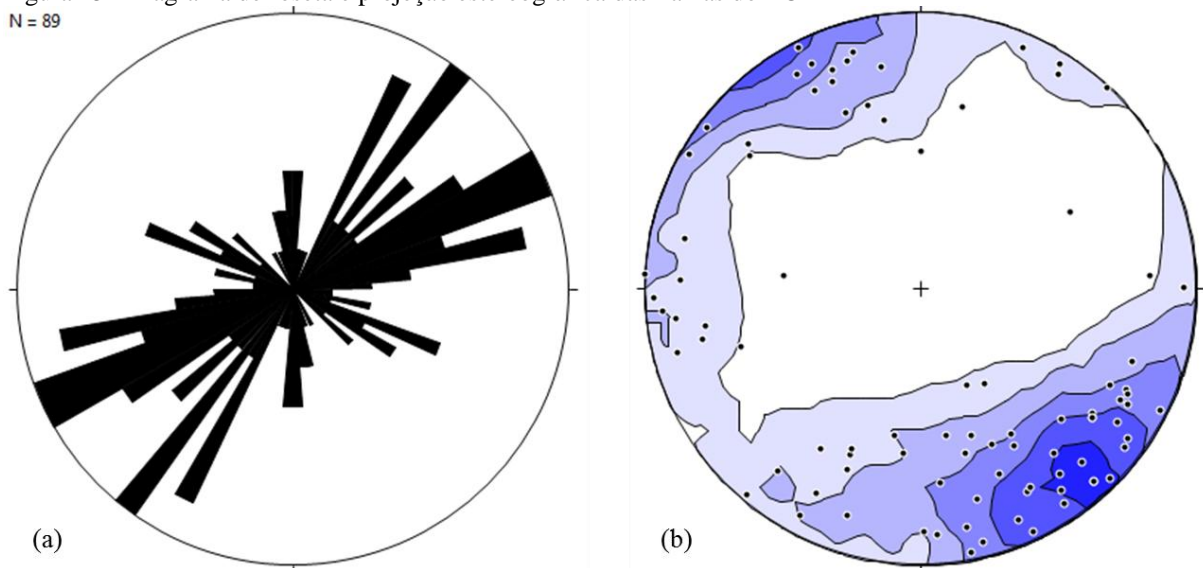
Fonte: A Autora, 2017.

O diagrama de roseta das intrusões tabulares (Figura 21a) mostra uma concentração em torno da direção N50E, com máximo de 12% dos dados. Essa é a direção predominante dos corpos tabulares mais espessos (Tetzner & Almeida, 2003). Há ainda um sistema subordinado de orientação N20-30E (Tetzner & Almeida, 2003), que foi identificado por Stanton(2010) em levantamentos aeromagnéticos. O conjunto de dados apresenta ainda grupos menores com orientações WNW-ESE e NW-SE, direções comuns entre os diques de rochas alcalinas, assim como a direção NE-SW (Ferrari, 2001).

No que se refere às estruturas ocasionadas por deformação rúptil, o TCF passou por uma série de eventos extensionais, com campos de esforços diversos, que deu origem a uma trama rúptil complexa. Os dados das falhas compilados para a região do Terreno Cabo Frio estão dispostas na Figura 25.

Figura 25– Diagrama de roseta e projeção estereográfica das Falhas do TCF

N = 89



Legenda: Falhas do TCF. a) Diagrama de Rosetas de falhas do TCF, com pétalas de 5° orientadas na direção de strike das estruturas. Número de medidas: 89. Valor máximo: 7,8% nas direções N40E, N60°E e N70°E. b) Projeção estereográfica das isolinhas de densidade dos polos das 89 medidas de falhas do TCF usando método de Kamb. Intervalo: 2 sigma. Nível de significância: 3 sigma. Área de contagem: 9,3%.

Nota: A maioria das medidas apresentam alto mergulho, com exceção de 7 medidas com mergulhos menores que 50°. Rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Fonte: A Autora, 2017.

O processo de rifteamento que deu origem ao Atlântico Sul, iniciado no Eocretáceo, teve a sua direção de extensão orientada NW-SE, dando origem a estruturas N40-50E

(Almeida et al., 2013), com zonas de transferência orientadas WNW-ESE (Savastano, 2016; Meisling et al., 2001)

Da mesma forma que acontece para os diques, o arcabouço estrutural dúctil não apresenta zonas de fraquezas pré-existentes que teriam sido aproveitadas ou controlariam a implantação dessas estruturas NE-SW, isso reforça a hipótese de que a deformação mesozoica afetou a crosta continental do TCF de maneira independente de sua configuração pretérita.

O TCF apresenta sistemas de falhas normais a oblíquas associadas ao rifte cretácico, de orientação NE-SW (N45E), NW-SE (N30W), N-S e N70-80E, todas com mergulhos altos, sendo os grupos NW-SE, N-S e E-W relacionados com atividade magmática, servindo por vezes de conduto para o magma (Stanton et al., 2007, Almeida et al., 2003).

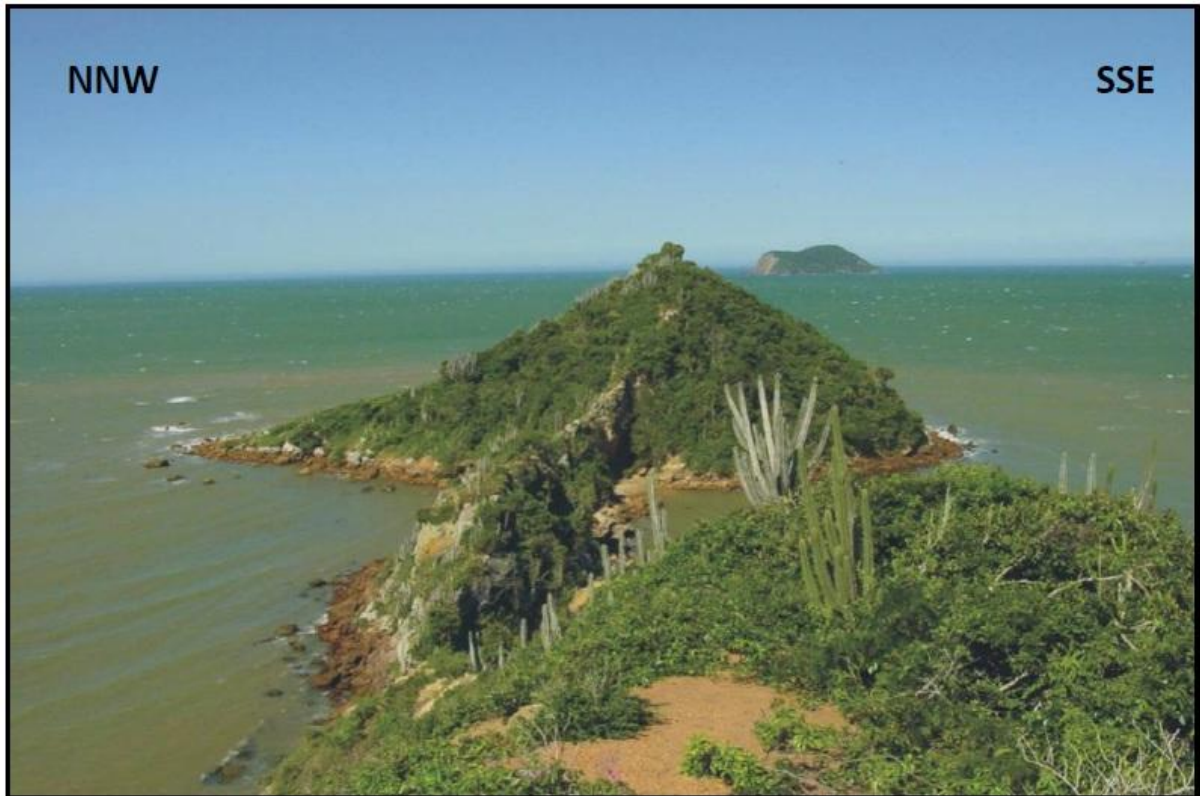
Para o desenvolvimento do RCSB, Riccomini (1989) sugere em seu modelo geodinâmico que a reativação de estruturas herdadas do embasamento foi essencial para sua implantação. No Gráben da Guanabara, as evidências dessa reativação ficam claras a partir do controle de zonas de cisalhamento na implantação de falhas, como é o caso da Falha de São José (N65E), borda sul da Bacia de Itaboraí (Ferrari, 2001). Entretanto, há falhas de mesma orientação nas quais não é identificada essa relação direta. Vale ressaltar que a geração das estruturas NE a ENE existe mesmo em regiões que a estruturação do embasamento é distinta, como é o caso do Terreno Cabo Frio (Heilbron et al., 1982).

Essa estruturação NE-SW já instalada é cortada pelas estruturas ENE-WSW a E-W do Gráben da Guanabara (Ferrari, 1990). As estruturas de direção ENE-WSW são preenchidas por corpos tabulares e anastomosados de brechas (Almeida et al., 2003). Essas brechas podem ser relacionadas aos eventos tectônicos que deram origem ao RCSB (Souza, 2011; Riccomini et al., 2004).

Ferrari (2001) estabeleceu a relação das estruturas de orientação ENE-WSW preenchidas por brechas tectônicas silicificadas à instalação do Gráben da Guanabara e às intrusões alcalinas. Esta orientação está presente em estruturas que se estendem por quilômetros, distribuídas em todo o Gráben da Guanabara. Nas regiões próximas às bordas, essas estruturas apresentam alterações em sua orientação, como é o caso na região de Casimiro de Abreu, em que a estrutura toma a direção NNE-SSW, se estendendo por dezenas de quilômetros (Figura 26).

Uma estrutura importante, que se enquadra no grupo de brechas ENE-WSW, é a Falha do Pai Vitório, que define a borda falhada do Gráben de Barra de São João, e possui um deslocamento vertical maior que 400m (Mohriak e Barros, 1990; Figura 27).

Figura 27 – Falha do Pai Vitório – preenchida por brechas tectônicas



Legenda: Foto da Falha do Pai Vitório, em Armação de Búzios, RJ. Essa é uma das falhas de direção ENE-WSW preenchidas por brechas tectônicas e ultracataclasitos, que limita o Gráben de Barra de São João. Essa falha tem indícios de, pelo menos, 4 reativações. E análises cinemáticas indicaram um falhamento oblíquo sinistral, com σ_1 NE-SW com mergulho de 45° para SW.

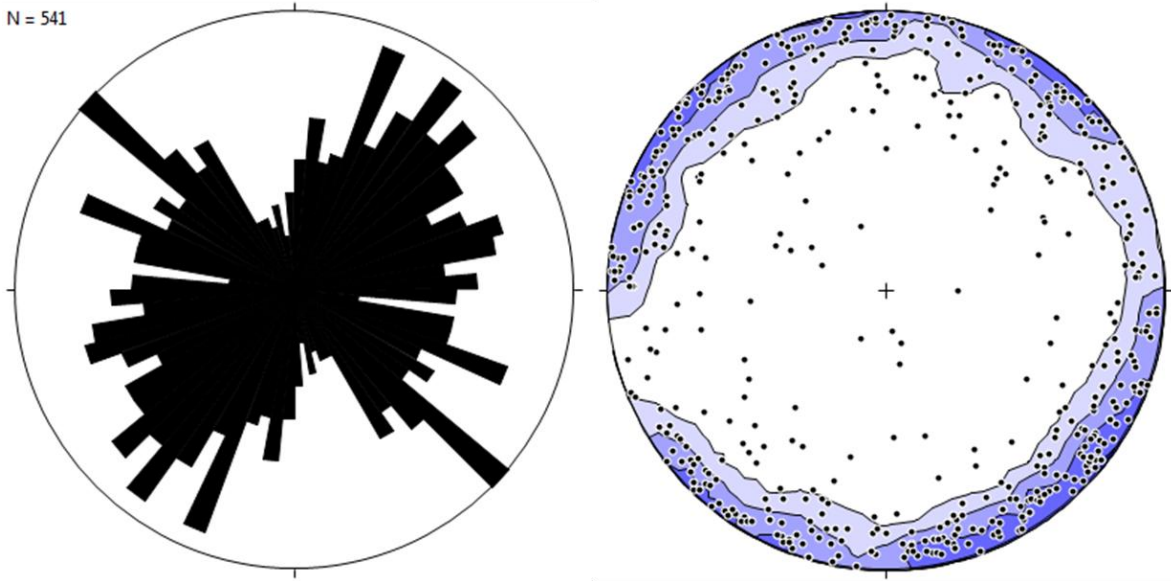
Fonte: Rubim, 2004.

As fraturas estudadas na região (Figura 28) apresentam uma grande dispersão, mas se concentram em orientações NE-SW, ENE-WSW e NW-SE, a maioria com mergulhos subverticais (Figura 28b).

No quadrante NE, as fraturas se distribuem, podendo estar relacionadas aos falhamentos reincidentes nessa direção e aos diques do EDSM. As fraturas de direção NW-SE coincidem com a direção de intrusão de diques alcalinos e falhas existentes nesse quadrante.

Figura 28 – Diagrama de roseta e projeções das Fraturas no TCF

N = 541



Legenda: Dados de fraturas compilados no TCF. a) Diagrama de rosetas das fraturas, com pétalas de 5° paralelos ao strike das estruturas. Número de medidas: 541. Valor máximo: 4,8% no setor entre as direções 131° e 135°. As estruturas também apresentam relevância nas direções NNE (4%), NE (4%), ENE (3%) e WNW (4%). b) Projeção estereográfica mostrando contorno de densidade de polos de fraturas no TCF usando o método de Kamb. Intervalo: 3 sigma. Nível de significância: 3 sigma. Área de contagem: 1,6% Estereograma projetado no hemisfério inferior, rede de Schmidt- Lambert.

Fonte: A Autora, 2017.

3.2.2 Terreno Oriental

Como discutido anteriormente, a despeito da região de estudo englobar tão somente o Domínio Costeiro do Terreno Oriental, optaremos pelo uso do termo “Terreno Oriental” para padronização e comparação entre domínios estruturais.

A porção do Terreno Oriental que está inserida na área de estudo é designada por uma região deprimida, coberta em sua maior parte por sedimentos cenozoicos, com os maciços costeiros destacados como relevo residual. Nestes maciços afloram os gnaisses e granitos pré-silurianos, diques mesozoicos e rochas alcalinas paleógenas intrudidas na região, a saber: os maciços Tanguá, Rio Bonito, Soarinho e Itaúna. Em contato com a região de baixada e maciços litorâneos, há uma pequena parte da área de estudo com altitudes mais elevadas, representada pela Serra do Mar, e associada, na região, à Falha de São José, com orientação NE-SW, na qual se encaixa a Bacia de São José de Itaboraí.