



UFRJ

**ANÁLISE CINEMÁTICA E DINÂMICA DO SISTEMA DE FALHAS CENOZÓICAS  
ENE-WSW DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA (RJ)**

**Pricilla Camões Martins de Souza**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Orientadora:

Prof. Dra. Renata da Silva Schmitt

Rio de Janeiro  
Dezembro de 2011

ANÁLISE CINEMÁTICA E DINÂMICA DO SISTEMA DE FALHAS CENOZÓICAS  
ENE-WSW DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA (RJ)

Pricilla Camões Martins de Souza

Orientadora: Prof. Dra. Renata da Silva Schmitt

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Geologia).

Aprovada por:

---

Presidente: Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trouw, UFRJ

---

Prof. Dr. André Luiz Ferrari, UFF

---

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello, UFRJ

Rio de Janeiro  
Dezembro de 2011

## FICHA CATALOGRÁFICA

Souza, Pricilla Camões Martins de

Análise cinemática e dinâmica do sistema de falhas cenozóicas ENE-WSW do entorno da Lagoa de Araruama (RJ) [Rio de Janeiro] 2011.

xvii, 138 p. (Instituto de Geociências – UFRJ, M.Sc., Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2011).

Dissertação – Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

1. Análise estrutural, 2. Análise petrográfica, 3. Brechas silicificadas

I – IG/UFRJ

II - Título

## AGRADECIMENTOS

A minha orientadora, Renata Schmitt, minha principal incentivadora, que com seu entusiasmo contagiante, me conduziu ao longo deste projeto de forma tão inspiradora. Seus ensinamentos foram fundamentais para execução deste trabalho e para meu desenvolvimento acadêmico.

Ao meu esposo Rodrigo, meu companheiro, que está sempre presente me incentivando e apoiando em todos os momentos.

A minha mãe Cristina, pelos contínuos votos de confiança, sempre acreditando que posso ir adiante.

Ao amigo Flavio Oliver pela ajuda na elaboração do modelo 3D do Petrel e ao amigo Murilo Medeiros pelo suporte ao uso do ArcMap.

Ao motorista Mauro, que esteve comigo durante todos os dias de campo, sempre disposto a ajudar no que fosse preciso.

A Elisa Elena, por se voluntariar para fazer a edição e tradução das figuras de forma tão prestativa.

Aos donos e empregados das empresas e sítios que visitei, pela recepção cordial e amigável.

Aos chefes e colegas de trabalho que tive ao longo destes dois anos, por compreenderem a importância deste projeto para meu desenvolvimento acadêmico e profissional.

## RESUMO

### ANÁLISE CINEMÁTICA E DINÂMICA DO SISTEMA DE FALHAS CENOZÓICAS ENE-WSW DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA (RJ)

Pricilla Camões Martins de Souza

Orientadora: Prof. Dra. Renata da Silva Schmitt

A Lagoa de Araruama, litoral leste do Estado do Rio de Janeiro, está orientada pelos sistemas de falhas ENE-WSW (composto por brechas silicificadas) e NW-SE. Neste trabalho foram caracterizadas as zonas de falhas ENE-WSW mais expressivas do entorno da Lagoa de Araruama, além das falhas associadas a estas, originadas durante ou após seu desenvolvimento. Algumas destas falhas já haviam sido descritas anteriormente, porém este é o primeiro trabalho sistemático de mapeamento, análise estrutural (cinemática e dinâmica) e petrográfica destas falhas, aliado à correlação das mesmas com fases deformacionais.

Devido as suas características estruturais e petrográficas, as falhas ENE-WSW podem ser consideradas contemporâneas à Falha do Pai Vitório, limite sul do Gráben de São João, de idade eocênica. Outras evidências que sugerem uma idade Cenozóica para a origem e evolução destas falhas, é o fato de que elas cortam os diques de diabásio NE-SW e NW-SE e, na região de Arraial do Cabo, afetam as rochas derivadas do magmatismo alcalino ocorrido entre 52 e 56 Ma (Ferrari, 2001). Desta forma, é possível inferir a idade máxima deste sistema de falhas em torno de 56 Ma, relacionada ao final da atividade magmática alcalina na região. A origem deste sistema de falhas também pode ser relacionada ao prolongamento da zona de fratura oceânica de Martim Vaz em direção ao continente durante a evolução da margem continental, associada à Zona de Transferência do Rio de Janeiro.

As zonas de falha ENE-WSW podem alcançar algumas dezenas de metros de espessura e, em sua grande maioria, formam cristas e sustentam os morros da região. Estas zonas de falha são compostas principalmente por brechas silicificadas e cataclasitos, que, devido principalmente a sua coesão, podem ter sido originados em profundidades maiores do que 4km. Dados de estruturas rúpteis (planos de falha, estrias, indicadores cinemáticos e fraturas associadas), assim como amostras de rochas de falha, foram coletados em campo, a fim de que fossem feitas as análises cinemática, dinâmica e petrográfica das zonas de falha alvo deste estudo.

A presença de clastos de brechas e cataclasitos nas rochas cataclásticas, bem como a ocorrência de estrias com diferentes orientações sobrepostas no mesmo plano de falha em rochas cataclásticas, permitem concluir que estas zonas de falha sofreram mais de uma reativação tectônica.

Através do cálculo dos paleotensores que atuaram na região durante o Cenozóico, foram deduzidas três fases deformacionais principais que geraram, reativaram e segmentaram este sistema de falhas ENE-WSW. A fase mais antiga é caracterizada por movimentos transcorrentes (sinistrais e dextrais), onde as falhas ENE-WSW representam as fraturas sintéticas de cisalhamento R (Petit, 1987). A segunda fase apresenta uma evolução progressiva de uma distensão oblíqua dextral

NNW-SSE para uma distensão NNW-SSE (com pequenos componentes sinistrais ou dextrais). A terceira fase, por fim, é representada por uma distensão ENE-WSW oblíqua dextral, responsável pelo desenvolvimento das falhas NW-SE, que segmentaram e deslocaram os blocos formados entre as falhas ENE-WSW. Estas fases são correlacionáveis aos eventos deformacionais do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e do Gráben da Guanabara, definidos por Riccomini *et al.* (2004) e Ferrari (2001), respectivamente.

Palavras-chave: análise estrutural, análise petrográfica, brechas silicificadas

## ABSTRACT

### KINEMATIC AND DYNAMIC ANALYSIS OF THE CENOZOIC ENE-WSW FAULT SYSTEM AROUND THE ARARUAMA LAGOON (RJ)

Pricilla Camões Martins de Souza

*Supervisor:* Prof. Dra. Renata da Silva Schmitt

*The Araruama Lagoon, located in the eastern coast of Rio de Janeiro State, is aligned parallel to a ENE-WSW (composed by silicified breccias) and NW-SE fault systems. In this work, the more expressive ENE-WSW fault zones from the Araruama Lagoon vicinities were characterized, together with their associated faults, originated during and after its development. Some of these faults were cited by other authors before, though this is the first work that included their systematic mapping, structural (kinematic and dynamics) and petrographic analysis and correlation with deformational phases.*

*Due to their structural and petrographic characteristics, the ENE-WSW faults could be considered contemporaneous to the Pai Vitório Fault, the south limit of the São João Graben, which has an Eocene age. Other evidences that suggests a Cenozoic age for the origin and evolution of these faults, is the fact that they deform the NE-SW and NW-SE diabase dykes and, in Arraial do Cabo region, they deform the alkaline rocks associated to a 52 to 56 Ma magmatic event (Ferrari, 2001). Thus, is possible to infer the maximum age of this fault system around 56 Ma, related to the end of the magmatic alkaline activity in the region. The origin of this fault system could be also related to the prolongation of the Martim Vaz oceanic fracture zone to the continent during the evolution of the continental margin, associated with the Rio de Janeiro Transfer Zone.*

*The ENE-WSW fault zones can present several meters of thickness and, most of them form hills aligned. These fault zones are constituted mostly by silicified breccia and cataclasites, probably generated in depths greater than 4 km, due to its cohesion. Data from brittle structures (fault planes, striations, kinematic indicators and associated fractures) and rocks samples were measured and collected in the field, in order to conduct the kinematic, dynamic and petrographic analysis of the fault zones related to this study.*

*The occurrence of breccia and cataclasites clasts within the cataclastic rocks, and the description of different generation of striations superimposed in the same fault plane in cataclastic rocks, allowed the conclusion that these fault zones had more than one tectonic reactivation.*

*Through the calculation of the stress fields that affected this region during the Cenozoic, three main deformational phases that generated, reactivated and segmented the ENE-WSW fault system were deducted. The oldest phase is characterized by transcurrent displacements (sinistral and dextral), where the ENE-WSW represent the synthetic shear fractures R (Petit, 1987). The second phase presents a progressive evolution of a NNW-SSE oblique dextral extension to a NNW-*

*SSE extension (with minor sinistral or dextral lateral components). The third phase is represented by a ENE-WSW oblique dextral extension, responsible for the development of the NW-SE faults, which segmented and displaced blocks between the ENE-WSW faults. These phases can be correlated to the deformational events of the central segment of the 'Continental Rift of Southeastern Brazil' and the Guanabara Graben, defined by Riccomini et al. (2004) and Ferrari (2001), respectively.*

*Key-Words: structural analysis, petrographic analysis, silicified breccias*



# ÍNDICE

AGRADECIMENTOS .....	iv
RESUMO .....	v
ABSTRACT .....	vii
ÍNDICE DE FIGURAS .....	xi
ÍNDICE DE TABELAS .....	xvi
ÍNDICE DE FOTOS DE AMOSTRAS .....	xvi
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS .....	xvi
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 JUSTIFICATIVA .....	2
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA .....	2
1.3 OBJETIVOS .....	4
1.4 METODOLOGIA .....	4
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>7</b>
2.1 FAIXA RIBEIRA .....	7
2.2 DOMÍNIO TECTÔNICO DE CABO FRIO (DTCF) .....	8
2.3 O RIFTEAMENTO DO GONDWANA E SEUS EFEITOS NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL E NO DTCF .....	11
2.3.1 Zona de Fratura Martim Vaz (ZFMV) .....	17
2.3.2 Alto de Cabo Frio .....	18
2.3.3 Magmatismo Mesozóico/Cenozóico .....	21
2.3.4 Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) .....	23
2.3.4.1 Gráben da Guanabara .....	27
2.3.4.2 Gráben de Barra de São João .....	29
2.3.5 Sistema de Falhas do DTCF .....	30
<b>3 CRITÉRIOS PARA A ANÁLISE ESTRUTURAL DE FALHAS .....</b>	<b>31</b>
3.1 ROCHAS DE FALHA .....	31
3.1.1 Brechas .....	35
3.1.2 Gouge .....	35
3.1.3 Cataclasitos .....	35
3.1.4 Pseudotaquilitos .....	35
3.2 FRATURAS ASSOCIADAS ÀS FALHAS .....	36
3.2.1 Classificação de fraturas secundárias segundo Petit (1987) .....	38
3.2.2 Critérios de distinção de diferentes tipos de juntas segundo Hancock (1985) .....	41
3.2.3 Fraturamento hidráulico .....	41
3.3 INDICADORES CINEMÁTICOS .....	43
3.3.1 Doblas et al. (1997) .....	43
3.3.2 Doblas (1998) .....	46
3.4 DETERMINAÇÃO DOS CAMPOS DE PALEOTENSÕES .....	48
<b>4 RESULTADOS .....</b>	<b>50</b>
4.1 INTRODUÇÃO AO SISTEMA DE FALHAS DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA .....	50
4.2 ANÁLISE DO MAPA DE LINEAMENTOS DE RELEVO .....	53
4.3 ANÁLISE DESCRITIVA DAS FALHAS .....	55
4.3.1 Falha do Bico Preto e conjugada .....	55
4.3.1.1 Análise estrutural .....	59
4.3.1.2 Análise petrográfica .....	63
4.3.2 Falha de Iguaba .....	71
4.3.2.1 Análise estrutural .....	75
4.3.2.2 Análise petrográfica .....	77
4.3.3 Falha da Ponta da Baleia .....	81
4.3.3.1 Análise estrutural .....	83
4.3.3.2 Análise petrográfica .....	85
4.3.4 Falha do Morro do Mico e falhas associadas .....	87

4.3.4.1	Análise estrutural .....	92
4.3.4.2	Análise petrográfica .....	96
4.3.5	<i>Falha da Fazenda São João e Falha NW-SE</i> .....	98
4.3.5.1	Análise estrutural .....	100
4.3.5.2	Análise petrográfica .....	102
4.3.6	<i>Falha de Arraial do Cabo</i> .....	103
4.3.6.1	Análise estrutural .....	105
<b>4.4</b>	<b>ANÁLISE DINÂMICA</b> .....	<b>109</b>
<b>5</b>	<b>DISCUSSÃO</b> .....	<b>117</b>
5.1	SUMÁRIO DESCRITIVO DAS FALHAS .....	117
5.2	CRONOLOGIA DAS FALHAS .....	120
5.3	ROCHAS CATACLÁSTICAS E A PROFUNDIDADE DE GERAÇÃO DAS FALHAS .....	121
5.4	REATIVAÇÕES .....	122
5.5	DESCRIÇÃO DAS ESTRIAS E INDICADORES CINEMÁTICOS .....	122
5.6	FASES DE DEFORMAÇÃO .....	123
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>129</b>
<b>7</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>132</b>
<b>8</b>	<b>ANEXOS</b> .....	<b>138</b>
	ANEXO 1 – IMAGEM DE SATÉLITE E FOTOS AÉREAS .....	138
	ANEXO 2 – MAPA DE LINEAMENTOS .....	138
	ANEXO 3 – MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA (COM PONTOS) .....	138
	ANEXO 4 – MAPA DAS FALHAS DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA (COM ESTEREOGRAMAS) .....	138
	ANEXO 5 – MAPA DAS FALHAS DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA (COM FASES DE DEFORMAÇÃO) .....	138
	ANEXO 6 (A, B, C, D) – MODELO 3D DAS FALHAS DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA .....	138
	ANEXO 7 – TABELA DE PONTOS .....	138

## ÍNDICE DE FIGURAS

### CAPÍTULO 1

<b>Figura 1.1</b> – Localização da área de estudo e rodovias de acesso. Fonte: Google Maps (2010).....	03
<b>Figura 1.2</b> – A - Folhas 1:50.000 do IBGE utilizadas neste estudo (da esquerda para a direita - Araruama, Cabo Frio e Farol do Cabo). B – Grids das folhas anteriormente citadas sobrepostos à imagem de satélite do Google Maps (2011). .....	03

### CAPÍTULO 2

<b>Figura 2.1</b> – Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Trompette, 1994). 1- Bacias fanerozóicas. 2- Coberturas cratônicas. 3- Orógenos neoproterozóicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano). 4- Crátons neoproterozóicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata). Na África localizam-se as faixas neoproterozóicas do Congo Ocidental (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariep (G) e Saldania (S), relacionadas aos crátons do Congo e Kalahari (Heilbron et al.,2004). .....	07
<b>Figura 2.2</b> – Mapa geológico da porção central da Faixa Ribeira e margem continental adjacente. Destaque para o Domínio Tectônico de Cabo Frio e o Gráben de Barra de São João (Schmitt et al., 2004). .....	09
<b>Figura 2.3</b> – Mapa das principais províncias relacionadas ao <i>rift</i> , nas bacias de Campos e Santos e extensão E-W derivada de reconstruções de placas litosféricas durante os estágios iniciais da abertura do Oceano Atlântico (Nürnberg & Müller, 1991). Zonas de transferência inferidas não são paralelas com a direção de extensão (Meisling, et al. 2001). .....	12
<b>Figura 2.4</b> – Mapa batimétrico do SE do Brasil, mostrando as principais feições fisiográficas e elementos estruturais (fonte: Sandwell & Smith, 1997 –ETOPO2). ZTRJ –Zona de Transferência do Rio de Janeiro. Stanton (2009). .....	13
<b>Figura 2.5</b> – Mapas dos traços de falha desenvolvidos em uma extensão oblíqua (modificado de Clifton et al., 2000): (A) $a=75^\circ$ , (B) $a=60^\circ$ e (C) $a=45^\circ$ . (D) Foto do topo da superfície do modelo de extensão oblíqua em (C). Schliche & Withjack (2008). .....	14
<b>Figura 2.6</b> – Mapa mostrando a reativação transpressional ocorrida durante o Neógeno. O stress principal (setas maiores vermelhas) foi rotacionado no sentido horário, desde o Paleógeno ao Neógeno, devido à mudança do ângulo de convergência na margem Andina da América do Sul (Cobbold et al., 2001). .....	15
<b>Figura 2.7</b> – Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente (modificado de Cainelli e Mohriak, 1999 apud Mohriak, 2003). .....	16
<b>Figura 2.8</b> – Mapa de Gravimetria Ar-Livre derivado da altimetria de satélite (Sandwell & Smith, 1997). Traçado das zonas de fratura: Santa Helena (ZFSH), Vitória-Trindade (ZFVT), Martim Vaz (ZFMV) e 24°S (SF24°) e dos sistemas de zonas de fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) e de Rio Grande (SZFRG). (Alves, 2002). .....	17
<b>Figura 2.9</b> – Alinhamento de rochas alcalinas de Poços de Caldas – Cabo Frio e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade (Thomaz Filho & Rodrigues, 1999). .....	20
<b>Figura 2.10</b> – O sistema da Junção Tríplice do Paraná (Coutinho, 2008). .....	22
<b>Figura 2.11</b> – Contexto geológico regional do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil. 1 - Embasamento pré-cambriano. 2 - Rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná. 3 - Rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral. 4 - Rochas relacionadas ao magmatismo alcalino Mesozóico/Cenozóico. 5 - Bacias cenozóicas do <i>rift</i> . 6 - Zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico (Riccomini et al. 2004). .....	23
<b>Figura 2.12</b> – Mapa de distribuição dos quatro <i>rifts</i> do SRCBS: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul (Zalán, P.V. e Oliveira, J.A.B., 2005). .....	24

<b>Figura 2.13</b> – Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB - Letras: p - leques aluviais proximais; m-d - leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; t - depósitos de tálus; c - depósitos coluviais; ca - depósitos colúvio aluviais; a – depósitos aluviais. Riccomini et al. (2004). ....	26
<b>Figura 2.14</b> – Mapa topográfico do Gráben da Guanabara. Ferrari (2001). ....	27
<b>Figura 2.15</b> – Mapa do Gráben de Barra de São João com destaque para a Falha do Pai Vitório (Modificado de Mohriak & Barros, 1990). ....	29

### CAPÍTULO 3

<b>Figura 3.1</b> – <b>A</b> - Bloco diagrama esquemático de uma porção da crosta da Terra, mostrando o traço na superfície de uma zona de falha e a variação com a profundidade do tipo de rocha de falha dentro da zona de falha (Twiss & Moores, 1992). <b>B</b> - Classificação de falhas (McClay, 2000, modificado de Sibson, 1977).....	32
<b>Figura 3.2</b> – Terminologia das rochas cataclásticas. Twiss & Moores (1992). ....	33
<b>Figura 3.3</b> – Modelo mostrando uma zona de deformação e seus diferentes graus de deformação (Mitra & Ismat (2001). ....	34
<b>Figura 3.4</b> – Fraturas tipo pinnate em padrão em echelon ao longo de uma zona de cisalhamento rúptil (Twiss & Moores, 2007). ....	36
<b>Figura 3.5</b> – Fraturas tipo gash. A. Padrão em echelon ao longo da zona de cisalhamento. B. Cisalhamento dúctil ao longo da zona de cisalhamento, rotacionando as partes centrais das fraturas gash. Twiss & Moores (2007).....	37
<b>Figura 3.6</b> – Fraturas conjugadas associadas ao falhamento principal. A. Falha normal com fraturas de cisalhamento paralelas (linhas mais compridas) e fraturas de cisalhamento conjugadas (linhas mais curtas). B. Diagrama de rosetas plotado em um plano vertical, mostrando a distribuição dos mergulhos de dois sets de fraturas associados à falha normal. Fonte: Stearns (1968) apud Twiss & Moores (2007). ....	37
<b>Figura 3.7</b> – Terminologia para descrição de fraturas secundárias em um contexto de cisalhamento simples, segundo Petit (1987). ....	39
<b>Figura 3.8</b> – Principais grupos e subgrupos de fraturas secundárias (Petit, 1987). ....	39
<b>Figura 3.9</b> – Orientação das fraturas e estruturas secundárias, com arranjo em echelon, associadas a uma zona de cisalhamento dextral (Sylvester 1988 apud Ferrari, 2001). ....	40
<b>Figura 3.10</b> – Formação de fraturas secundárias em experimentos de cisalhamento. (a) Sob regime de stress normal baixo. (b) Sob regime de stress normal alto (Petit, 1987). ....	40
<b>Figura 3.11</b> – Critérios para a distinção de juntas de extensão, híbridas e de cisalhamento (Hancock, 1985). (a) Características microscópicas: (i) Dilatação sem cisalhamento, (ii) Dilatação e cisalhamento, (iii) Cisalhamento com dilatação subordinada. (b) Marcas de pluma (plume marks) e juntas em franja (fringe joints). (c) Paralelismo com um indicador cinemático próximo. (d) Continuidade com um indicador cinemático. (e) Simetria com relação ao indicador cinemático rúptil. (f) Simetria dos sets de juntas com relação à dobra que as contém. (g) Refração de juntas através de interfaces entre camadas de litologias contrastantes. (h) Juntas curvilineares: (i) $\sigma_1$ normal ao acamamento, (ii) $\sigma_2$ normal ao acamamento. (i) Arquitetura dos traços de juntas. (j) Ângulos diedros entre juntas conjugadas. ....	42
<b>Figura 3.12</b> – Bloco diagrama mostrando os vários indicadores cinemáticos encontrados nas falhas normais de Granada (Doblas, 1996). ....	44
<b>Figura 3.13</b> – Classificação de indicadores cinemáticos.. Legenda: 1 - escala (a - microscópica; b – mm a cm; c - métrica); 2 – setas (apontando para a direção do movimento da capa) indicam o grau de confiabilidade de cada indicador cinemático (a – bom; b - regular; c - ruim); BD – bloco diagrama; OMO - oblique mineralogical orientation (orientação mineralógica oblíqua); PPE - previous planar element (elemento planar prévio); P - plano; S – seção (Doblas, 1998). ....	47
<b>Figura 3.14</b> – Método dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977). A) Segundo esse método, a deformação ao redor de um plano de falha está distribuída em campos distensivos (T) e compressivos (P), limitados por	

diedros retos, formados pela interseção do plano de falha (F) com um plano ortogonal à estria de falha (s), denominado plano auxiliar (A); B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a interseção dos dois; C) Projeção estereográfica de falha normal e seu plano auxiliar, delimitando os campos distensivos (T) e compressivo (P); D) Idem ao anterior, para uma falha direcional; E) Superposição das projeções representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em cinza, 100% distensivas, pontilhadas, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e áreas com 50% de cada, em branco, resultantes da superposição de domínios compressivos e distensivos (Fonte: Ferrari, 2001). ..... 48

## CAPÍTULO 4

- Figura 4.1** – Mapa geológico da região de Cabo Frio e adjacências com destaque para as falhas ENE-WSW e para a Falha do Pai Vitório. Modificado de Schmitt et al. (2005). ..... 51
- Figura 4.2** - Falha do Pai Vitório, com Ilha Feia ao fundo (Rubim, 2004). ..... 51
- Figura 4.3** – Mapa modificado da “Compartimentação geomorfológica e cobertura sedimentar cenozóica da Folha Cabo Frio (1:100.000)” (CPRM, 2007). Mapa original recortado e georreferenciado com destaque para a área em estudo. As falhas mapeadas nesta dissertação foram plotadas com a finalidade de mostrar as cristas sustentadas por zonas de falhas. .... 54
- Figura 4.4** – A - Falhas secundárias dentro da zona de brecha da Falha do Bico Preto preenchidas por níveis de centimétricos e paralelos de cataclasitos com orientações em torno de 110/40, com espaçamento de entre 30 cm e 50 cm. Ponto PC-CF-20. B – Foto A interpretada. Interpretação dos níveis de paralelos de cataclasitos.... 55
- Figura 4.5** – A - Blocos de brechas da Falha do Bico Preto. Ponto PC-AR-05. B - Ilha composta por brechas da Falha do Bico Preto. Em frente ao ponto PC-CF-10. .... 56
- Figura 4.6** – A - Falha do Bico Preto em corte da rodovia Amaral Peixoto, destacada pela cor marrom, e suas falhas secundárias dentro da zona de falha. O ortognaisse aparece esbranquiçado devido à forte caulinição. O movimento foi interpretado como oblíquo normal dextral. Orientação do plano principal de falha e estrias para 335/66//035/50. Ponto PC-CF-20. B – Foto A interpretada. A foliação Sn do ortognaisse está destacada em vermelho. .... 58
- Figura 4.7** – Estereogramas das falhas e fraturas medidas ao longo da Falha do Bico Preto e nas suas proximidades (ponto PC-CF-08) mostrando as direções preferenciais dos planos de falha para ENE-WSW. ... 60
- Figura 4.8** – A - Plano de falha com orientação em torno de 340/65 em brecha da Falha do Bico Preto. Presença de cataclasitos preenchendo microfalhas dentro da brecha. Ponto PC-CF-09. B – Detalhe do plano de falha na brecha mostrando dois tipos diferentes de estrias. C – Estrias formadas por sulcos e ranhuras indicando movimento dextral com componente normal (340/65//050/36). Seta indica caimento da estrias. D – Estrias paralelas ao mergulho da falha, mais novas, formadas pelo crescimento de fibras minerais carbonáticas (340/65//340/65). Seta indica orientação das estrias. .... 61
- Figura 4.9** – Tipos de estruturas presentes ao longo de zona irregular de falha transcorrente (McClay, 2000). ..... 62
- Figura 4.10** – A – Zona de falha N50E-S50W. Ponto PC-CF-08. B – Foto A interpretada. Falhas normais paralelas presentes na terminação do plano de falha principal (splay) (seta preta). Falhas secundárias N60E-S60W dentro da zona de cisalhamento apresentando um padrão em echelon interpretadas como fraturas de cisalhamento sintéticas (R) (vermelhas) (Petit, 1987). C – Depressão de pull apart N80W-N80E centimétrica formada ao longo do plano de falha principal indicando movimento dextral. Também pode ser interpretada como fratura de tensão (T) (Petit, 1987). D – Foto C interpretada. .... 62
- Figura 4.11** – A – Falha de Iguaba com largura de aproximadamente 15 m. Set de falhas normais paralelas com componente dextral e orientações principais em torno de 010/80//056/75. Ponto PC-CF-07. B – Foto A interpretada. C – somente interpretação. .... 72
- Figura 4.12** – A – Contato entre zona intensamente fraturada (fraturas subverticais em preto) e embasamento com foliação subhorizontal em vermelho (Sn 250/30, Le 328/05). Ponto PC-CF-07. B – Foto A interpretada. Fraturas subverticais (pretas) e foliação subhorizontal do embasamento (vermelhas). .... 73

- Figura 4.13** – A – Níveis centimétricos de cataclasitos presentes ao longo da zona de falha. Setas mostram localização das mesmas. Ponto PC-CF-07. B – Zona de falha oblíqua normal com componente dextral preenchida por brecha com orientação principal 008/70//062/63. Ponto PC-CF-19. C – Foto B interpretada... 74
- Figura 4.14** – Estrias em plano de falha com orientação 010/80//056/75 e ressaltos, indicando movimento normal com leve componente dextral. Seta preta indicando orientação das estrias. Seta vermelha apontando para um ressalto. Ponto PC-CF-07. .... 75
- Figura 4.15** – Estereogramas das falhas, fraturas e veios de quartzo medidos ao longo da Falha de Iguaba mostrando as direções dos planos de falha variando desde E-W até NW-SE, com orientação preferencial para WNW-ESE. .... 76
- Figura 4.16** – Falha da Ponta da Baleia. Planos de falhas normais em brechas com orientação 345/45//340/44 e blocos de brechas. Ponto PC-CF-12. ....82
- Figura 4.17** – Ilha composta por brechas (Morro dos Macacos). Ponto PC-CF-15. ....82
- Figura 4.18** – Estereogramas das falhas e fraturas medidas ao longo da Falha da Ponta da Baleia mostrando a direção preferencial dos planos de falha para ENE-WSW. .... 84
- Figura 4.19** – A – Zonas de cataclasitos de até 1 cm indicadas pelas setas. B – Zona de cataclasito em detalhe indicada pela seta. C – Crescimento de cristais pós cinemáticos no plano de falha. D - Rocha de falha intensamente alterada devido à percolação de fluidos e intemperismo recente. Ponto PC-CF-11. ....88
- Figura 4.20** – A – Falha do Morro do Mico. Falhas oblíquas normais com pequenos componentes dextrais que separam brechas com alteração e ortognaisses intensamente deformados e alterados de ortognaisses sem deformação. Orientações para 342/65//010/62. Presença de zonas cataclásticas centimétricas com foliação incipiente. Ponto PC-CF-11. B – foto A interpretada. C – somente interpretação. ....89
- Figura 4.21** – A - Falha do Morro do Mico (conjugada). Falha principal sinistral com componente normal e orientação 032/50//315/15 preenchida por cataclasitos. Esta falha coloca em contato o ortognaisse do embasamento (Complexo Região dos Lagos) e o ortoanfibolito (Unidade Forte de São Mateus). Zona de cataclasitos com cerca de 50 cm de largura na base. No ortognaisse existe um set de falhas secundárias transcorrentes com pequeno componente normal e outro set de falhas normais, ambos relacionadas à falha principal, assim como, as falhas em dominó no ortoanfibolito. Ponto PC-CF-17. B – Foto A interpretada. C – Somente interpretação. ....90
- Figura 4.22** – Falha com orientação 342/51//358/50. Ortognaisses caulinizados. Ponto PC-CF-11. ....91
- Figura 4.23** – Gnaisse intensamente fraturado cortado por níveis centimétricos de cataclasito (com foliação). Ponto PC-CF-11. ....91
- Figura 4.24** – A – Estrias down-dip em plano de falha com orientação 342/51//358/50 e ressaltos (Seta preta indica caimento das estrias e seta vermelha aponta para alguns ressaltos). Ponto PC-CF-11. B – Microfalhas sigmoidais encontradas no cataclasito dentro da zona de brecha principal mostrando movimento normal. Ponto PC-CF-11. C – Foto B interpretada. D – Somente interpretação. ....93
- Figura 4.25** – Indicadores cinemáticos no plano de falha principal mostrando movimentação paralela ao mergulho. Podem ser classificados como: (1b) segundo Doblás (1996), elevações assimétricas denominadas “Knobby Elevations” (AE – 3) ou elementos deformados denominados “Asymmetric protruding grains” (DE – 3), ambos segundo Doblás (1998). .... 94
- Figura 4.26** – Estereogramas das falhas e fratura medidas ao longo da Falha do Morro do Mico mostrando a direção preferencial dos planos de falha para ENE-WSW. .... 94
- Figura 4.27** – Estereogramas das falhas medidas ao longo da falha conjugada da Falha do Morro do Mico mostrando a direção preferencial dos planos de falha variam entre NW-SE e E-W. Falhas secundárias transcorrentes e normais paralelas à falha principal. .... 95
- Figura 4.28** – Falha da Fazenda São João. Afloramento e blocos de brechas encontrados em topo de morro alinhado na direção ENE-WSW. Ponto PF-CF-24. .... 98
- Figura 4.29** – A - Gnaisse cortado por camadas centimétricas de cataclasitos com foliação. Os cataclasitos separam o gnaisse da brecha. Ponto PF-CF-24. B – Foto A interpretada. .... 99
- Figura 4.30** – Estereogramas dos planos das falhas medidos na Falha da Fazenda São João e na Falha NW-SE, com direções E-W a ENE-WSW e NW-SE, respectivamente. .... 100

<b>Figura 4.31</b> – A e B – Estrias bem marcadas em plano de falha polido do cataclasito com orientação 348/63//014/60 indicando movimento normal com leve componente dextral. Setas indicam caimento das estrias. Ponto PC-CF-24. ....	101
<b>Figura 4.32</b> – A - Zona intensamente fraturada com orientação 360/80 cortando embasamento e traquito. Ponto PC-CF-35. B – Foto A com fraturas interpretadas. C – Mesma zona intensamente fraturada mostrada nas fotos A e B cortando o embasamento que, nesta parte, possui uma leve brechação. Presença de cataclasitos milimétricos preenchendo as fraturas. A seta aponta para uma pequena drusa de quartzo formada pela percolação de sílica. Ponto PC-CF-35. D – Foto C com fraturas interpretadas. ....	104
<b>Figura 4.33</b> – A - Sill de traquito subhorizontal cortando dique de diabásio subvertical. Ponto PC-CF-35. B – contato entre um Sill de traquito (intrudido de forma concordante) e o embasamento subhorizontal. ....	105
<b>Figura 4.34</b> – Estereogramas das falhas e fraturas medidas ao longo da Falha de Arraial do Cabo mostrando a direção preferencial dos planos das falhas principais para ENE-WSW. A falha secundária refere-se aos veios carbonáticos do dique de diabásio, cortados pelas falhas ENE-WSW. ....	106
<b>Figura 4.35</b> – A – Fraturas com orientação 350/86 cortando dique de diabásio e traquito. Ponto PC-CF-35. B – Foto A com fraturas interpretadas. C – Dique de diabásio com N50E. Ponto PC-CF-35. D – Foto C interpretada. Fraturas de resfriamento do dique com N40W (pretas). Juntas E-W de refração (vermelhas), denominação segundo Hancock (1985). Fraturas conjugadas ao sistema E-W com orientação para N30E (verde). ....	107
<b>Figura 4.36</b> – A – Fraturas en echelon (R) no embasamento indicando movimento sinistral com pouco rejeito em zona de falha ENE-WSW. Ponto PC-CF-35. B – Foto A interpretada. C – Veio de quartzo falhado mostrando movimento sinistral com pouco rejeito. Ponto PC-CF-35. D – Zona cataclástica sinistral (E-W) cortando embasamento, dique de diabásio (N50E) e traquito. Falha sinistral (S70E) segmentando dique de diabásio. Ponto PC-CF-35. ....	108
<b>Figura 4.37</b> – Campos de esforços da Falha do Bico Preto. $\sigma_2$ (294/53), $\sigma_1$ (WNW-ESE) e $\sigma_3$ (NNE-SSW) .....	110
<b>Figura 4.38</b> – Campos de esforços da Falha do Bico Preto. $\sigma_1$ (073/60), $\sigma_2$ (ENE-WSW) e $\sigma_3$ (NNW-SSE) .....	110
<b>Figura 4.39</b> – Campos de esforços da Falha do Bico Preto. $\sigma_1$ (139/89), $\sigma_2$ (ENE-WSW) e $\sigma_3$ (NNW-SSE).....	110
<b>Figura 4.40</b> – Campos de esforços da Falha de Iguaba. $\sigma_2$ (316/50), $\sigma_1$ (NE-SW) e $\sigma_3$ (NW-SE). ....	111
<b>Figura 4.41</b> – Campos de esforços da Falha de Iguaba. $\sigma_1$ (165/70), $\sigma_2$ (WNW-ESE) e $\sigma_3$ (NNE-SSW). ....	111
<b>Figura 4.42</b> – Campos de esforços da Falha da Ponta da Baleia. $\sigma_2$ (001/54), $\sigma_1$ (NE-SW) e $\sigma_3$ (NW-SE). ....	112
<b>Figura 4.43</b> – Campos de esforços da Falha da Ponta da Baleia. $\sigma_1$ (323/65), $\sigma_2$ (ENE-WSW) e $\sigma_3$ (NNW-SSE). ....	112
<b>Figura 4.44</b> – Campos de esforços da Falha do Morro do Mico. $\sigma_2$ (305/65), $\sigma_1$ (WNW-ESE) e $\sigma_3$ (NNE-SSW). ....	113
<b>Figura 4.45</b> – Campos de esforços das falhas conjugadas da Falha do Morro do Mico. $\sigma_2$ (086/75), $\sigma_1$ (ENE-WSW) e $\sigma_3$ (NNW-SSE). ....	113
<b>Figura 4.46</b> – Campos de esforços da Falha do Morro do Mico e suas conjugadas. $\sigma_2$ (073/81), $\sigma_1$ (E-W) e $\sigma_3$ (N-S). ....	113
<b>Figura 4.47</b> – Campos de esforços da Falha do Morro do Mico. $\sigma_1$ (340/85), $\sigma_2$ (ENE-WSW) e $\sigma_3$ (NNW-SSE). ....	113
<b>Figura 4.48</b> – Campos de esforços da Falha da Fazenda São João. $\sigma_1$ (067/54), $\sigma_2$ (ENE-WSW) e $\sigma_3$ (NNW-SSE). ....	114
<b>Figura 4.49</b> – Campos de esforços da Falha da Fazenda São João. $\sigma_1$ (136/83), $\sigma_2$ (ENE-WSW) e $\sigma_3$ (NNW-SSE). ....	114
<b>Figura 4.50</b> – Campos de esforços da Falha NW-SE. $\sigma_1$ (350/51), $\sigma_2$ (NNW-SSE) e $\sigma_3$ (ENE-WSW). ....	114
<b>Figura 4.51</b> – Campos de esforços da Falha de Arraial do Cabo. $\sigma_2$ (016/67), $\sigma_1$ (NE-W) e $\sigma_3$ (NW-SE). ....	116
<b>Figura 4.52</b> – Campos de esforços das conjugadas do dique na Falha de Arraial do Cabo. $\sigma_2$ (162/87), $\sigma_1$ (NE-SW) e $\sigma_3$ (NW-SE). ....	116

## CAPÍTULO 5

- Figura 5.1** – Correlação das falhas ENE-WSW com as fraturas de cisalhamento sintéticas R, de Petit (1987)....124
- Figura 5.2** – Quadro comparativo entre fases deformacionais definidas neste estudo para o sistema de falhas ENE-WSW do entorno da Lagoa de Araruama e os eventos deformacionais do Gráben da Guanabara definidos por Ferrari (2001) e do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil de Riccomini et al. (2004).....127

## ÍNDICE DE TABELAS

- Tabela 1.1** – Critérios de classificação e descrição de rochas de falha (Rubim, 2004).....05
- Tabela 3.1** – Descrição dos indicadores cinemáticos (Doblas, 1996). ..... 45
- Tabela 3.2** – Divisão dos campos de esforços segundo a razão da diferença entre os esforços principais R ( $\sigma_1, \sigma_2$  e  $\sigma_3$ ). Fonte: Ferrari (2001). ..... 49
- Tabela 5.1** – Tabela 5.1 – Sumário das fases de deformação do Sistema de Falhas ENE-WSW do entorno da Lagoa de Araruama..... 128

## ÍNDICE DE FOTOS DE AMOSTRAS

- Foto 4.1** – Amostra com contato brusco entre o cataclasito com clastos arredondados e o ultracataclasito afanítico. Ponto PC-CF-09..... 65
- Foto 4.2** – Contato brusco entre ultracataclasito e cataclasito, ambos com matriz mostrando foliação dada pelos argilominerais, porém com diferentes orientações. Ponto PC-CF-10. .... 65
- Foto 4.3** - Amostra com paleocataclasito dentro de uma segunda geração de brecha. Os clastos do paleocataclasito são compostos por remanescentes do ortogneisse. A matriz da segunda geração de brecha é composta por argilominerais e seus clastos variam de angulosos e subarredondados. Ponto PC-AR-05. .... 65

## ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

- Foto 4.4** – Clastos subarredondados, não orientados e em contato brusco com a matriz muito fina. Nicóis descruzados. Lâmina PC-AR-05. .... 66
- Foto 4.5** – **A** - Contato entre um fragmento de cataclasito (esquerda) e matriz cataclástica (direita) com um clasto de brecha preto com provável pseudotaquilito em sua composição. Nicóis descruzados. Lâmina PC-AR-05. **B** – interpretação.....66
- Foto 4.6** - Foliação da 1ª geração de cataclasito dada pelos argilominerais. Nicóis descruzados. Lâmina PC-AR-05. ....67
- Foto 4.7** – **A** - Clasto de paleocataclasito da 1ª geração dentro do cataclasito da 2ª geração cortado por fratura preenchida por quartzo microcristalino. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-20. **B** – interpretação..... 67
- Foto 4.8** – Zona com feições indicativas de fluxo, que podem estar relacionadas a um pseudotaquilito. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-22. .... 68
- Foto 4.9** – Foto 4.8 com nicóis cruzados. .... 68
- Foto 4.10** – **A** - Três gerações de cataclasitos cortados por fratura preenchida por quartzo microcristalino. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-20. **B** – interpretação. .... 69
- Foto 4.11** – Vesícula preenchida por quartzo microcristalino dentro da 2ª geração de cataclasito. Nicóis cruzados. Lâmina PC-AR-05. .... 69
- Foto 4.12** – Porfiroclasto de quartzo envolto por ultraclasito. Matriz muito fina com foliação dada pelos argilominerais. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-10. .... 69



<b>Foto 4.13</b> – Pseudotaquilito fragmentado. Lâmina PC-CF-10. ....	70
<b>Foto 4.14</b> – Cataclasito com fragmentos angulosos de diferentes tamanhos em meio a uma matriz fina. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-22. ....	70
<b>Foto 4.15</b> – Duas fases de deformação. 1ª - ultracataclasito com clastos angulosos (rocha escura) e a segunda. 2ª – cataclasito composto por clastos do ultracataclasito (rocha clara). Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-09A.....	70
<b>Foto 4.16</b> – Contato do ultracataclasito (direita) com cataclasito (esquerda). Cataclasito composto por clastos muito angulosos do ultracataclasito. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-09A. ....	70
<b>Foto 4.17</b> – Contato do cataclasito com clastos subarredondados (direita) com o ultracataclasito (esquerda), ambos cortados por veio tardio composto pelo mesmo material do cataclasito, indicando fluidização pós falhamento. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-09A. ....	70
<b>Foto 4.18</b> – Foto 4.19 com nicóis cruzados. ....	70
<b>Foto 4.19</b> – Grão de quartzo rotacionado circundado pela foliação dada pelos argilominerais presentes na matriz. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07A. ....	78
<b>Foto 4.20</b> – Porfiroclasto de quartzo fragmentado com extinção ondulante. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07A. ....	78
<b>Foto 4.21</b> - Cataclasito com clastos de quartzo angulosos e fragmentados de diversos tamanhos em meio a uma matriz fina. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07D.....	78
<b>Foto 4.22</b> - Brecha com presença de microclina entre seus clastos. Clastos fragmentados subarredondados a angulosos. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07E.....	78
<b>Foto 4.23</b> – <b>A</b> - Superfícies SC em fluxo cataclástico indicando movimento dextral (amostra orientada). Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07A. <b>B</b> – interpretação.....	79
<b>Foto 4.24</b> – <b>A</b> - Clasto de paleobrecha dentro do cataclasito. Grãos angulosos. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-07A. <b>B</b> – interpretação.....	79
<b>Foto 4.25</b> – <b>A</b> - Variação de deformação. Rocha não deformada com fraturamento tipo <i>en echelon</i> (esquerda) gradando para brecha e cataclasito/ultracataclasito (direita). Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07C. <b>B</b> – interpretação.....	80
<b>Foto 4.26</b> – Microfalha em cataclasito deslocando fratura preenchida por quartzo microcristalino nas bordas. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-13A. ....	85
<b>Foto 4.27</b> – Grãos de quartzo muito fraturados em meio a uma matriz fina sem orientação. Clastos subarredondados a angulosos. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-15. ....	85
<b>Foto 4.28</b> – <b>A</b> - Brecha muito fragmentada com conjuntos de fraturas sistemáticas e ortogonais entre si. Matriz fina, sem orientação e com clastos subarredondados a angulosos. Clastos de quartzo fraturados. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-15. ....	86
<b>Foto 4.29</b> – <b>A</b> - Foto 4.28 com nicóis cruzados. <b>B</b> – interpretada. ....	86
<b>Foto 4.30</b> – Rocha muito alterada. Parte preta (direita) indica percolação de óxido de Fe. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-11A. ....	96
<b>Foto 4.31</b> – Brecha (esquerda) em contato com cataclasito (direita). Clastos subarredondados. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-11B. ....	96
<b>Foto 4.32</b> – Cataclasito com matriz fina e grãos de quartzo fragmentados subarredondados a angulosos. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-27B. ....	97
<b>Foto 4.33</b> – Foto 4.32 com nicóis cruzados. ....	97
<b>Foto 4.34</b> – <b>A</b> - Clasto anguloso de paleobrecha com clastos angulosos a subarredondados dentro do cataclasito. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-11B. <b>B</b> – interpretada. ....	97
<b>Foto 4.35</b> – <b>A</b> - Brecha composta por matriz muito fina e por grãos arredondados a subarredondados (esquerda) em contato com cataclasito (direita). Clastos da brecha são compostos pelo mesmo material do cataclasito. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-24. <b>B</b> – interpretada. ....	102

## 1 INTRODUÇÃO

Há 130 Ma, durante Cretáceo Inferior, o supercontinente Gondwana iniciou sua quebra na região do Domínio Tectônico de Cabo Frio, dando origem a uma série de estruturas rúpteis relacionadas ao rifteamento e abertura do Oceano Atlântico Sul (Cobbold *et al.*, 2001, Zalán e Oliveira, 2005, Ricomini, 2008). Este rifteamento deu-se através de um campo de esforços distensivos inicialmente orientado segundo E-W, ao longo da região sudeste do Brasil (Rabinowitz & La Brecque, 1979 *apud* Alves, 2002; Meisling, *et al.* 2001). As direções dos esforços distensivos, associadas às estruturas NE-SW pré-existentes do embasamento da Faixa Ribeira, caracterizaram um rifteamento oblíquo, com transtração sinistral. As reativações ocorridas no Cretáceo Superior e no Cenozóico, no sudeste do Brasil, por outro lado, ocorreram através de movimentos transcorrentes dextrais (Cobbold *et al.*, 2001). Grande parte dos fenômenos tectônicos e magmáticos do Mesozóico/Cenozóico pode ter sido condicionada pelo prolongamento das Zonas de Fraturas Oceânicas em direção à margem continental, segundo Alves (2002). Estruturas como o Alto de Cabo Frio, a Zona de Transferência do Rio de Janeiro e o Lineamento Alcalino Mágmató Poços de Caldas – Cabo Frio podem ser associadas ao prolongamento da Zona de Fratura Martim Vaz em direção ao continente.

Durante o tectonismo Mesozóico/Cenozóico ocorreram duas fases de magmatismo. A primeira fase é representada por um intenso magmatismo toleítico ocorrido no Cretáceo Inferior durante a fase rifte, correlacionável aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, e a segunda fase é representada pelo magmatismo alcalino ocorrido entre o Neocretáceo e o Eoceno Inferior/Médio durante a fase *drift* (Almeida *et al.*, 1996). A origem deste magmatismo alcalino ocorre associada ao evento de rifteamento de idade Paleógena, denominado de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (Ricomini *et al.*, 2004), que é um *rift* constituído por aproximadamente uma dezena de bacias tafrogênicas, geradas entre o Paleoceno e o Mioceno (Ferrari & Silva, 1997). Dentre as feições geradas por esta tafrogênese, a que possui principal interesse na área de estudo é o Gráben da Guanabara, o qual engloba, entre outras estruturas, o Gráben de Barra de São João.

Dentro do Gráben da Guanabara podem ser encontradas brechas tectônicas silicificadas. Estas são mais abundantes na sua borda sudeste e constituem um sistema de falhas que se estende por dezenas de quilômetros na direção ENE-

WSW, geradas sob a ação do seguinte campo de paleotensões direcional:  $\sigma_1$  (NE-SW) e  $\sigma_3$  (NW-SE) (Ferrari, 2001). A presença destas feições, indicativas de processos hidrotermais, tanto no embasamento quanto no preenchimento sedimentar do RCSB é vinculada aos estágios finais do magmatismo Mesozóico/Cenozóico, segundo Ferrari (2001).

## 1.1 Justificativa

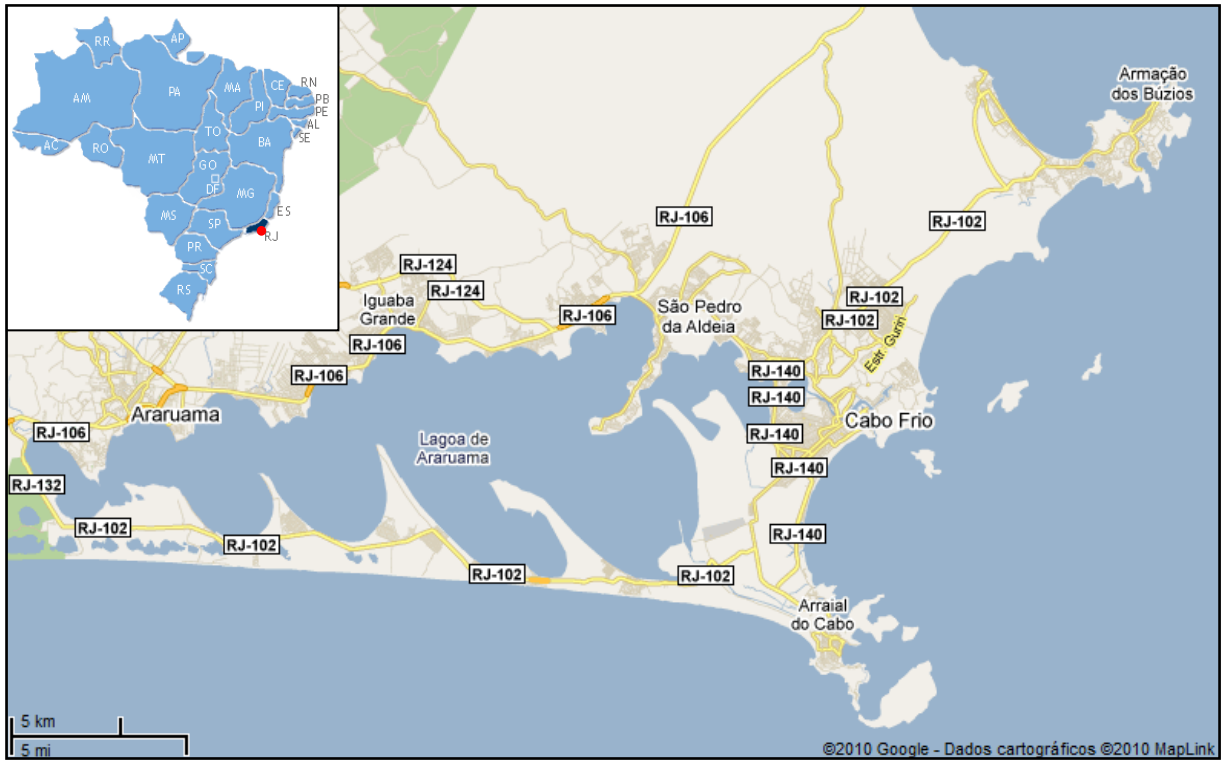
Na região da Lagoa de Araruama, litoral leste do Rio de Janeiro, as falhas ENE-WSW são constituídas por zonas de brechas tectônicas silicificadas. A fim de se obter um melhor conhecimento da tectônica rúptil cenozóica da região sudeste brasileira, foi feito um estudo de caracterização estrutural destas falhas aliado à correlação das mesmas com fases deformacionais.

A caracterização estrutural deste sistema de falhas é fundamental para o estudo da evolução tectônica das bacias da margem sudeste brasileira e da estruturação das feições morfológicas *onshore* da região.

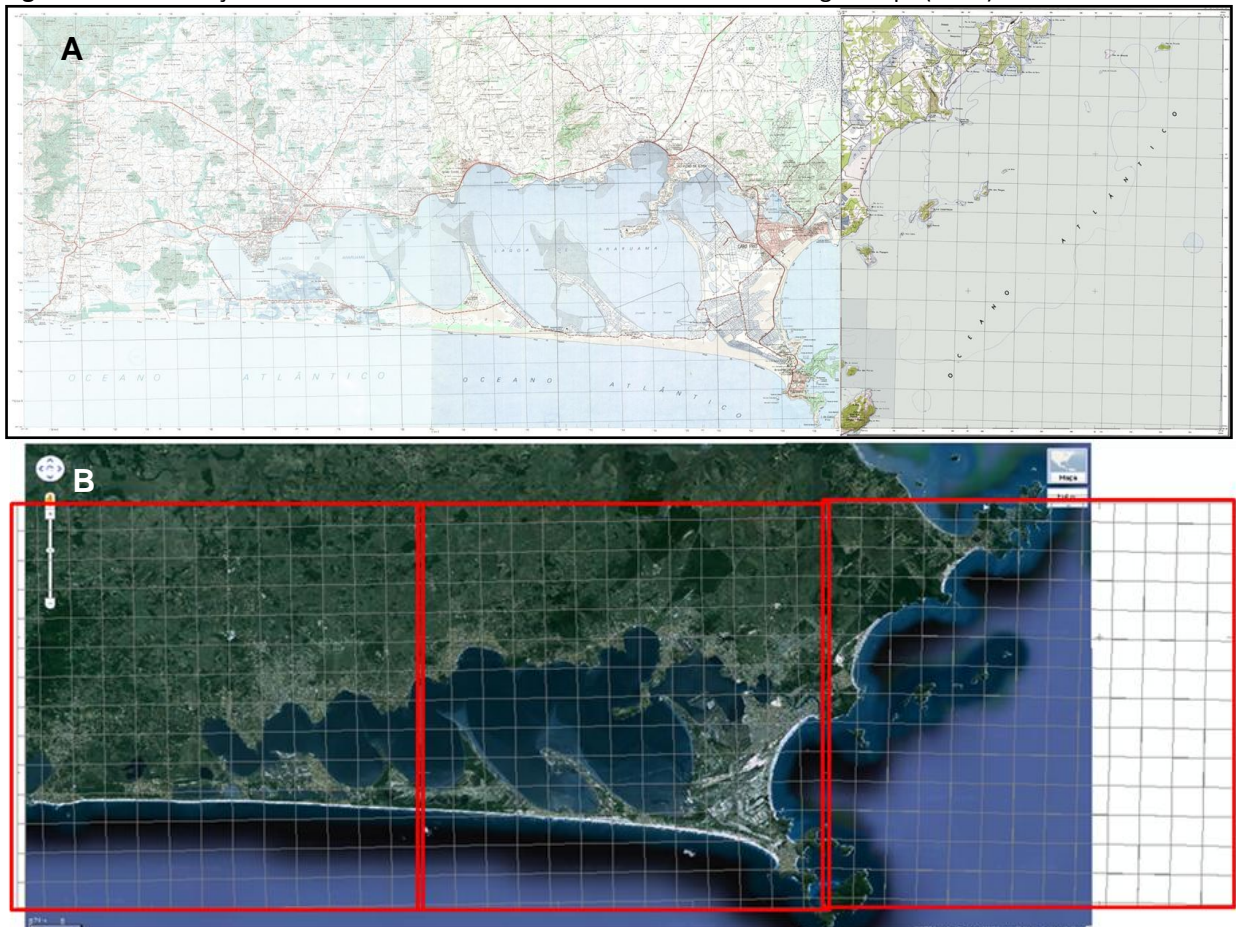
## 1.2 Localização da Área

A área de estudo está localizada no Estado do Rio de Janeiro, na Região dos Lagos, litoral leste fluminense. Seu acesso é dado através das rodovias RJ-106 ou RJ-124 (**Figura 1.1**).

As folhas 1:50.000 do IBGE utilizadas neste estudo foram: Araruama (SF-23-Z-B-VI-3, IBGE, 1978), Cabo Frio (SF-23-B-VI-4, IBGE, 1978) e Farol do Cabo (SF-24-Y-A-IV-3, IBGE, 1963) (**Figura 1.2**). Para este trabalho, foi dado enfoque às regiões dos municípios onde afloram as falhas.



**Figura 1.1** - Localização da área de estudo e rodovias de acesso. Fonte: Google Maps (2010).



**Figura 1.2** – A - Folhas 1:50.000 do IBGE utilizadas neste estudo (da esquerda para a direita - Araruama, Cabo Frio e Farol do Cabo). B – Grids das folhas anteriormente citadas sobrepostas à imagem de satélite do Google Maps (2011).

### 1.3 Objetivos

O estudo propõe a caracterização estrutural do sistema de falhas ENE-WSW. Para isso foi feito um levantamento sistemático, em campo, de dados de estruturas rúpteis, a fim de que fossem feitas as análises geométricas, cinemáticas e dinâmicas deste sistema de falhas, visando à determinação dos campos de paleotensões locais. Amostras de rochas de falha foram coletadas, para que fossem feitas as análises petrográficas macroscópica e microscópica, permitindo a observação de suas microestruturas, graus de deformação, número de reativações, entre outros.

### 1.4 Metodologia

- Levantamento bibliográfico sobre a geologia regional e sobre a geologia da área de estudo. Também foram pesquisados trabalhos sobre geologia estrutural, com foco na tectônica rúptil.
- Análise de lineamentos através da interpretação de imagens de satélite (Google Maps, 2011) e fotos aéreas (SERLA. ACSA., 1988). As fotos aéreas, com interpretação de lineamentos, foram georreferenciadas e estes dados foram integrados através da utilização do programa ArcMap 9.3.1.
- Mapeamento geológico-estrutural (escalas 1:50.000 e 1:25.000), nas folhas topográficas Araruama, Cabo Frio e Farol do Cabo, para a coleta de amostras de rochas de falha e levantamento dos dados estruturais e geométricos das zonas de falhas e fraturas associadas, como: extensão, largura, composição, orientação, mergulho, estrias, indicadores cinemáticos, etc.
- Descrição petrográfica (macroscópica e microscópica) das rochas de falha coletadas em campo. Ao todo foram confeccionadas 19 lâminas delgadas de amostras de rochas de falha, para a descrição microscópica. Os critérios utilizados para a classificação destas rochas foram descritos por Rubim (2004) durante a caracterização da Falha do Pai Vitório, que levou em conta os estágios de deformação, reativações e estudo dos fragmentos e matriz. Estes critérios foram definidos com base na compilação de trabalhos sobre os

métodos clássicos de descrição e classificação de rochas de falha. A **tabela 1.1** mostra os critérios definidos por Rubim (2004).

<p><b>RELAÇÃO CLASTOS/MATRIZ (Twiss &amp; Moores, 1992)</b>          Matriz entre 1 e 30% - brecha          Matriz entre 30 e 90% - cataclasito          Matriz &gt; 90% - ultracataclasito</p>
<p><b>FEIÇÕES DOS CLASTOS</b>          FORMA: arredondamento e esfericidade          COMPOSIÇÃO: igual da matriz (1ª geração de brechas). Paleobrechas (reativações)          ORIENTAÇÃO: clastos orientados (fluxos)          CONTATO CLASTOS/MATRIZ: brusco ou gradual</p>
<p><b>MATRIZ/CIMENTO</b>          Matriz de textura amorfa. Pode estar relacionada a um maior grau de deformação da brecha ou a um resfriamento rápido dos fluidos silicosos          Percolação de fluidos – carbonatos, materiais ferruginosos e opacos          Matriz silicosa – constituída por grãos de quartzo</p>
<p><b>ESTÁGIO DE DEFORMAÇÃO</b>          Análise geológica perpendicular à direção da falha. Rocha matriz – rocha fraturada – brecha – cataclasito – ultracataclasito – falha</p>
<p><b>GERAÇÕES DE EVENTOS</b>          Reativações – matriz intra matriz</p>

**Tabela 1.1** – Critérios de classificação e descrição de rochas de falha (Rubim, 2004).

- Tratamento e análise dos dados estruturais em escritório:
  - Confecção manual de estereogramas dos dados coletados em campo de planos de fraturas, veios de quartzo e falhas, assim como as orientações das estrias de falha.
  - Após a correção de algumas orientações de estrias, feita através da confecção manual dos estereogramas, foi utilizado o programa Stereonet 7.1.5 (Allmendinger, *et al.*, 2011) para a plotagem destes mesmos dados.
  - A análise dinâmica foi feita com base na análise em conjunto dos dados pareados (plano de falha e estria de falha). Os pólos das estrias foram plotados manualmente, para que depois fossem traçados os campos com maiores e menores esforços.
  - O cálculo dos vetores  $\sigma_1$  (eixo de maior esforço),  $\sigma_2$  (eixo de esforço intermediário) e  $\sigma_3$  (eixo de menor esforço) foi feito através do programa TENSOR (Delvaux, D. 1993), que aplica uma versão modificada do Método dos Diedros Retos, proposto por Angelier & Mechler (1977) *apud* Ferrari (2001).

- As projeções utilizaram o Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior. As notações de planos de falhas e estrias utilizadas neste trabalho são: direção de mergulho do plano/ângulo de mergulho//direção de caimento da estria/ângulo de caimento.
  
- Confecção de um mapa geológico-estrutural georreferenciado da área com o auxílio do programa ArcMap 9.3.1. A base geológica utilizada foi a do mapa geológico da Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt *et al.*, 2011). Sobre esta base geológica foram plotadas as falhas mapeadas nesta dissertação.

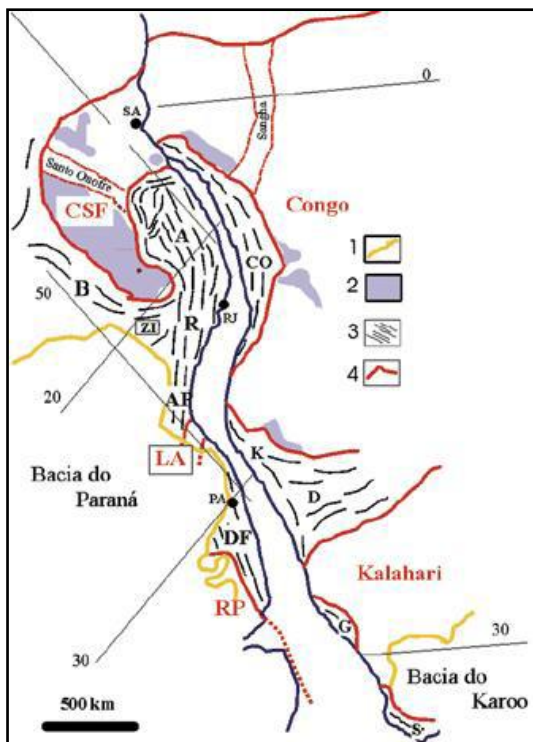
## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área é constituída por rochas do embasamento pertencentes à Faixa Ribeira, as quais sofreram processos tectônicos extensionais que levaram à ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico. Alguns registros destes processos tectônicos ficaram preservados e podem ser observados nos afloramentos existentes na região.

### 2.1 Faixa Ribeira

A região de estudo é constituída por um embasamento do Paleoproterozóico ao Cambriano, que faz parte do Domínio Tectônico de Cabo Frio, amalgamado à Faixa Ribeira há 520 Ma (Cambriano), durante a formação do Gondwana (Schmitt *et al.*, 2004).

A Faixa Ribeira está inserida na Província Mantiqueira e consiste num complexo sistema de dobramentos e empurrões, gerado durante a Orogênese Brasileira no Neoproterozóico/Paleozóico, com o auge entre 590 e 492 Ma (Heilbron *et al.*, 1995). É resultado da interação entre o Cráton de São Francisco e outra(s) placa(s) e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas situado(s) a SE deste Cráton, bem como na porção SW do Cráton do Congo (Heilbron *et al.*, 2004) (**Figura 2.1**).



**Figura 2.1** - Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Trompette, 1994). 1- Bacias fanerozóicas. 2- Coberturas cratônicas. 3- Orógenos neoproterozóicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiá, DF- Dom Feliciano). 4- Crátons neoproterozóicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata). Na África localizam-se as faixas neoproterozóicas do Congo Ocidental (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariép (G) e Saldania (S), relacionadas aos crátons do Congo e Kalahari (Heilbron *et al.*, 2004).



A Orogênese Brasileira é caracterizada por deformação compressional, cisalhamento transcorrente, metamorfismo de alto grau, fusão parcial de rochas crustais e granitogênese.

A Faixa Ribeira possui orientação preferencial NE-SW e é dividida em quatro domínios tectônicos principais (Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000), separados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento oblíquas transpressionais dextrais (**Figura 2.2**):

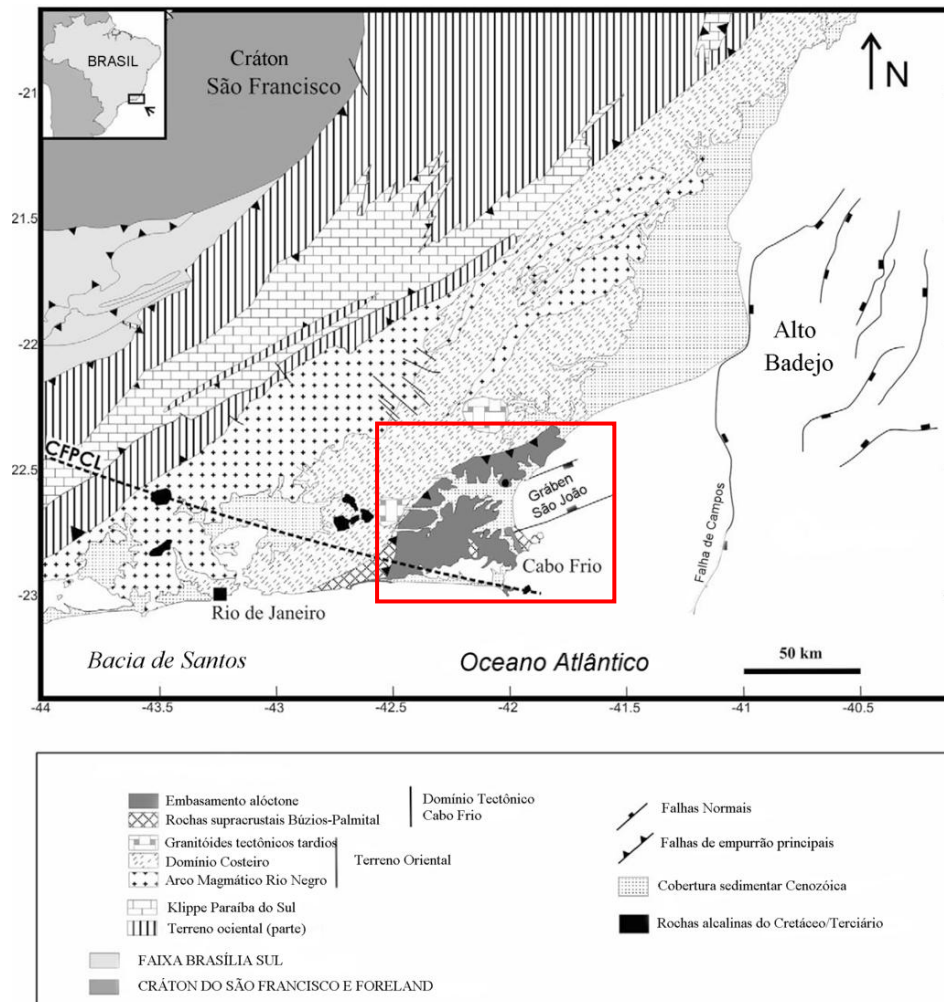
- Terreno Ocidental – constituído por metassedimentos da bacia de margem passiva marinha, depositados do Mesoproterozóica ao Neoproterozóica, na borda SE do cráton de São Francisco.
- *Klippe* Paraíba do Sul – uma megasinformal constituída por metassedimentos granulíticos de aproximadamente 1.8 Ga e seu embasamento Paleoproterozóico.
- Terreno Oriental – composto pelos ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro e rochas metassedimentares intrudidas por granitóides sin a tardi colisionais. Este terreno é separado do Terreno Ocidental por uma zona de cisalhamento milonítica denominada CTB (*Central Tectonic Boundary*).
- Domínio Tectônico de Cabo Frio – composto por ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico intercalados com rochas supracrustais neoproterozóicas formadas em um ambiente sedimentar de fundo oceânico. É neste domínio que está inserida a região de estudo.

## **2.2 Domínio Tectônico de Cabo Frio (DTCF)**

O Domínio Tectônico de Cabo Frio (DTCF) (Schmitt *et al.*, 2004), também denominado Terreno Cabo Frio (Heilbron & Machado, 2003), está localizado na porção SE da Faixa Ribeira, sendo anexado a esta, no evento tectono-metamórfico colisional denominado Orogenia Búzios, ocorrido entre 525 e 495 Ma. O estágio de colapso orogênico ocorreu entre 495 e 440 Ma (Schmitt *et al.*, 2004).

O DTCF é limitado a noroeste por uma falha de empurrão de direção NE-SW com mergulho para SE, a qual o separa do Terreno Oriental, enquanto que a sudeste é coberto pelo Oceano Atlântico. É composto por ortognaisses do embasamento do Paleoproterozóico intercalados tectonicamente com rochas

supracrustais formadas em ambiente sedimentar de fundo oceânico durante o Neoproterozóico, entre 620 e 525 Ma (Schmitt *et al.*, 2008) (Figura 2.2).



**Figura 2.2** - Mapa geológico da porção central da Faixa Ribeira e margem continental adjacente. Destaque para o Domínio Tectônico de Cabo Frio e o Gráben de Barra de São João (Schmitt *et al.*, 2004).

Os ortognaisses do embasamento compreendem o Complexo Região dos Lagos, constituído por metagranitóides (apresentando-se como gnaisses bandados migmatizados em domínios mais deformados) e subordinadamente metaquartzodiorito e corpos metatonalíticos. Estes litotipos são cortados por veios aplíticos de quartzo-feldspato, com textura pegmatítica localizada (Schmitt, *et al.*, 2004). Os ortognaisses são cortados por diques de anfibolito denominados Suíte José Gonçalves (Schmitt, *et al.*, 2011).

As rochas supracrustais fazem parte do Grupo Búzios Palmital, constituído por três unidades. A Unidade Búzios compõe os metassedimentos aluminosos (sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses) com freqüentes intercalações de

camadas de rochas calcio-silicáticas e corpos de anfibolitos. Os corpos máficos podem ser individualizados e mapeados sendo incluídos na Unidade Forte de São Mateus (Schmitt *et al.*, 2011). A Unidade Palmital é constituída principalmente por metassedimentos quartzo-feldspáticos com algumas intercalações aluminosas, rochas calcissilicáticas e camadas quartzo-feldspáticas (Schmitt *et al.*, 2004).

Schmitt *et al.* 2004 concluíram que: a Unidade Palmital pode representar depósitos de porções médias de um leque turbidítico submarino, as Unidades Búzios e Forte de São Mateus pode corresponder às fácies pelágicas distais, as camadas de rochas calcissilicáticas talvez representem depósitos químicos possivelmente relacionados a eventos vulcânicos e os anfibolitos, interpretados como intrusões máficas subvulcânicas e/ou fluxo de lavas, são restritos ao ambiente pelágico da Sucessão Búzios.

A orientação estrutural principal das estruturas dúcteis de todas as unidades do DTFC é NW-SE, ortogonal à orientação estrutural predominantemente NE-SW da Faixa Ribeira.

Quatro fases deformacionais relacionadas à orogênese Cambriana foram identificadas no DTFC. Todas as unidades litoestratigráficas do DTFC foram afetadas por uma tectônica tangencial de baixo ângulo (D1-D3) que gerou lineações minerais e de estiramento com orientação NW-SE de baixo caimento, foliações tectônicas e zonas de cisalhamento subhorizontais e dobras recumbentes de variadas dimensões (Schmitt *et al.*, 2004). Durante as fases D1 e D2, camadas dúcteis de ortognaisses foram sobrepostas às rochas supracrustais. Durante a fase D3, a foliação S1/S2, as zonas de empurrão e as estruturas boudinadas foram dobradas. A fase D4 é restrita à parte oeste do DTFC e é relacionada a uma zona de cisalhamento transpressional de alto ângulo (Schmitt *et al.*, 2004).

A assembléias minerais indicam um pico metamórfico de pelo menos 9 Kbar e 780°C, fácies anfibolito a granulito na porção leste e anfibolito superior na porção oeste. O pico metamórfico foi contemporâneo às fases de deformação D1 e D2, há cerca de 525 Ma. As condições metamórficas foram mais baixas durante a descompressão ocorrida na fase deformacional D3, ocorrida entre 518 e 505 Ma. Durante a fase deformacional D4, entre 505 e 495 Ma, as condições metamórficas ainda encontravam-se na fácies anfibolito (Schmitt *et al.*, 2004).

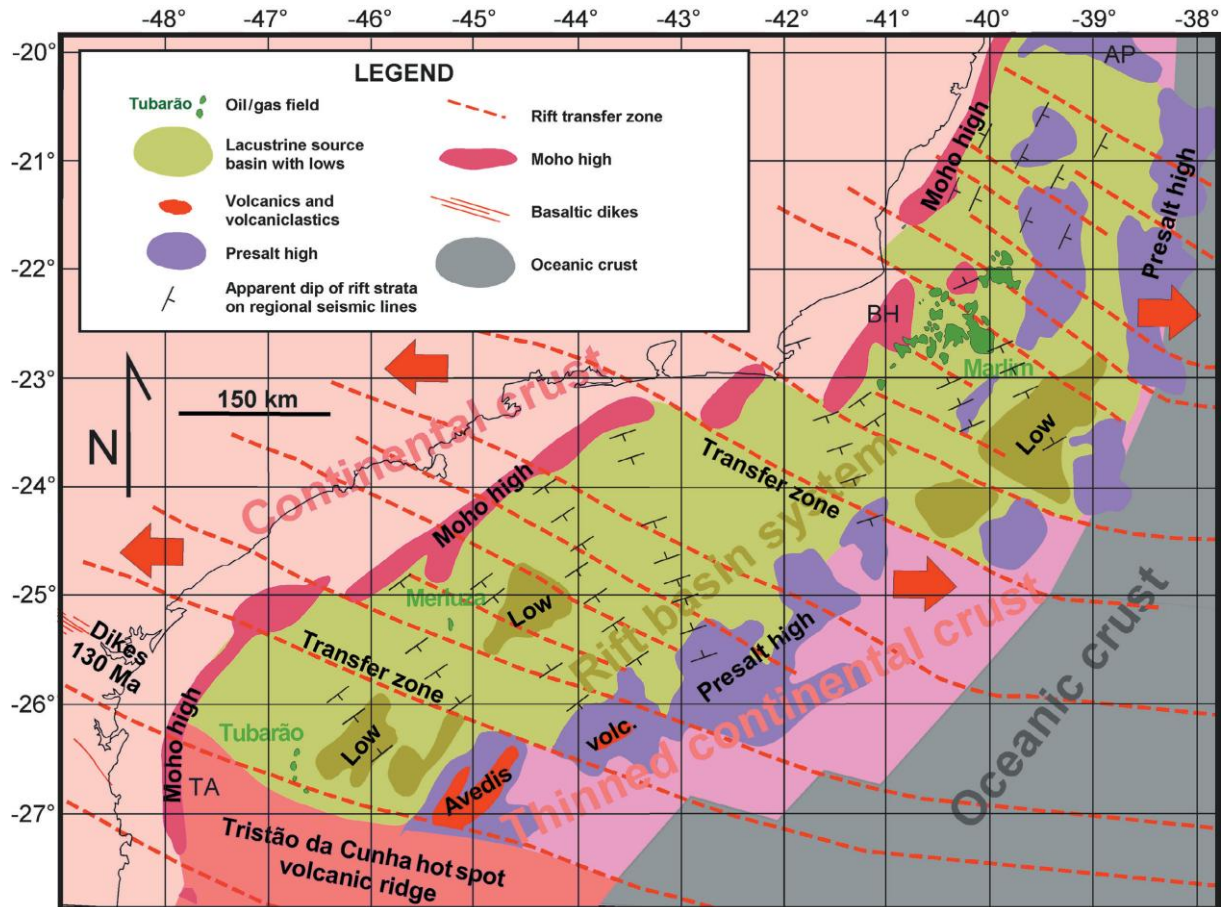
### 2.3 O Rifteamento do Gondwana e seus efeitos na região sudeste do Brasil e no DTCF

Há 130 Ma (Cretáceo Inferior), o supercontinente Gondwana iniciou sua quebra, dando origem a uma série de estruturas rúpteis relacionadas ao rifteamento e abertura do Oceano Atlântico Sul (Cobbold *et al.*, 2001, Zalán e Oliveira, 2005, Ricommini, 2008). Uma das hipóteses para a origem dos eventos extensionais que resultaram na quebra do Gondwana, é a de que eles tenham sido iniciados devido à passagem da Pluma de Tristão da Cunha (Morgan, 1981, White & McKenzie, 1989, O'Connor & Duncan, 1990 *apud* Meisling, *et al.*, 2001), que deu origem aos extensos derrames basálticos ocorridos durante o Neocomiano (Fodor *et al.*, 1984; Mizusaki, 1986 *apud* Stanton *et al.*, 2010).

O rifteamento na região sudeste do Brasil deu-se através de um campo de esforços distensivos inicialmente orientado segundo E-W (Rabinowitz & La Brecque, 1979 *apud* Alves, 2002; Meisling, *et al.* 2001) (**Figura 2.3**). Mudanças ocorridas no pólo de rotação em relação à Placa Sul Americana foram responsáveis por alterar o campo de stress atuante ao longo da abertura do Oceano Atlântico Sul desde o Cretáceo até os dias atuais (Ernesto, 1996), logo, o campo de esforços distensivos inicialmente orientado para E-W foi sendo alterado progressivamente para NW-SE.

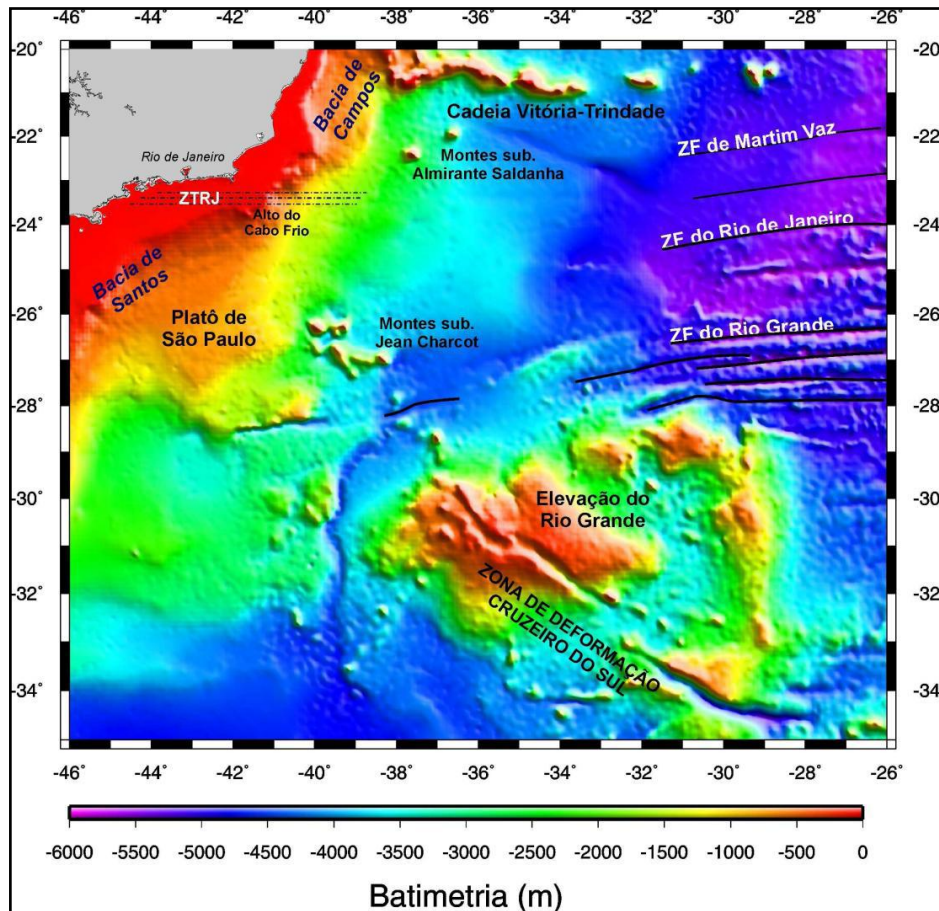
Cabe ressaltar que a maior mudança no pólo de rotação foi aproximadamente há 84 Ma (Muller *et al.*, 1997 *apud* Turner *et al.* 2005) e, desde então, o Atlântico Sul passou a abrir como um sistema de duas placas distintas (Nürnberg & Müller, 1991). Ernesto (1996) estimou que, desde o Cretáceo Superior até os dias atuais, tenha ocorrido uma rotação horária entre 10° e 15°. Atualmente, o pólo de rotação em relação à Placa Sul Americana está localizado no nordeste brasileiro.

As direções dos esforços distensivos, associadas às estruturas NE-SW pré-existentes do embasamento da Faixa Ribeira, caracterizam um rifteamento oblíquo, com transtração sinistral. Este rifteamento foi responsável por gerar estruturas rúpteis com as seguintes orientações: principal NE-SW (associadas às reativações de estruturas pré-existentes da Faixa Ribeira), NW-SE (zonas de acomodação de esforços regionais associadas às falhas de transferência do rifte) (**Figura 2.3**) e E-W (relacionadas às zonas de fratura oceânicas), segundo Alves (2002) e Stanton, *et al.* (2010) (**Figura 2.4**).



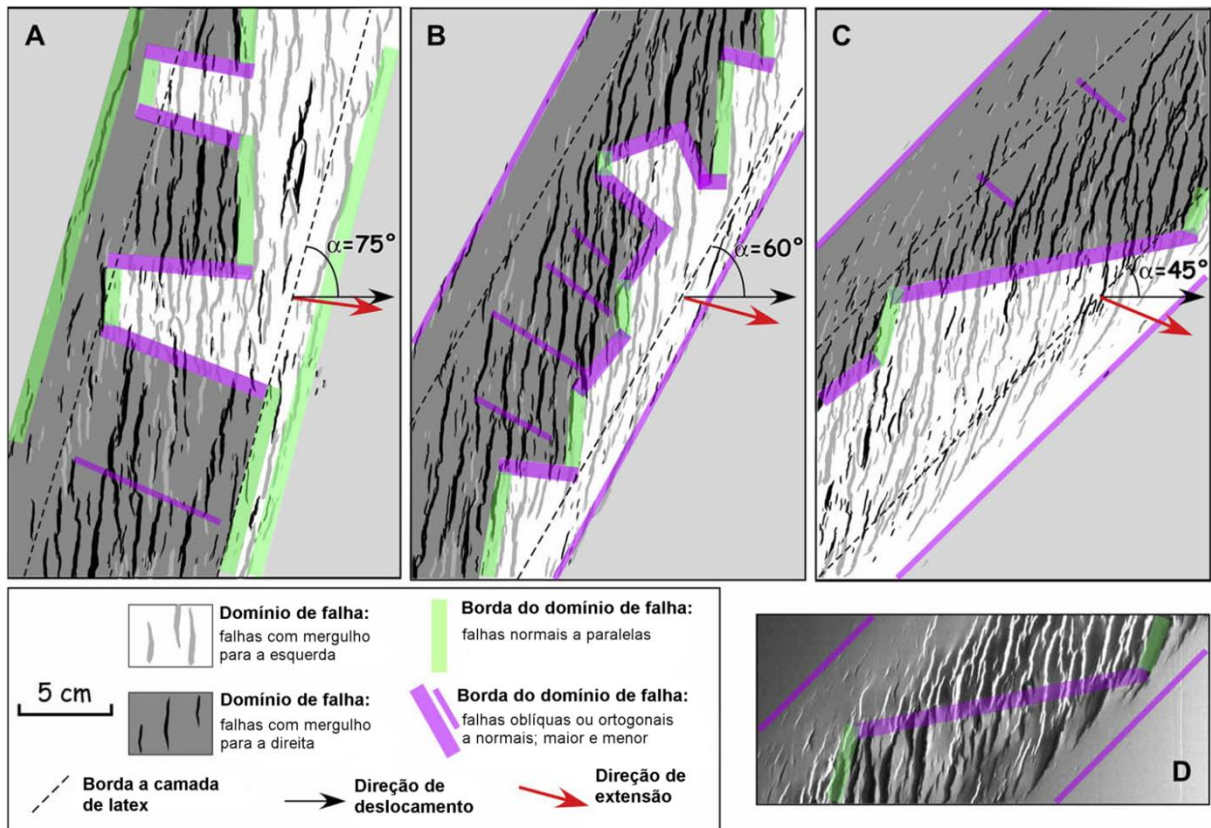
**Figura 2.3** - Mapa das principais províncias relacionadas ao *rift*, nas bacias de Campos e Santos e extensão E-W derivada de reconstruções de placas litosféricas durante os estágios iniciais da abertura do Oceano Atlântico (Nürnberg & Müller, 1991). Zonas de transferência inferidas não são paralelas com a direção de extensão (Fonte: Meisling, *et al.* 2001).

A abertura do Atlântico Sul é uma combinação de movimentos *strike-slip* dextrais até a latitude 28°S (Nürnberg e Müller, 1991). Ao longo de sua abertura, quando as falhas extensionais falhavam ao abrir, como, por exemplo, devido ao encontro com uma crosta mais espessa, a separação ocorria ao longo das zonas *strike-slip* E-W (Henry, 2011). O movimento ao longo das zonas de transferência dextrais criou um padrão *en echelon* nos depocentros dos *riffts* de Santos e Campos (Meisling *et al.*, 2001). Em crosta oceânica, junto ao limite crustal, a direção NW-SE das zonas de transferência alinham-se com as direções E-W das falhas transformantes (Mohriak, 2003) (**Figura 2.3**). Segundo Mohriak (2003), as falhas de transferência NW-SE podem ter sido responsáveis por deslocar os depocentros das bacias de Campos e Espírito Santo.



**Figura 2.4** – Mapa batimétrico do SE do Brasil, mostrando as principais feições fisiográficas e elementos estruturais (Sandwell & Smith, 1997 –ETOPO2). ZTRJ –Zona de Transferência do Rio de Janeiro. Fonte: Stanton (2009).

Schlische & Withjack (2008) realizaram experimentos em caixas de areia e argila simulando um campo de esforços distensivo oblíquo, inicialmente orientado para E-W e alterado progressivamente para NW-SE. Dois limites de domínios principais foram identificados através destes experimentos, um paralelo às falhas normais e outro oblíquo ou ortogonal às falhas normais (**Figura 2.5**). Este último poderia ser comparado às zonas de acomodação NW-SE associadas às falhas de transferência do rifte. Os autores ressaltam que, em seus modelos, estes limites de domínios de falhas constituem amplas zonas de deformação e não apenas falhas *strike-slip* ou oblíquas descontínuas. Suas orientações podem ser formadas espontaneamente, sem a necessidade de zonas de fraquezas pré-existentes. É possível observar também neste modelo experimental o padrão *en echelon* desenvolvido devido à extensão oblíqua.

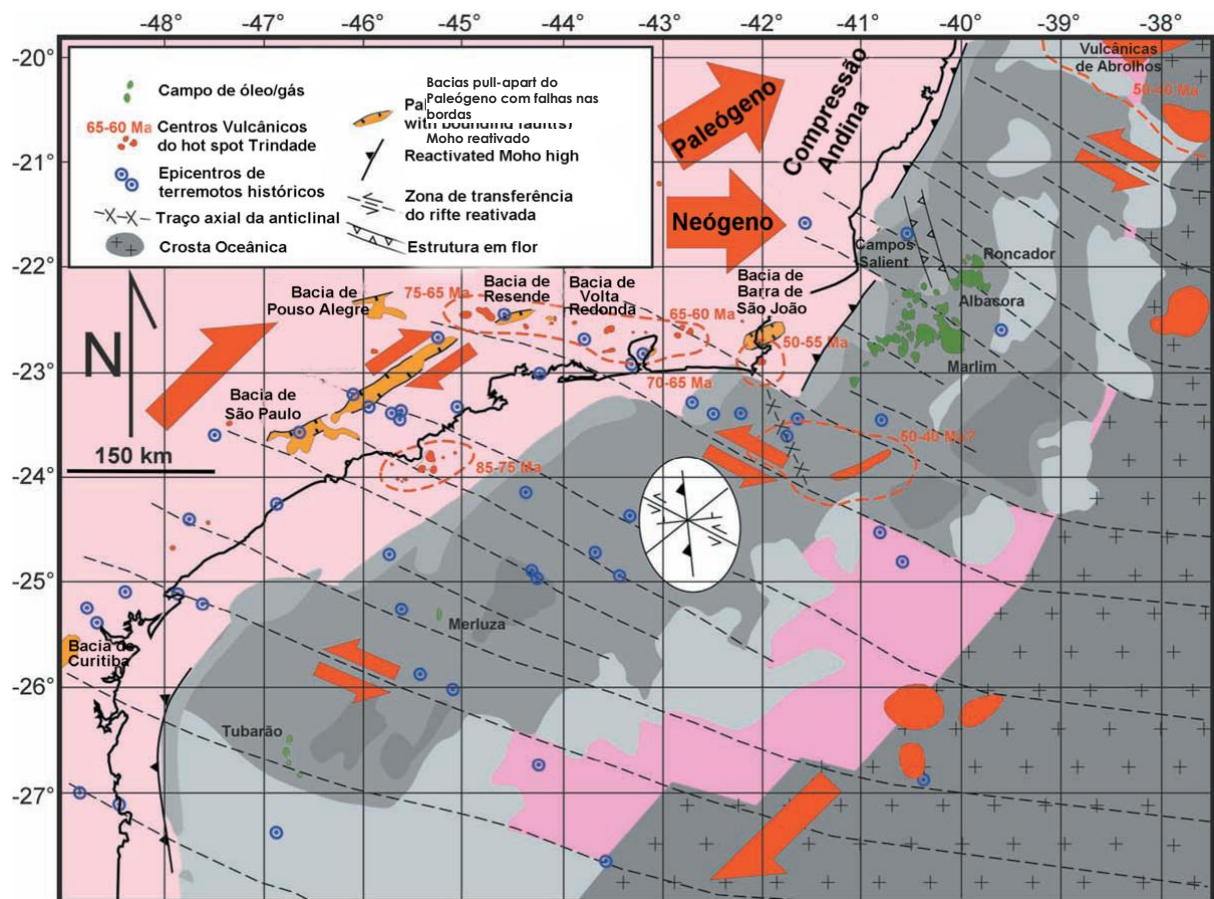


**Figura 2.5** - Mapas dos traços de falha desenvolvidos em uma extensão oblíqua (modificado de Clifton *et al.*, 2000): (A)  $\alpha=75^\circ$ , (B)  $\alpha=60^\circ$  e (C)  $\alpha=45^\circ$ . (D) Foto do topo da superfície do modelo de extensão oblíqua em (C). Schlische & Withjack (2008).

É possível observar no DTCF uma elevada ocorrência de diques máficos Mesozóicos, com direção NE-SW (Stanton & Schmitt, 2007). Considerando que a orientação do arcabouço estrutural do embasamento do DTCF é NW-SE, este não apresenta descontinuidades pré-existentes que possam ter condicionado a intrusão NE-SW dos diques. Este resultado implica que a deformação Mesozóica afetou a crosta continental independentemente de sua configuração estrutural pré-existente no DTCF (Stanton *et al.*, 2010). As antigas zonas de fraqueza NE-SW da Faixa Ribeira podem ter favorecido o magmatismo, porém as estruturas relacionadas ao rifteamento parecem ter sido estruturalmente controladas, principalmente, pela deformação Mesozóica e pela reologia da litosfera (Stanton *et al.*, 2010).

O processo de reativação destas antigas zonas de fraqueza brasileiras da Plataforma Sul-Americana foi denominado de Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) e suas estruturas resultantes foram em parte controladoras da formação das bacias marginais de Campos e Santos, as quais são separadas pelo alto estrutural de Cabo Frio (Stanton & Schmitt, 2007) (**Figura 2.4**).

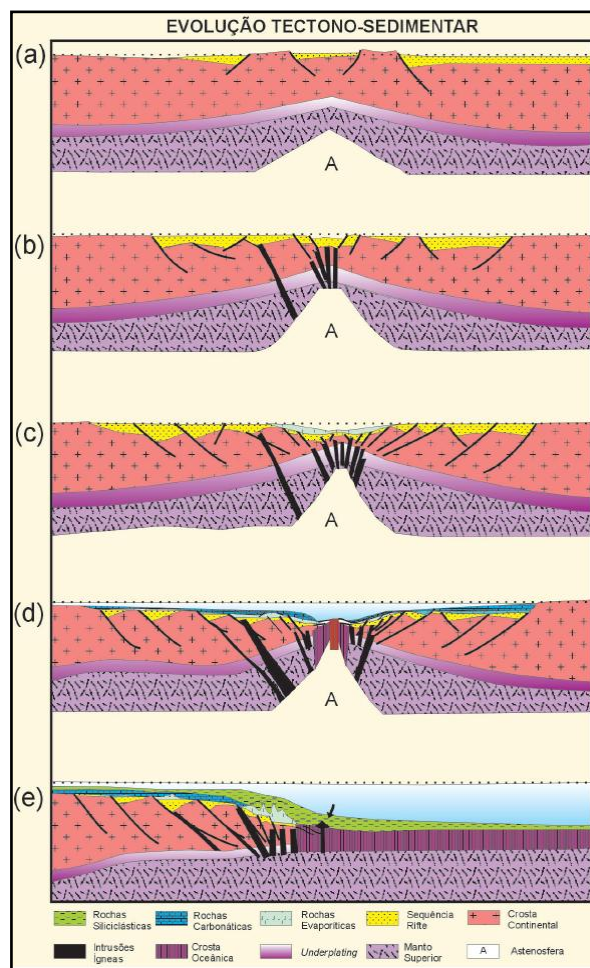
Cobbold *et al.* (2001), estudaram as reativações ocorridas no Cretáceo Superior e no Cenozóico ao longo da região sudeste do Brasil. Segundo este estudo, a margem sudeste do Brasil foi reativada através de movimentos transcorrentes dextrais. As falhas extensionais do Neocomiano foram reativadas de forma dextral, enquanto que as falhas transferentes foram reativadas de modo sinistral (**Figura 2.6**). Estas reativações ocorreram em três principais fases (Cretáceo Superior, Eoceno e Neógeno), as quais são correlacionáveis com as mudanças nas condições da convergência (velocidade e orientação) da margem Andina da América do Sul.



**Figura 2.6** - Mapa mostrando a reativação transpressional ocorrida durante o Neógeno. O stress principal (setas maiores vermelhas) foi rotacionado no sentido horário, desde o Paleógeno ao Neógeno, devido à mudança do ângulo de convergência na margem Andina da América do Sul (Cobbold *et al.*, 2001).



Um modelo evolutivo da margem divergente composto por cinco fases com diferentes padrões de tectônica e sedimentação foi elaborado por Cainelli e Mohriak (1999) *apud* Mohriak (2003) (**Figura 2.7**). A primeira fase é relacionada a um soerguimento termal astenosférico e afinamento litosférico, com falhas incipientes na crosta superior (**Figura 2.7a**). Esta fase foi seguida por um aumento do estiramento litosférico com extrusão de lavas basálticas e ocorrência de grandes falhas na crosta continental formando semi-grábens na segunda fase (**Figura 2.7b**). A terceira fase é caracterizada pela intensa extensão litosférica com grandes falhas rotacionando os blocos do rifte (**Figura 2.7c**). Na quarta fase, o centro de espalhamento litosférico foi focalizado resultando na formação da cordilheira meso-atlântica e início da formação de crosta oceânica. Há também a ocorrência de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas e erosão de blocos de rifte por uma discordância regional, a qual separa ambientes de sedimentação continental de ambientes de sedimentação transicional e marinha (**Figura 2.7d**). Já na quinta e última fase, no estágio final do rifte, houve uma contração termal da litosfera e afundamento da batimetria no final do Albiano (**Figura 2.7e**).

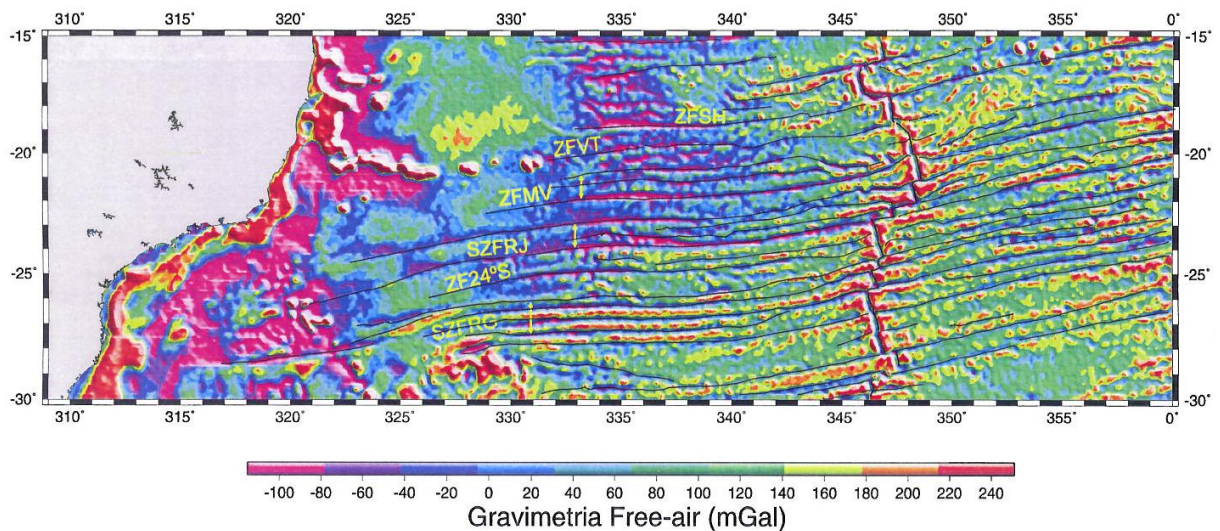


**Figura 2.7** - Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente (modificado de Cainelli e Mohriak, 1999 *apud* Mohriak, 2003).

### 2.3.1 Zona de Fratura Martim Vaz (ZFMV)

Algumas das falhas transformantes são associadas às zonas de fraturas e lineamentos que penetram em crosta continental como falhas ou descontinuidades, sugerindo uma continuação de fraquezas anteriores na crosta continental, que foram reativadas durante a formação de zonas de fraturas oceânicas (Asmus & Ferrari, 1978; Milani, 1989; Mohriak *et al.* 1995b *apud* Mohriak, 2003). Grande parte dos fenômenos tectônicos e magmáticos do Mesozóico/Cenozóico pode ter sido condicionada pelo prolongamento das Zonas de Fraturas Oceânicas em direção à margem continental (Alves, 2002).

A Zona de Fratura Martim Vaz está localizada na latitude  $20^{\circ}10'S$ . Na Cadeia Meso-Atlântica é representada por um pequeno deslocamento com cerca de 15 km e sua continuidade a partir do eixo da cordilheira é definida por uma depressão gravimétrica que, em porções mais antigas que 5 Ma, apresenta-se como um sistema duplo e, entre 20 e 80 Ma, torna-se como um sistema triplo de zonas de fraturas. A partir de 80 Ma, passa a ser um sistema duplo novamente, prolongando-se em direção à margem continental (Alves, 2002) (**Figura 2.8**).



**Figura 2.8** – Mapa de Gravimetria Ar-Livre derivado da altimetria de satélite (Sandwell & Smith, 1997). Traçado das zonas de fratura: Santa Helena (ZFSH), Vitória-Trindade (ZFVT), Martim Vaz (ZFMV) e  $24^{\circ}S$  (SF24°) e dos sistemas de zonas de fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) e de Rio Grande (SZFRG). (Fonte: Alves, 2002).

A ZFMV inicialmente foi desenvolvida sob uma orientação preferencial E-W, porém, entre 60 e 80 Ma, sofreu uma inflexão para NE-SW (**Figura 2.8**). Estas inflexões podem ser comparadas às mudanças do pólo de rotação em relação à Placa Sul Americana (Alves, 2002). A mesma autora observou, ao longo da ZFMV, inúmeras estruturas, tanto de natureza distensiva como compressiva, oriundas de movimentações recentes ao longo deste sistema, marcado pela discordância erosional do Eoceno Inferior. Linhas sísmicas mostram, por exemplo, estruturas relacionadas a reativações crustais de natureza compressional, com sugestão de movimento *strike-slip* (Alves, 2002).

O prolongamento da ZFMV em direção ao continente é associado às seguintes feições:

- Alto de Cabo Frio (limite entre as bacias de Santos e Campos) (**Figura 2.4**);
- Montes submarinos Almirante Saldanha e São Tomé (~ 19,5 Ma) (**Figura 2.4**);
- Zona de Transferência do Rio de Janeiro (**Figura 2.4**);
- Lineamento Alcalino Magmático Poços de Caldas (~93 Ma) – Cabo Frio (~50 Ma) (**Figura 2.9**).

A Zona de Transferência do Rio de Janeiro, de direção E-W, caracterizada na Bacia de Santos, onde deflete a linha de charneira e depocentros, coincide com o limite sul do Alto de Cabo Frio (Magalhães, 1987 *apud* Ferrari, 2001). A orientação E-W da Zona de Transferência do Rio de Janeiro pode ter condicionado a configuração atual E-W da linha de costa adjacente a esta estrutura, localizada ao longo do Estado do Rio de Janeiro.

Esta zona de fratura pode estar relacionada a uma antiga zona de fraqueza crustal que possivelmente controlou a ZFMV na área oceânica, foi alvo de intensas reativações tectônicas e magmáticas, e provavelmente atuou como conduto para o magmatismo da pluma Tristão da Cunha durante o Neocomiano (Alves, 2002).

### 2.3.2 Alto de Cabo Frio

O Alto de Cabo Frio é representado por uma proeminente área de embasamento raso, constituído de rochas ígneas e metamórficas do Domínio Tectônico de Cabo Frio, capeado por sedimentos de plataforma do Eoceno Médio ao Pleistoceno (Mohriak & Magalhães, 1993). É um alto estrutural que se estende a *offshore* e separa as Bacias de Campos e Santos, na região sudeste do Brasil

(Figura 2.4). A região é conhecida pelo intenso vulcanismo Mesozóico/Cenozóico e é marcada por mudanças nos estilos estruturais e estratigráficos.

Segundo Oreiro (2005), o prolongamento a SE do Alto de Cabo Frio é caracterizado pela Zona de Deformação Cruzeiro do Sul, definida por Souza (1991) *apud* Souza (1993), a qual é marcada por um alinhamento NW–SE de montes submarinos na região abissal. Souza (1993) também compartilha desta hipótese e concluiu que na região da crosta oceânica, ocorrem lineamentos de rochas vulcânicas na direção das fraturas transformantes E-W, assim como na direção NW-SE, tais como o lineamento Cruzeiro do Sul, que se estende numa direção NW desde o Alto do Rio Grande até a borda oeste da Bacia de Campos, no Alto de Cabo Frio (Figura 2.4).

A Província do Alinhamento Magmático Cabo Frio desenvolveu-se ao longo de extensa zona de fratura transcorrente sinistral, de direção geral WNW, com pelo menos duas fases de reativação e magmatismo associado, no Neocretáceo ao Paleoceno e durante o Eoceno (Riccomini *et al.*, 2004). A configuração deste alinhamento pode estar relacionada à evolução de falhas transformantes durante o segundo estágio de abertura do Oceano Atlântico Sul (Marsh, 1973; Sadowsky & Dias Neto, 1981 *apud* Stanton *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 1996).

Herz (1977), Thomaz-Filho & Rodrigues (1999), Thomaz Filho *et al.* (2005), assim como outros autores, haviam concluído que o alinhamento das rochas alcalinas de Poços de Caldas e Cabo Frio estaria relacionado à rotação da Placa Sul-Americana sobre um *hot spot* durante o Eoceno e este alinhamento teria sua continuidade na Cadeia de Vitória-Trindade. As principais evidências que comprovariam esta hipótese, segundo Thomaz Filho *et al.* (2005), seriam: o decréscimo das idades radiométricas K/Ar de oeste para leste, inflexão para SW do limite oeste de Cadeia Vitória-Trindade e inflexão para NE do Alto de Cabo Frio e a coincidência do alinhamento, na direção NE, dos campos de petróleo da Bacia de Campos com o alinhamento do provável deslocamento da bacia por sobre o *hot spot* (Figura 2.9).

Almeida (1991) levantou a hipótese de que o magmatismo na área seria resultado da rotação do pólo da Placa Sul-Americana (84 e 50 Ma). Este movimento ocasionou falhas profundas na crosta, as quais poderiam ter atingido a Zona de Baixa Velocidade provocando fusão parcial causada por alívio de pressão. Tais falhas foram reativadas durante o Cretáceo Superior e Terciário Inferior causando

uma superposição vertical, numa mesma área, de eventos magmáticos de diferentes idades. Esta hipótese não leva em consideração o modelo de *hot spots*.

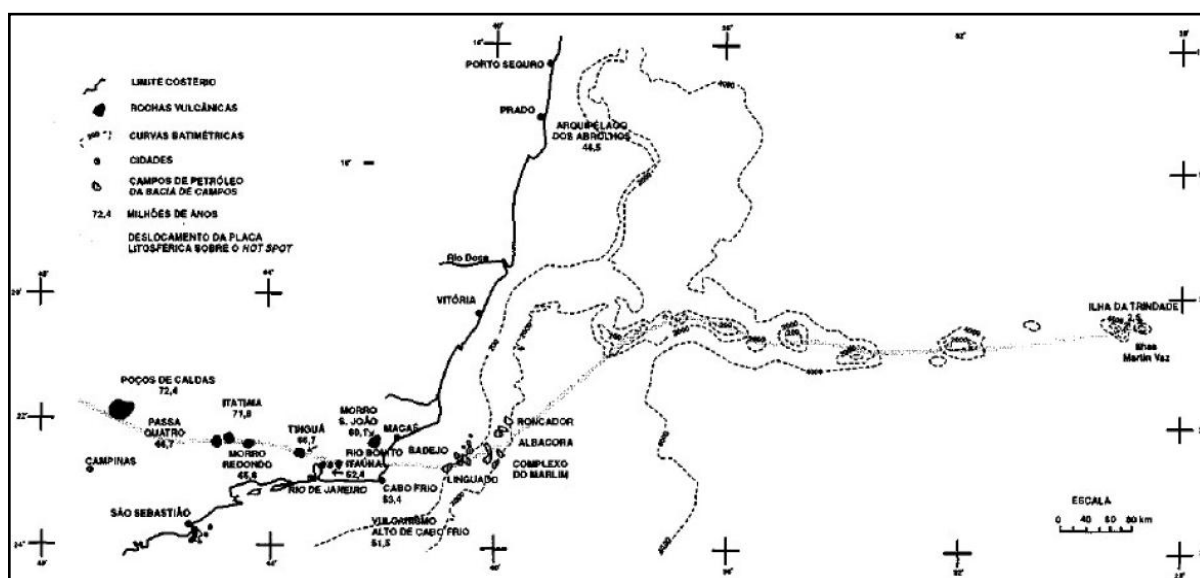


Figura 2.9 - Alinhamento de rochas alcalinas de Poços de Caldas – Cabo Frio e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade (Thomaz Filho & Rodrigues, 1999).

Segundo Alves *et al.* (2005), o magmatismo orientado da Cadeia Vitória Trindade, Banco de Abrolhos até o bordo continental está representado pelo Lineamento Sismo Mágmató Alcalino Trindade-Paxoreu / Alto do Paranaíba. Este estudo descarta a hipótese levantada por Herz (1977), Thomaz Filho & Rodrigues (1999), Thomaz Filho *et al.* (2005), assim como outros autores, de que a Cadeia de Vitória-Trindade seria a continuação do alinhamento Poços de Caldas e Cabo Frio, gerados pela passagem de um único *hot spot*.

Outra hipótese que explica a origem dos eventos magmáticos ocorridos ao longo do Alto de Cabo Frio defende que os eventos magmáticos do pós-sal são resultado da reativação de profundas zonas de falhas, muitas das quais, foram criadas durante a quebra do supercontinente Gondwana (Oreiro *et al.*, 2006). Os volumes mais expressivos de rochas magmáticas, intercaladas na seção sedimentar das bacias *offshore*, ocorrem próximos a áreas de interseção entre zonas de falhas de direção NW-SE (falhas de rejeito direcional) e NE-SW (falhas normais), assim como os maciços alcalinos pertencentes ao alinhamento Poços de Caldas–Cabo Frio. Esses dados sugerem que o magmatismo em questão não foi originado por plumas mantélicas, uma vez que as falhas reativadas (principalmente as falhas de rejeito direcional com orientação NW-SE) parecem ter rompido toda a litosfera,

atingindo a astenosfera, onde causaram fusão parcial por simples alívio de pressão (Oreiro *et al.*, 2006). Os principais reservatórios turbidíticos dos campos de petróleo das bacias de Campos, Santos e Espírito Santo estão relacionados à reativação tectonomagmática do Cretáceo Superior-Terciário Inferior.

### 2.3.3 Magmatismo Mesozóico/Cenozóico

Durante o tectonismo Mesozóico/Cenozóico, o qual controlou a abertura do Oceano Atlântico, ocorreram duas fases de magmatismo. A primeira fase é representada por um intenso magmatismo toleítico ocorrido no Cretáceo Inferior durante a fase *rift*, correlacionável aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, e a segunda fase é representada pelo magmatismo alcalino ocorrido entre o Neocretáceo e o Eoceno Inferior/Médio durante a fase *drift* (Almeida *et al.*, 1996).

A primeira fase de magmatismo ocorreu sob um regime extensional E-W e foi caracterizada pela intrusão de um enxame de diques de basalto e diabásio, denominado por Coutinho (2008) de Enxame de Diques da Junção Tríplice do Paraná (**Figura 2.10**). Esta junção tríplice é composta por diques com orientações: NE-SW com componente transcorrente sinistral (braço norte composto pelo enxame de diques da Serra do Mar), NW-SE com componente transcorrente dextral (Arco de Ponta Grossa) e subordinadamente N-S (braço sul associado às rochas do Alto de Florianópolis).

Na região *offshore*, as rochas derivadas deste magmatismo compõem o embasamento das bacias de Santos (Formação Camboriú) e Campos (Formação Cabiúnas). Os diques com orientação NW-SE provavelmente exerceram importante papel na acomodação dos esforços extensionais entre a região sul da Bacia de Santos, com crosta oceânica formada, e o segmento de crosta continental, mais ao norte (Conceição *et al.* 1988; Macedo, 1989 *apud* Mohriak, 2003). Uma das hipóteses para a origem deste vulcanismo, levantada por Almeida *et al.* (1996) é a de que ele foi uma resposta a um soerguimento dômico na porção sudeste do Brasil, que se manifestou do Permiano Final ao Triássico, devido a perturbações térmicas do manto.



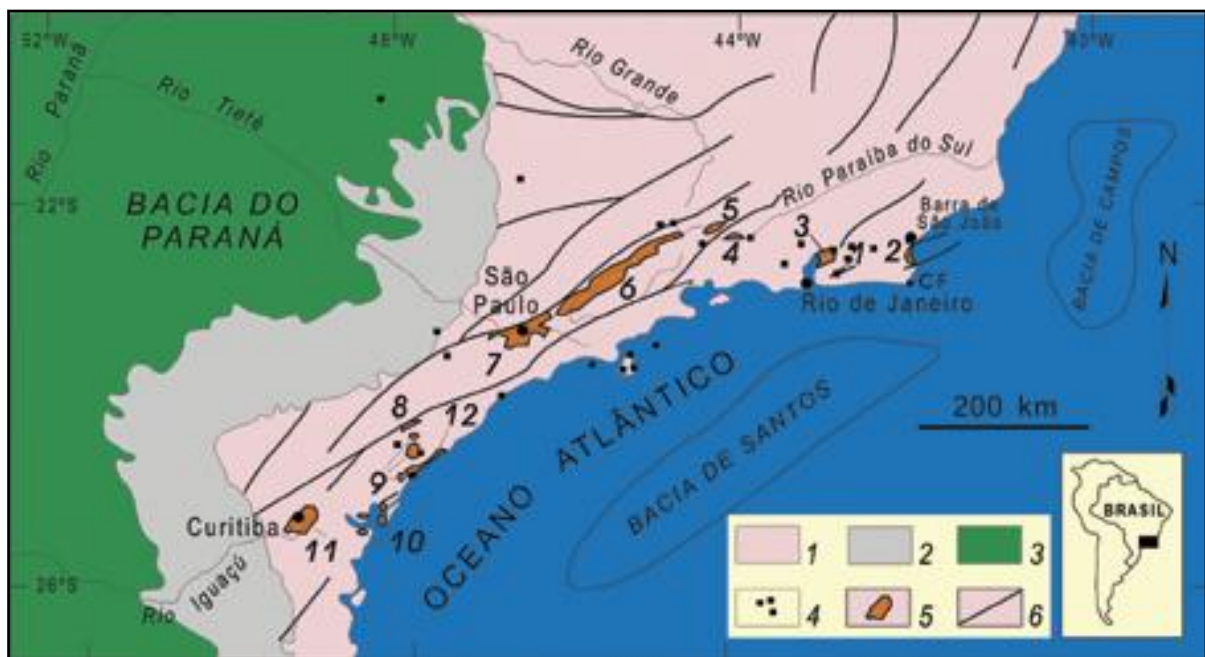
**Figura 2.10** - O sistema da e Junção Tríplice do Paraná (Coutinho, 2008).

A segunda fase de magmatismo resultou na intrusão de uma série de corpos alcalinos, os quais ocorrem na forma de diques, maciços e *plugs*. A direção de extensão WNW-ESE no campo de paleotensões controlou a intrusão dos diques e rochas alcalinas. A maior parte destes corpos ocorre ao longo do Alinhamento Magmático Cabo Frio (Almeida, 1991; Riccomini *et al.*, 2004) (**Figura 2.9**). A origem deste magmatismo ocorre associada ao evento de rifteamento de idade paleógena, denominado de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini *et al.*, 2004) (**Figura 2.11**). Esse último episódio magmático, de composição alcalina, teve fim na região sul-sudeste durante o Oligoceno (Almeida *et al.*, 1996).

A configuração estrutural da região sudeste do Brasil favoreceu o intenso magmatismo e tectonismo nela ocorrido. As estruturas pré-existentes NE-SW reativadas durante o rifteamento e as falhas transferentes NW-SE formadas concomitantemente com as estruturas NE-SW, como forma de acomodação dos esforços distensivos E-W, serviram de conduto para o magmatismo toleítico. A interseção entre estas estruturas podem ter servido de conduto para o magmatismo alcalino, segundo Oreiro *et al.* (2006), assim como as estruturas E-W, correlacionáveis à Zona de Fratura oceânica Martim Vaz e à Zona de Transferência do Rio de Janeiro são associadas às intrusões alcalinas. Tudo isto, ocorrendo conjugado à possível passagem da pluma Tristão da Cunha.

### 2.3.4 Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)

O *Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)*, de idade paleógena, é uma depressão alongada e deprimida com pouco mais de 900 km de comprimento, desenvolvida entre as cidades de Tijucas do Sul, no Estado do Paraná, e a área submersa defronte Macaé, no Estado do Rio de Janeiro (Riccomini *et al.*, 2004) (Figura 2.11).



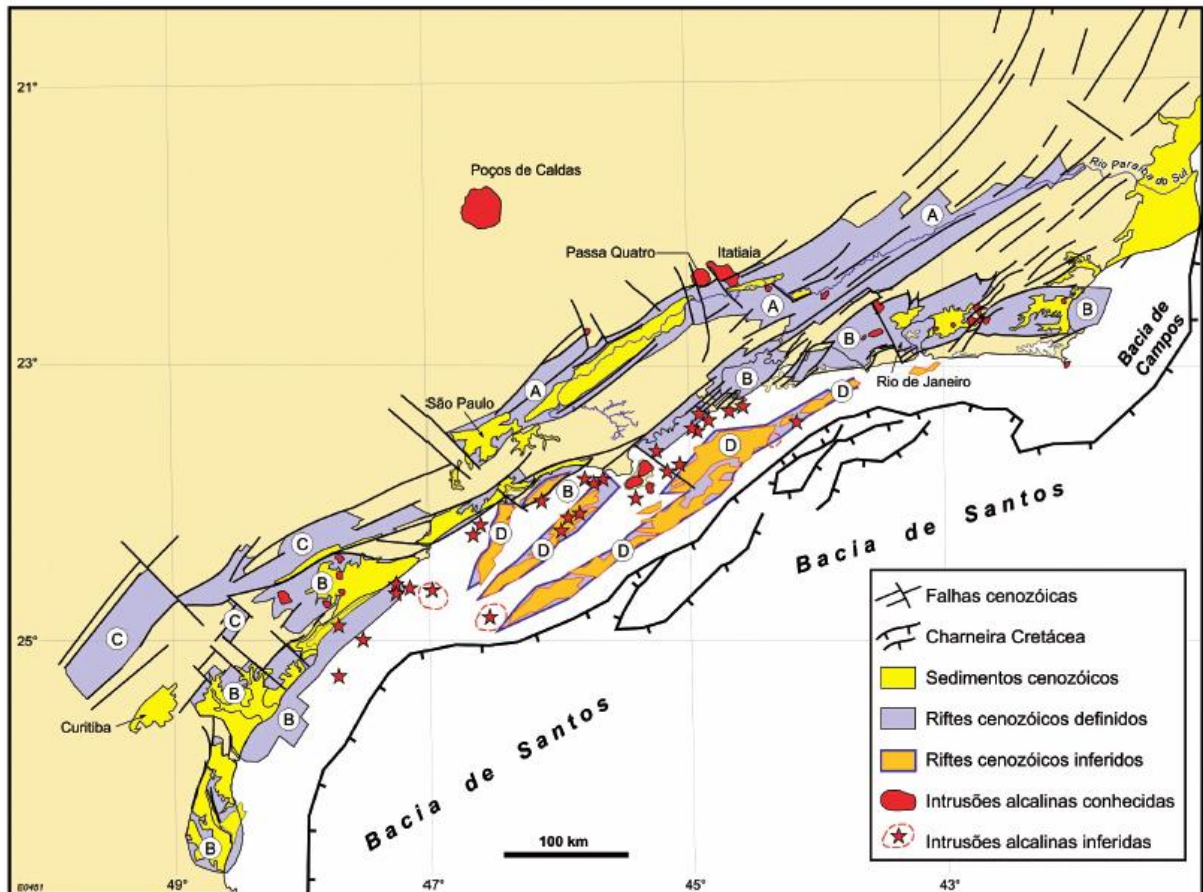
**Figura 2.11** - Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil. 1 - Embasamento pré-cambriano. 2 - Rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná. 3 - Rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral. 4 - Rochas relacionadas ao magmatismo alcalino Mesozóico/Cenozóico. 5 - Bacias cenozóicas do *rift*. 6 - Zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico (Riccomini *et al.* 2004).

É constituído por aproximadamente uma dezena de bacias tafrogênicas, geradas entre o Paleoceno e o Mioceno (Ferrari & Silva, 1997). Zonas de cisalhamento neoproterozóicas de direção NE-SW a E-W, reativadas como falhas normais no Paleógeno e transcorrentes no Neógeno, ensejaram a instalação e deformação das bacias que compõem o RCSB (Riccomini *et al.* 2004).

Zalán & Oliveira (2005) estenderam a região do RCSB para *offshore*, ao longo das Bacias de Santos e Campos, e passaram a chamar de Sistema de *Rifts* Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) a associação das serras do Mar/Mantiqueira com os vales tectônicos intervenientes e suas extensões na plataforma continental das



bacias de Santos/Campos até as suas charneiras, a oeste das quais não ocorrem sedimentos cretáceos (**Figura 2.12**).



**Figura 2.12** - Mapa de distribuição dos quatro *rifts* do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul (Zalán & Oliveira, 2005).

Segundo Riccomini *et al.* (2004), o RCSB é subdividido em três segmentos: ocidental, central e oriental. A área de estudo desta dissertação está inserida no segmento oriental, onde a tafrogênese gerou o gráben da Guanabara, o qual engloba as bacias de Macacu, Itaboraí e o Gráben de Barra de São João (**Figura 2.14**).

Zalán & Oliveira (2005) subdividiram o Sistema de *Rifts* Cenozóicos do Sudeste do Brasil em quatro grandes *rifts* ou corredores de grábens: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo. A área em estudo estaria inserida no *rift* Litorâneo, o qual engloba, de leste para oeste, os grábens de Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá.

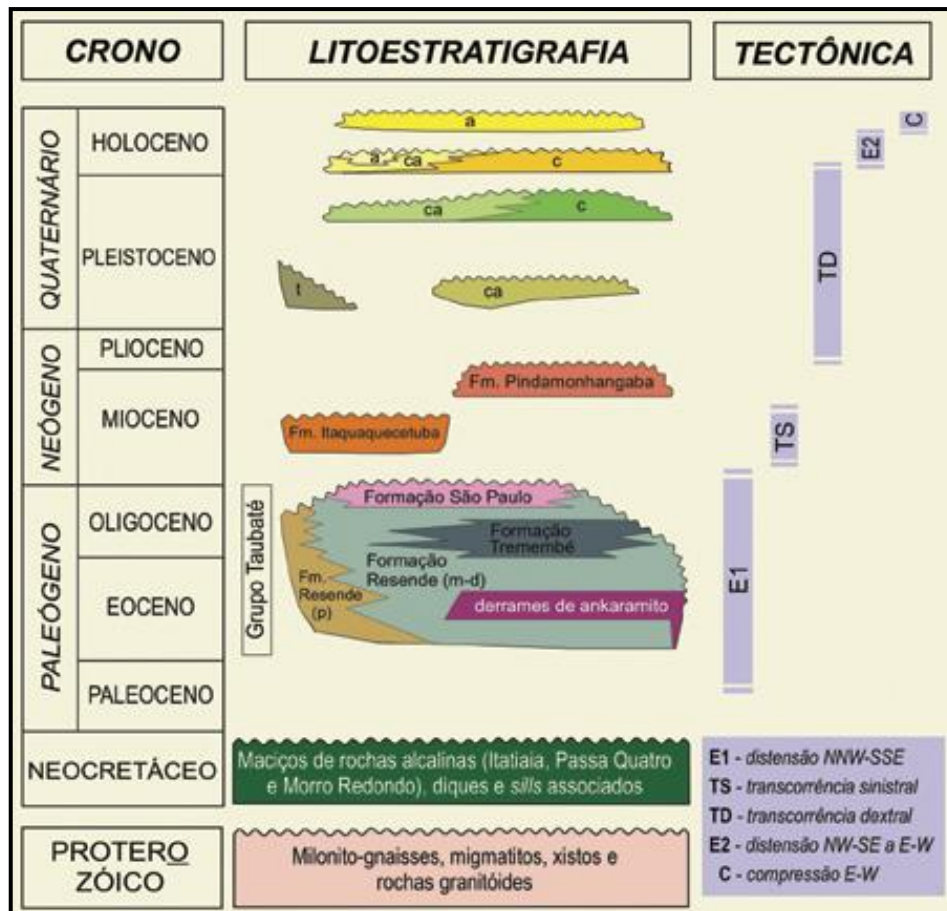
O Quadro litoestratigráfico de Riccomini *et al.* (2004) (**Figura 2.13**) ilustra a evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB, onde cinco eventos tectônicos foram identificados, com base nas análises de falhas com estrias, juntas e dobras e suas relações estratigráficas com o preenchimento sedimentar:

- **E1** – distensão NNW-SSE (Paleógeno). Responsável pela instalação das bacias do RCSB através da reativação de antigas zonas de cisalhamento proterozóicas de direção NE-SW como falhas normais;
- **TS** – transcorrência sinistral E-W (Mioceno). Caracterizado por falhas transcorrentes ou de empurrão, com formação de bacias de *pull-apart* de pequenas dimensões;
- **TD** – transcorrência dextral E-W (Plioceno / Pleistoceno). Reativação das falhas das bordas das bacias com caráter transcorrente, inverso e/ou de empurrão. Formação dos altos estruturais que atualmente separam o registro sedimentar paleogênico em bacias isoladas;
- **E2** – distensão NW-SE a E-W (início do Holoceno). Contorno atual da distribuição dos sedimentos;
- **C** – compressão E-W (Holoceno). Reativação inversa de falhas de direções próximas de N-S.

Um evento transcorrente sinistral E-W, de idade neocretácea a paleocena, precedente à distensão NNW-SSE do Paleógeno, foi identificado afetando os corpos alcalinos neocretáceos no sul do Estado de São Paulo (Riccomini, 1995 *apud* Riccomini *et al.*, 2004) e no Gráben da Guanabara (Ferrari, 2001).

As fases tectônicas deformadoras envolveram reativações ao longo de falhas pré-existentes e, em menor escala, geração de novas estruturas (Riccomini, 1989 *apud* Riccomini *et al.*, 2004).

Os mecanismos desencadeadores destes eventos estão relacionados ao balanço entre o *ridge-push* e *slab-pull* da Placa Sul Americana em relação às placas de Africana e de Nazca, respectivamente. Outros mecanismos também podem ter influenciado no balanço dos esforços envolvidos, como: carga de sedimentos na Bacia de Santos, soerguimentos regionais e ascensão do nível do mar após a glaciação do Pleistoceno (Riccomini *et al.* 2004).



**Figura 2.13** - Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB - Letras: p - leques aluviais proximais; m-d - leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; t - depósitos de tálus; c - depósitos coluviais; ca - depósitos colúvio aluviais; a - depósitos aluviais. Riccomini *et al.* (2004).

Riccomini *et al.* (2004) sugerem que a presença de feições indicativas de processos hidrotermais, tanto no embasamento quanto no preenchimento sedimentar do RCSB, esteja vinculada aos estágios finais do magmatismo Mesozóico/Cenozóico. No embasamento, os registros ocorrem próximos aos corpos alcalinos, existindo referências, entre outras, a brechas silicificadas abundantes no Gráben da Guanabara.

### 2.3.4.1 Gráben da Guanabara

O Gráben da Guanabara foi definido por Almeida (1976) que o denominou *Rift* da Guanabara, englobando toda área de relevo deprimido que se estende desde a Baía de Sepetiba, a oeste, até a localidade de Barra de São João, a leste (Ferrari, 2001). Ao norte é limitado pela Serra do Mar e ao sul pelos maciços litorâneos (Figura 2.14).

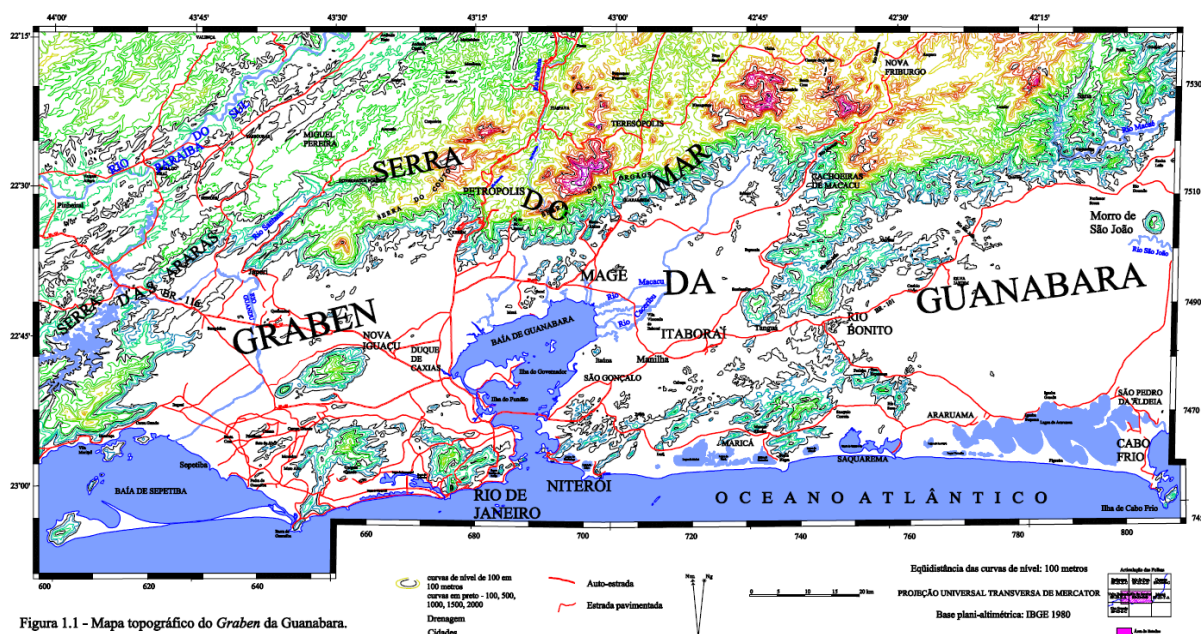


Figura 2.14 - Mapa topográfico do Gráben da Guanabara. Ferrari (2001).

Ferrari (2001) identificou quatro eventos deformacionais rúpteis atuantes, entre o Cretáceo Superior e o Holoceno, na evolução do Gráben da Guanabara:

- **Evento 1** – transcorrência sinistral E-W com compressão de direção NE-SW (Campaniano ao Eoceno Inferior). Controlou a implantação do gráben, assim como a intrusão dos corpos alcalinos e dos diques a eles associados, e o hidrotermalismo tardio representado pelas brechas tectônicas silicificadas;
- **Evento 2** - distensão NW-SE (Eoceno Inferior ao Oligoceno Superior). Controlou a implantação e evolução tectono-sedimentar da Bacia do Macacu;

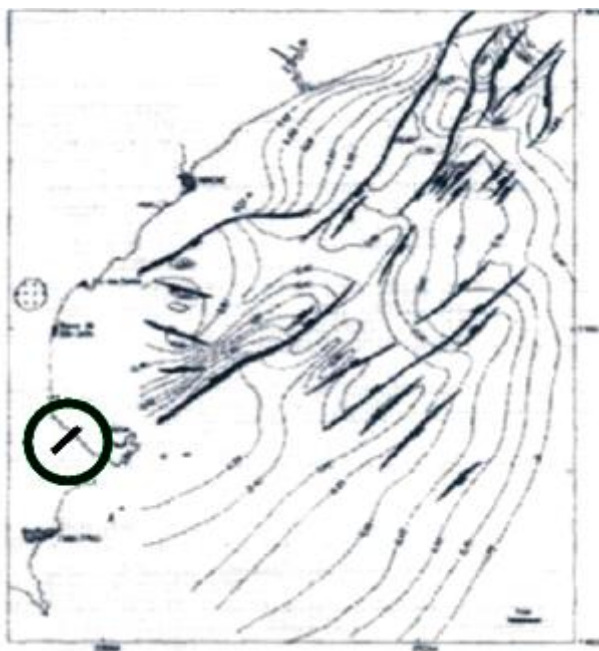
- **Evento 3** - transcorrência dextral E-W com extensão NE-SW (provável atuação no Pleistoceno). Deformou os corpos alcalinos e o preenchimento sedimentar do gráben;
- **Evento 4** - distensão E-W (Holoceno). Foi responsável pela segmentação dos depósitos da Bacia do Macacu.

Uma das hipóteses para a geração das bacias tafrogênicas, incluindo o Gráben da Guanabara, combina a ação de esforços locais e regionais, com soerguimento precursor à instalação das bacias em conjunto com o controle proveniente de anisotropias do manto subjacente. Além disso, os campos de paleotensões neogênicos são compatíveis com as tensões regionais geradas pelo empurrão da cordilheira mesoceânica ao longo do Cenozóico (Ferrari, 2001).

Ferrari (2001) concluiu que as brechas tectônicas silicificadas do Gráben da Guanabara são mais abundantes na sua borda sudeste, constituindo um sistema de falhas que se estende por dezenas de quilômetros na direção ENE-WSW, geradas sob a ação do seguinte campo de paleotensões direcional:  $\sigma_1$  (NE-SW) e  $\sigma_3$  (NW-SE). Alguns autores associam estas brechas às falhas contemporâneas à hidrotermalização que acompanhou as fases finais do magmatismo alcalino (Valença 1975, Dalcolmo *et al.* 1982, Coelho *et al.* 1986, Coelho & Dardene 1987, Becker *et al.* 1997, Valente 1997 *apud* Ferrari, 2001). Segundo Ferrari (2001), estas falhas foram geradas em eventos diacrônicos, acompanhando o resfriamento dos corpos aos quais elas são periféricas. A datação obtida na mineralização de fluorita de Tanguá indica que o campo de paleotensões que gerou estas brechas tectônicas silicificadas atuou até, pelo menos, o Eoceno Inferior há 50 Ma (Ferrari, 2001).

### 2.3.4.2 Gráben de Barra de São João

O Domínio Tectônico de Cabo Frio é o substrato do Gráben de Barra de São João (Riccomini *et al.*, 2004), um gráben de idade eocênica, assimétrico, com dimensões aproximadas de 20 km por 40 km, com eixo maior orientado segundo a direção NE, localizado na Plataforma de Cabo Frio, entre Búzios e Macaé, e estendendo-se *onshore* no sentido SW (Mohriak & Barros, 1990) (**Figura 2.15**).



**Figura 2.15** – Mapa do Gráben de Barra de São João com destaque para a Falha do Pai Vitório (Modificado de Mohriak & Barros, 1990).

Sua borda sul é limitada por falhamento normal antitético e uma de suas principais falhas é denominada Falha do Pai Vitório (**Figura 2.15**), com direção N70E-S70W e rejeito máximo de 500 m, a qual coloca em contato as rochas paleoproterozóicas do Complexo Região dos Lagos e os sedimentos cenozóicos da Formação Barreiras (Morais *et al.*, 2006). Esta zona de falha mergulha cerca de 70° para NNW. Já a borda norte, é limitada pela intrusão alcalina Morro de São João.

Os dados de subsuperfície sugerem como mecanismo formador desta bacia, uma distensão crustal atuante no Terciário, com depocentros locais em blocos compartimentalizados por zonas de transferência, nas quais haveria a inversão de polaridade dos falhamentos extensionais (Mohriak & Barros, 1990).

### 2.3.5 Sistema de Falhas do DTCF

Um sistema de falhas normais a oblíquas com conjuntos de direções ENE-WSW, NW-SE, N-S e E-W é identificado na área (Mello, *et al.*, 2002, Almeida, *et al.* 2003), sendo o primeiro, o mais marcante devido à presença de corpos tabulares a anastomosados de brechas (Almeida *et al.*, 2003).

Stanton *et al.* (2009), com base em mapeamento de campo e análise de mapas de anomalia aeromagnética, identificaram também quatro sistemas principais de falhas, todas possuindo alto ângulo de mergulho, normais a oblíquas: N45E, N70-80E, N-S e N40W.

Os diques de diabásio NE-SW, assim como aqueles orientados NW-SE se apresentam cortados e cataclasados pelas falhas N80E, indicando que a direção estrutural E-W seria a mais jovem na área, sobrepondo-se às demais, comumente sob a forma de zonas cataclásticas dextrais (Stanton & Schmitt, 2007).

Segundo Almeida *et al.* (2003), os resultados de trabalhos realizados na área levam à interpretação de uma compressão NE-SW a ENE-WSW com extensão NW-SE a NNW-SSE, com componentes direcionais sinistrais ou dextrais, em eventos recorrentes, desde o Cretáceo até o final do Neógeno, podendo se estender ao Pleistoceno.

### 3 CRITÉRIOS PARA A ANÁLISE ESTRUTURAL DE FALHAS

#### 3.1 Rochas de Falha

A terminologia e classificação das rochas de falhas adotadas neste trabalho é a de Twiss & Moores (1992) e a de McClay (2000), modificada de Sibson (1977) *apud* McClay (2000). As rochas de falha podem ser denominadas rochas cataclásticas (formadas em profundidades entre 10 km e 15 Km) e miloníticas (formadas em profundidades maiores do que as rochas cataclásticas) (**Figura 3.1**). Segundo Passchier & Trouw (1996), a profundidade de transição entre o segmento rúptil e dúctil depende de vários fatores, dentre os quais: taxa de deformação do corpo, gradiente geotérmico, tamanho do grão, litotipo, pressão de fluido, orientação do campo de stress e textura pré-existente.

A intensidade do cisalhamento, assim como as condições de temperatura e pressão sob as quais as rochas foram geradas, irão determinar o tipo de textura e estruturas desenvolvidas. Passchier & Trouw (1996) mencionam ainda que estas texturas e estruturas refletem, além da intensidade do cisalhamento e das condições de temperatura e pressão, o tipo de fluxo, o sentido de movimento e história de deformação.

Neste trabalho serão descritas as rochas cataclásticas, que são derivadas da tectônica rúptil, foco do estudo em questão. As rochas cataclásticas podem ser incoesas, se geradas em profundidades de até cerca de 4 km, ou coesas, se geradas em profundidades maiores. Twiss & Moores (1992) ressaltam que a deposição de sílica durante ou subsequente à formação das rochas incoesas, pode torná-las rochas de falha silicificadas, duras e coesas. Passchier & Trouw (1996) destacam que a coesão é derivada da precipitação e cristalização de minerais como quartzo, calcita, epidoto ou clorita.



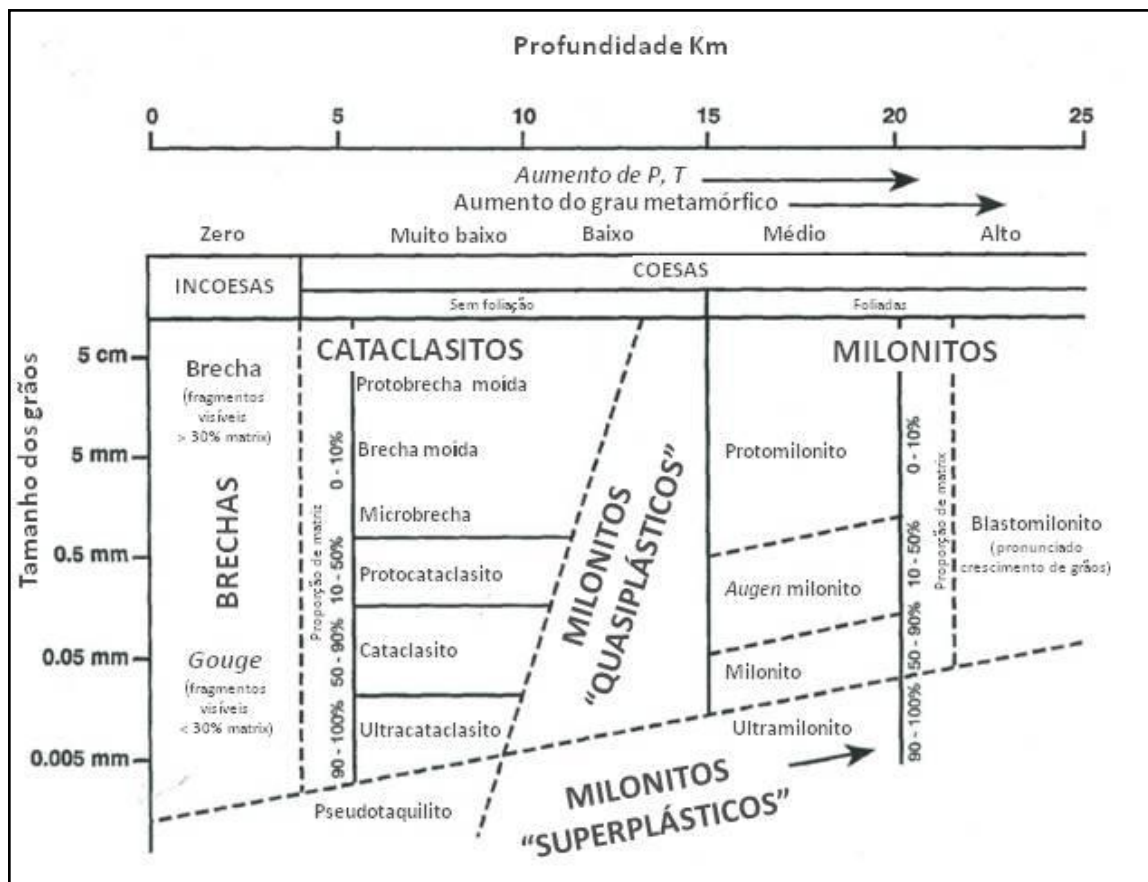
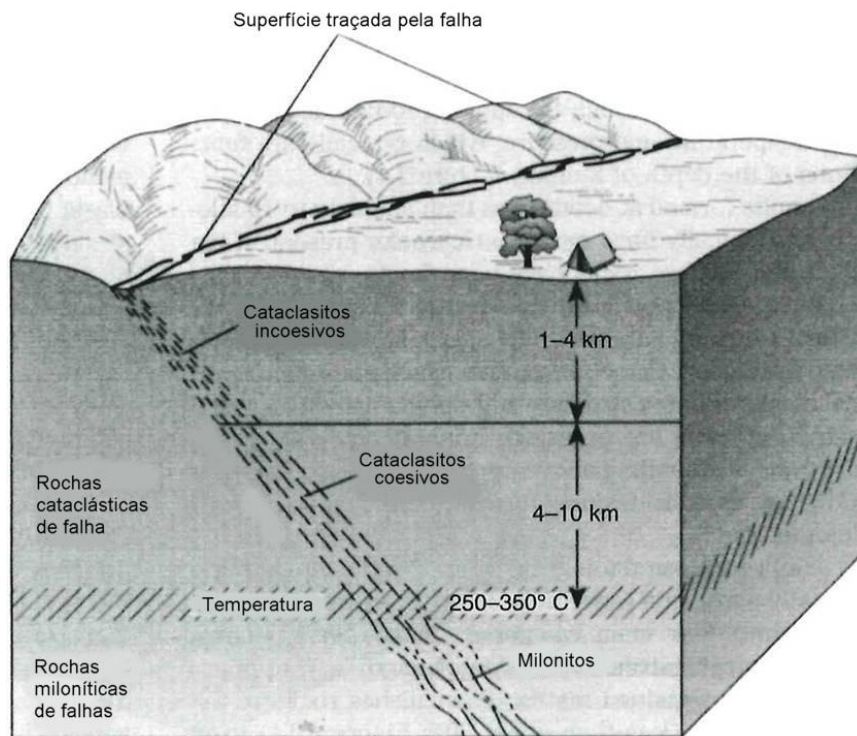


Figura 3.1 – A - Bloco diagrama esquemático de uma porção da crosta da Terra, mostrando o traço na superfície de uma zona de falha e a variação com a profundidade do tipo de rocha de falha dentro da zona de falha (Twiss & Moores, 1992). B - Classificação de falhas (McClay, 2000, modificada de Sibson, 1977 *apud* MacClay, 2000).

Cataclastic rocks					
Fabric	Texture	Name	Clasts	Matrix	
Generally no preferred orientations	Cataclastic: sharp, angular fragments	Breccia series	Megabreccia	> 0.5 m	< 30%
			Breccia	1-500 mm	< 30%
			Microbreccia	< 1 mm	< 30%
		Gouge	< 0.1 mm	< 30%	
		Cataclasite	Generally $\leq \sim 10$ mm	> 30%	
		Pseudotachylite		Glass, or grain size $\leq 1 \mu\text{m}$	

Figura 3.2 – Terminologia das rochas cataclásticas. Twiss & Moores (1992).

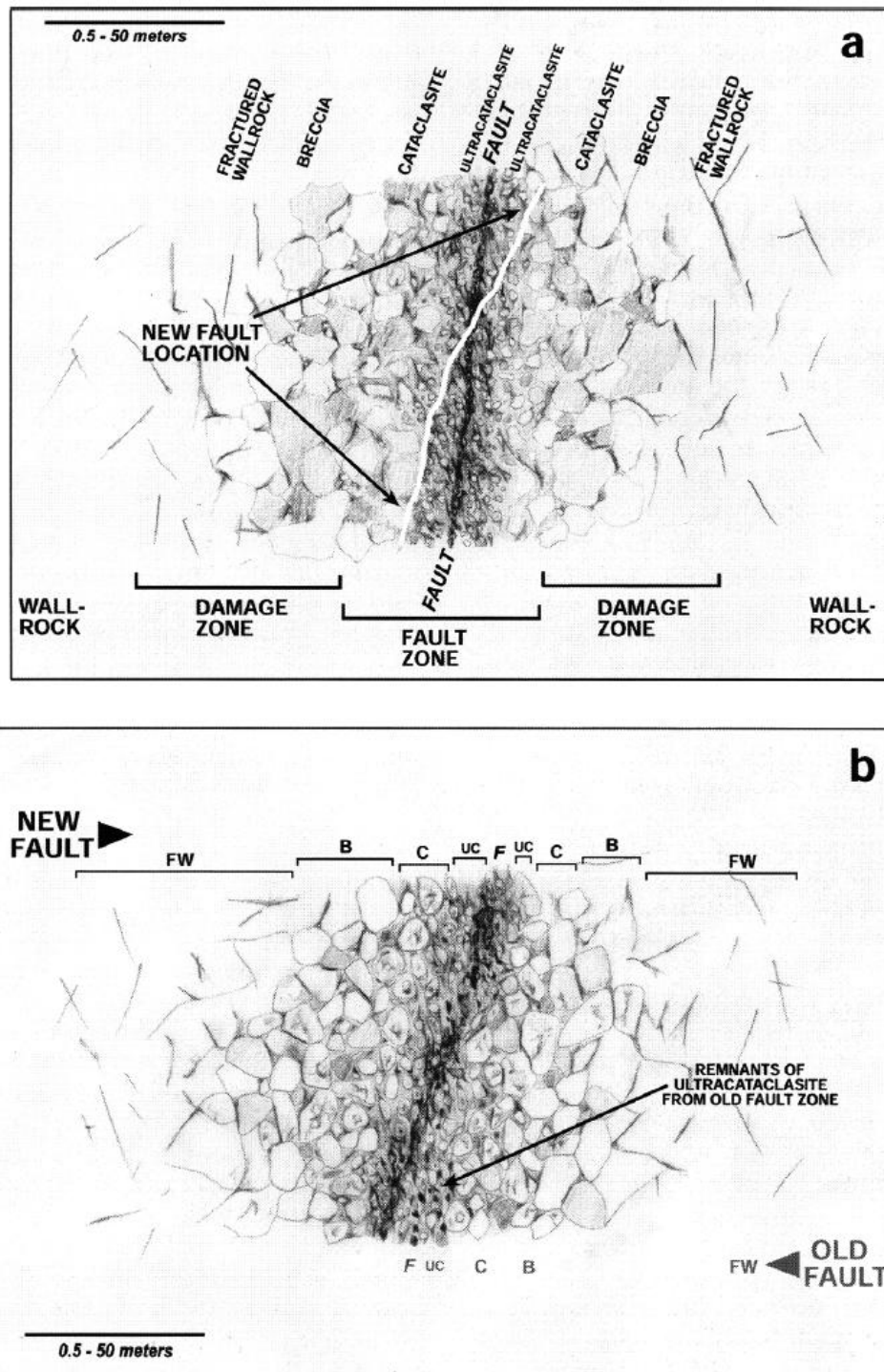
A classificação das rochas cataclásticas leva em consideração a porcentagem de matriz e o tamanho dos grãos (**Figuras 3.1B e 3.2**). Desta forma, segundo McClay (2000), as rochas incoesas podem ser classificadas dentro do grupo das brechas, o qual inclui brechas e *gouge* (**Figura 3.1 B**). As rochas coesas estão dentro do grupo de cataclasitos e podem ser classificadas como brechas moídas e cataclasitos, sendo subdivididas em: protobrecha moída, brecha moída, microbrecha, protocataclasito, cataclasito e ultracataclasito (**Figura 3.1 B**). Além disso, há ainda os pseudotaquilites, que serão descritos mais adiante.

As rochas cataclásticas são rochas fraturadas em clastos ou moídas em pó durante a deformação dútil. Os fragmentos individuais são geralmente pontudos, angulares, e internamente fraturados. Usualmente não possuem qualquer estrutura planar ou linear interna.

Muitas zonas de cisalhamento possuem um longo período de atividade ou podem ser reativadas sobrepondo diversos tipos de rochas de falha, geradas sob diferentes condições de metamorfismo, em uma única zona de cisalhamento.

Mitra & Ismat (2001) exibiram um modelo que ilustra duas zonas de deformação e o consequente aumento do grau de deformação conforme se aproxima do plano de falha principal (**Figura 3.3**). A localização de uma falha mais nova é influenciada pela zona de deformação da falha mais antiga. As rochas de falha remanescentes da falha mais antiga podem estar presentes ao longo da zona de deformação da falha mais nova, como, por exemplo, um ultracataclasito dentro de uma brecha, indicando que houve reativação ao longo da zona de deformação. Outros indícios de reativações podem ser: zonas anastomosadas intensamente

deformadas, redução do tamanho dos grãos por cataclase e ocorrência de recimentação. Mitra & Ismat (2001) ressaltam que a recimentação pode tornar a rocha de falha mais dura, dificultando a deformação dentro de sua área em um próximo estágio, porém a heterogeneidade da zona de falha, como um todo, garante que as reativações ocorram durante falhamentos sucessivos.



**Figura 3.3** - Modelo mostrando uma zona de deformação e seus diferentes graus de deformação (Mitra & Ismat (2001)).

### 3.1.1 Brechas

Os clastos na megabrecha e brecha são predominantemente fragmentos de rocha e na microbrecha são principalmente fragmentos de grãos minerais (Twiss & Moores, 1992) (**Figura 3.2**). As brechas possuem coloração variando de ocre a marrom com composição variada. Possuem matriz fina sustentada por litoclastos angulosos sem orientação preferencial.

### 3.1.2 Gouge

*Gouge* é a continuação da série de brecha, porém com clastos ainda mais finos. Segundo Twiss & Moores (1992), em afloramento, aparece como um pó de rocha esbranquiçado e finamente moído.

### 3.1.3 Cataclasitos

Segundo Twiss & Moores (1992) apresentam mais de 30% de matriz, já segundo a classificação de McClay (2000), podem apresentar diferentes porcentagens de matriz, dependendo do grau de deformação. Os ultracataclasitos, por exemplo, representam os cataclasitos com maior grau de deformação, com mais de 90% de matriz e grãos com tamanhos em torno de 0,005 mm.

Podem apresentar foliação, especialmente onde a rocha hospedeira é rica em micas (Evans, 1988; Kano & Sato, 1988 *apud* Passchier & Trouw, 1996; Chester *et al.* 1985). A foliação também pode ser resultado de um alinhamento paralelo de fraturas de cisalhamento menores (Chester *et al.* 1985).

### 3.1.4 Pseudotaquilitos

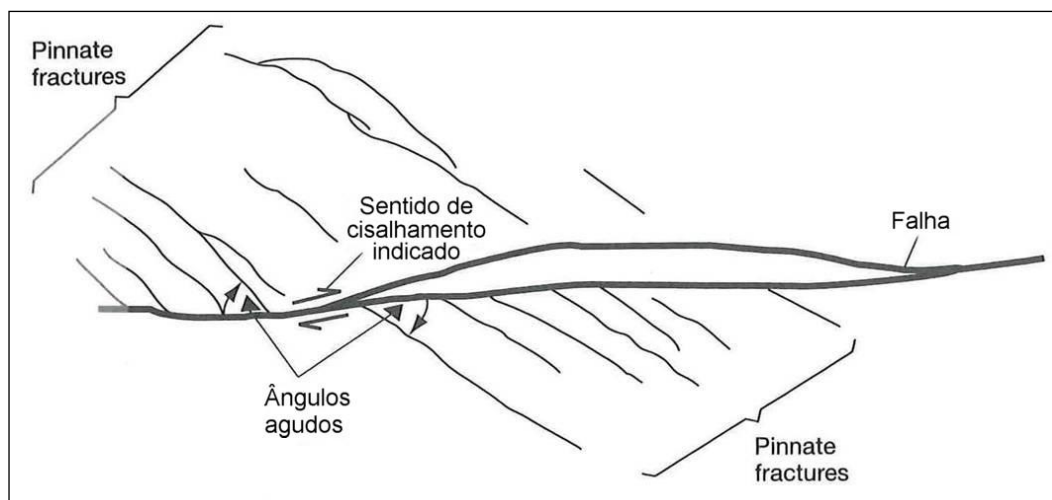
É uma rocha maciça, escura e vítrea ou composta por grãos muito finos. Sua origem pode estar associada com atividade sísmica e é derivada da fusão local da rocha ao longo do plano de falha causada pelo calor rapidamente liberado devido à forte fricção granular. Os pseudotaquilitos e os cataclasitos são formados sob as mesmas condições de profundidade e temperatura e os principais critérios para distingui-los são: a presença de veios e injeção em fraturas ou em outras rochas e

uma transição brusca entre estes veios e a rocha encaixante. Em alguns casos os pseudotaquilitos podem sofrer deformação dúctil após sua solidificação, fazendo com que suas estruturas internas possuam orientações preferenciais (Trouw *et al.*, 2010).

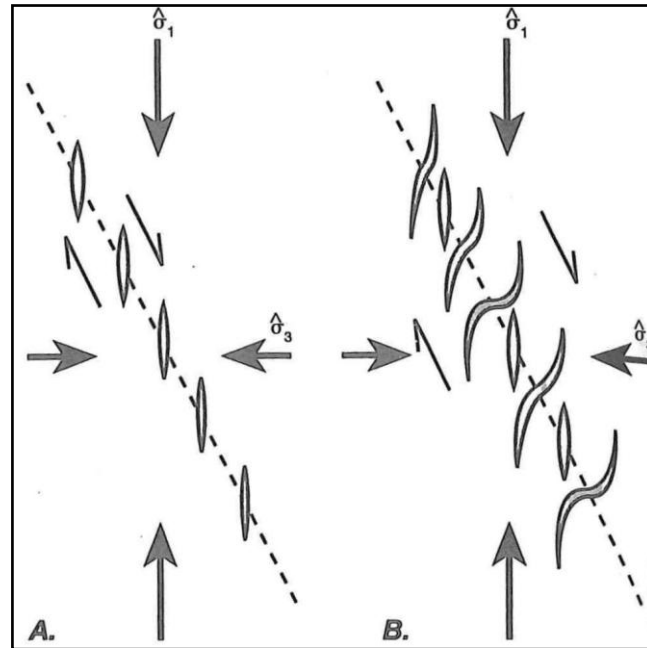
### 3.2 Fraturas associadas às falhas

As fraturas associadas às falhas são desenvolvidas concomitantemente ao desenvolvimento da zona principal de cisalhamento. Existem dois tipos básicos de fraturas: extensão e cisalhamento. Estes tipos são diferenciados de acordo com o movimento relativo ocorrido ao longo de suas superfícies durante suas formações (Twiss & Moores, 2007).

As fraturas de extensão associadas às falhas são chamadas de *pinnate* e *gash* (Figuras 3.4 e 3.5, respectivamente). Ambas formam um padrão *en echelon* ao longo de fraturas de cisalhamento e são paralelas ao eixo de compressão máxima, sendo as fraturas *pinnate* relacionadas às zonas de cisalhamento rúpteis e as *gash* relacionadas às zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis. As fraturas *gash* são, geralmente, preenchidas por minerais e possuem uma forma em S ou Z, dependendo do sentido do movimento de cisalhamento, pois podem ser rotacionadas pela deformação dúctil durante ou após sua formação (Twiss & Moores, 2007).

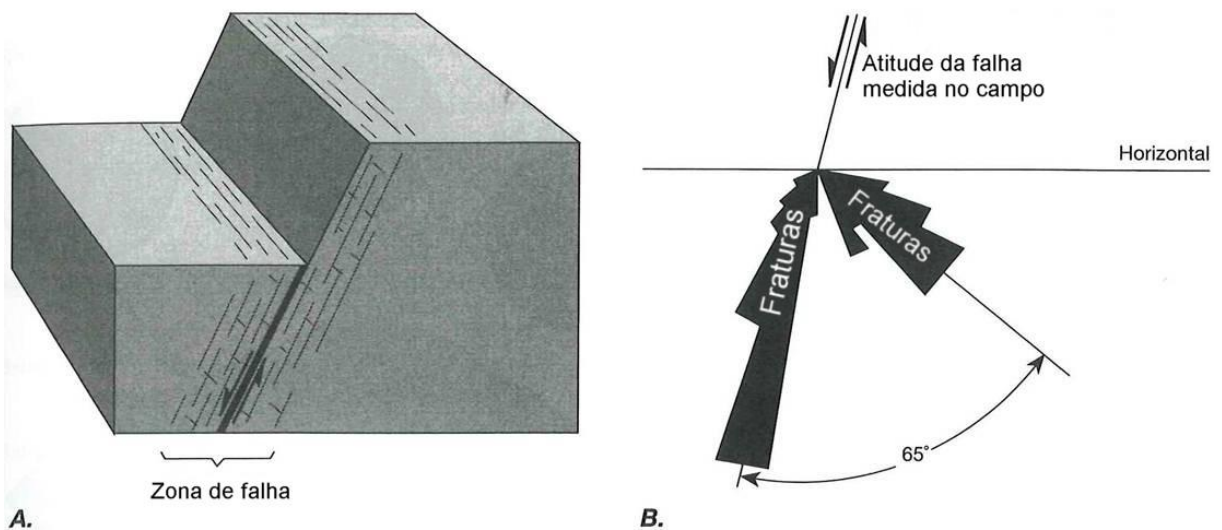


**Figura 3.4** - Fraturas tipo *pinnate* em padrão *en echelon* ao longo de uma zona de cisalhamento rúptil (Twiss & Moores, 2007).



**Figura 3.5** - Fraturas tipo *gash*. A. Padrão *en echelon* ao longo da zona de cisalhamento. B. Cisalhamento dúctil-rúptil ao longo da zona de cisalhamento, rotacionando as partes centrais das fraturas *gash*. Twiss & Moores (2007).

As fraturas de cisalhamento associadas às falhas são chamadas de fraturas conjugadas (**Figura 3.6**), compostas por dois sets de fraturas, que possuem sentidos opostos de movimento e são separados por um ângulo em torno de  $60^\circ$  entre si.



**Figura 3.6** - Fraturas conjugadas associadas ao falhamento principal. A. Falha normal com fraturas de cisalhamento paralelas (linhas mais compridas) e fraturas de cisalhamento conjugadas (linhas mais curtas). B. Diagrama de rosetas plotado em um plano vertical, mostrando a distribuição dos mergulhos de dois sets de fraturas associados à falha normal. Fonte: Stearns (1968) *apud* Twiss & Moores (2007).

### 3.2.1 Classificação de fraturas secundárias segundo Petit (1987)

A classificação de fraturas adotada por Petit (1987), a qual é baseada no Modelo de Riedel (1929) *apud* Petit (1987), leva em conta a análise das fraturas secundárias associadas às falhas, geradas por cisalhamento simples e em ambiente rúptil. Petit (1987) identificou que tais fraturas ocorrem de forma repetitiva, algumas em padrão *en echelon* e fazendo certo ângulo com o plano de falha principal. O mesmo autor dividiu, então, estas fraturas em três grupos principais: T, R e P (**Figuras 3.7, 3.8 e 3.9**). As descrições das estruturas contidas nestes três grupos foram feitas com base nas observações de diferentes tipos de rochas em campo (granitos, gnaisses, vulcânicas, arenitos e carbonatos) e em testes de laboratório (argilito consolidado e arenito avermelhado), porém a maior parte dos exemplos apresentados no trabalho de Petit (1987) foi encontrada nos arenitos de granulometria fina, possivelmente devido à presença de micro-fraturamento intragranular. Logo abaixo, é apresentada uma breve descrição das fraturas contidas nestes grupos:

- **T – Fraturas de Tensão** - Não estriadas. Abertas ou preenchidas por minerais. Planares ou curvas (quando vistas como traços em planos de falhas). Paralelas ao eixo de máxima tensão ( $\sigma_1$ ).
- **R – Fraturas de Cisalhamento Sintéticas** - Estriadas. Fazem pequenos ângulos com o plano de cisalhamento principal. Subdivididas em RO e RM. RO (*R only*) - plano principal de cisalhamento não é observado (raras e só foram observadas em arenitos finos). RM - plano principal de cisalhamento é observado (**Figura 3.8**).
- **R' - Fraturas de Cisalhamento Antitéticas** - Estriadas. Alto ângulo com o plano de cisalhamento principal. Formam pares conjugados com as fraturas do grupo R.
- **P – Fraturas de Cisalhamento Sintéticas** - Plano de falha é sempre incompletamente estriado. Subdivididas em PO e PT. PO (*P only*) - plano principal de cisalhamento não é observado (comumente observadas em rochas magmáticas). PT – quando fraturas secundárias não estriadas são observadas (não são muito comuns e encontram-se presentes, principalmente, em escala centimétrica nos arenitos) (**Figura 3.8**).
- **Y – Cisalhamento principal**

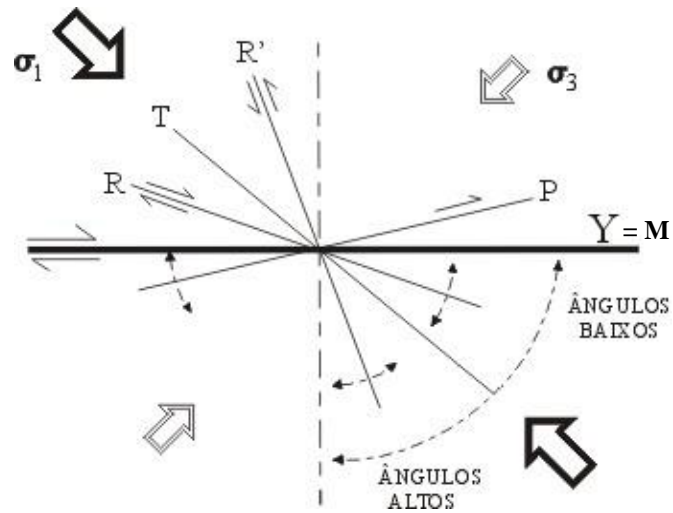


Figura 3.7 - Terminologia para descrição de fraturas secundárias em um contexto de cisalhamento simples, segundo Petit (1987).

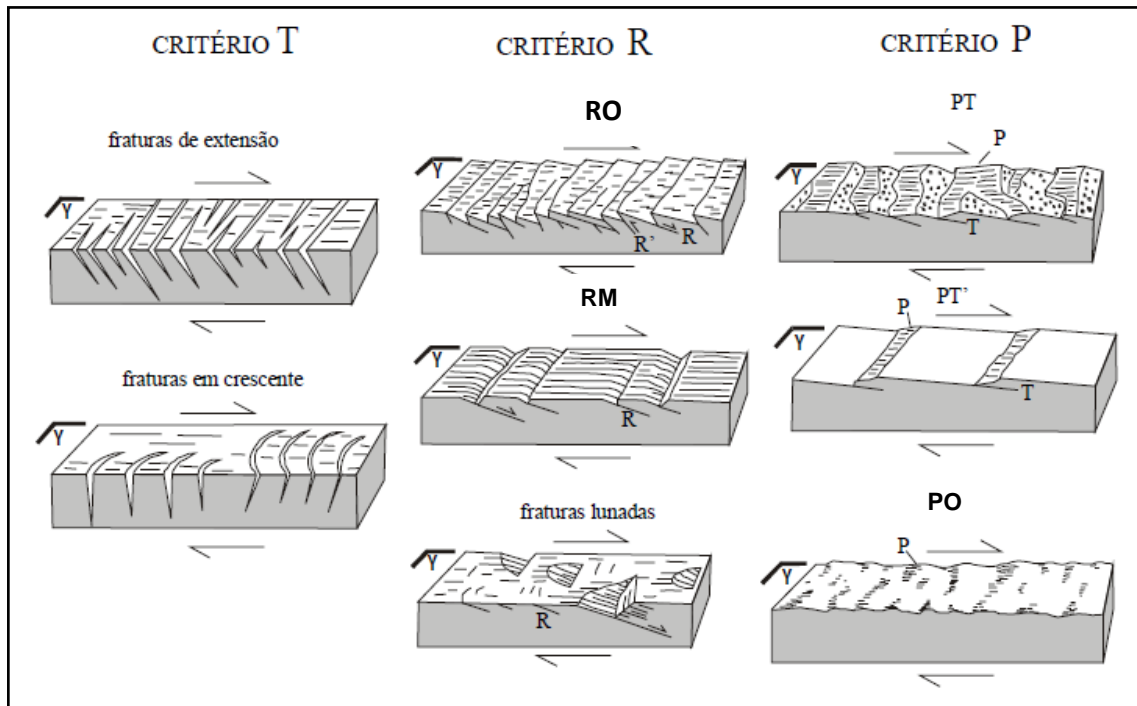
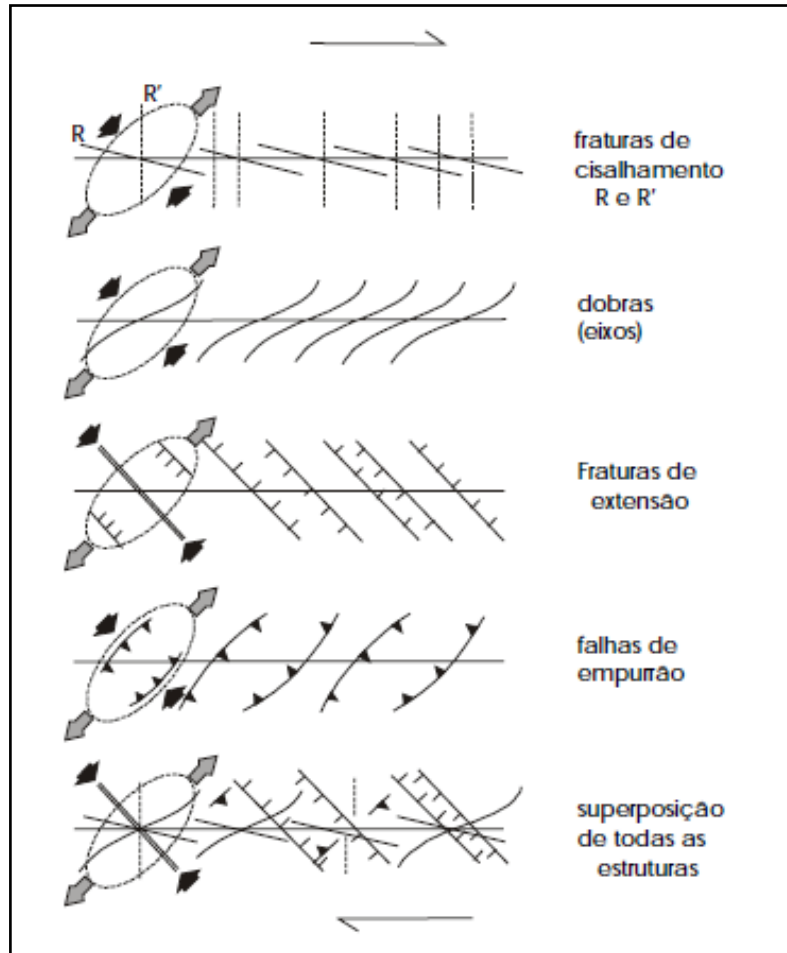


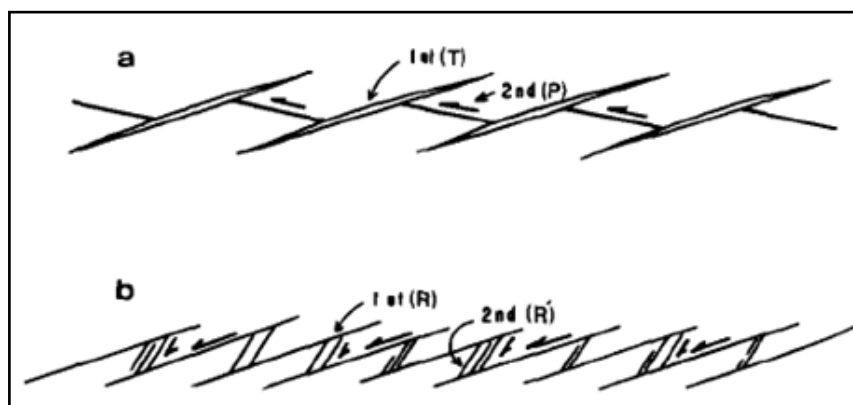
Figura 3.8 - Principais grupos e subgrupos de fraturas secundárias (Petit, 1987).





**Figura 3.9** - Orientação das fraturas e estruturas secundárias, com arranjo em echelon, associadas a uma zona de cisalhamento dextral (Sylvester 1988 *apud* Ferrari, 2001).

Os testes de laboratório, tanto no argilito consolidado quanto no arenito avermelhado, indicaram que as fraturas T são as primeiras a aparecer. No argilito consolidado, as fraturas P são formadas logo em seguida, pela ruptura das pontes entre as fraturas T. Já nos arenitos avermelhados, a ruptura das pontes entre as fraturas T ocorre de forma explosiva em um pico de stress (Petit, 1987) (**Figura 3.10**).



**Figura 3.10** - Formação de fraturas secundárias em experimentos de cisalhamento. (a) Sob regime de stress normal baixo. (b) Sob regime de stress normal alto (Petit, 1987).

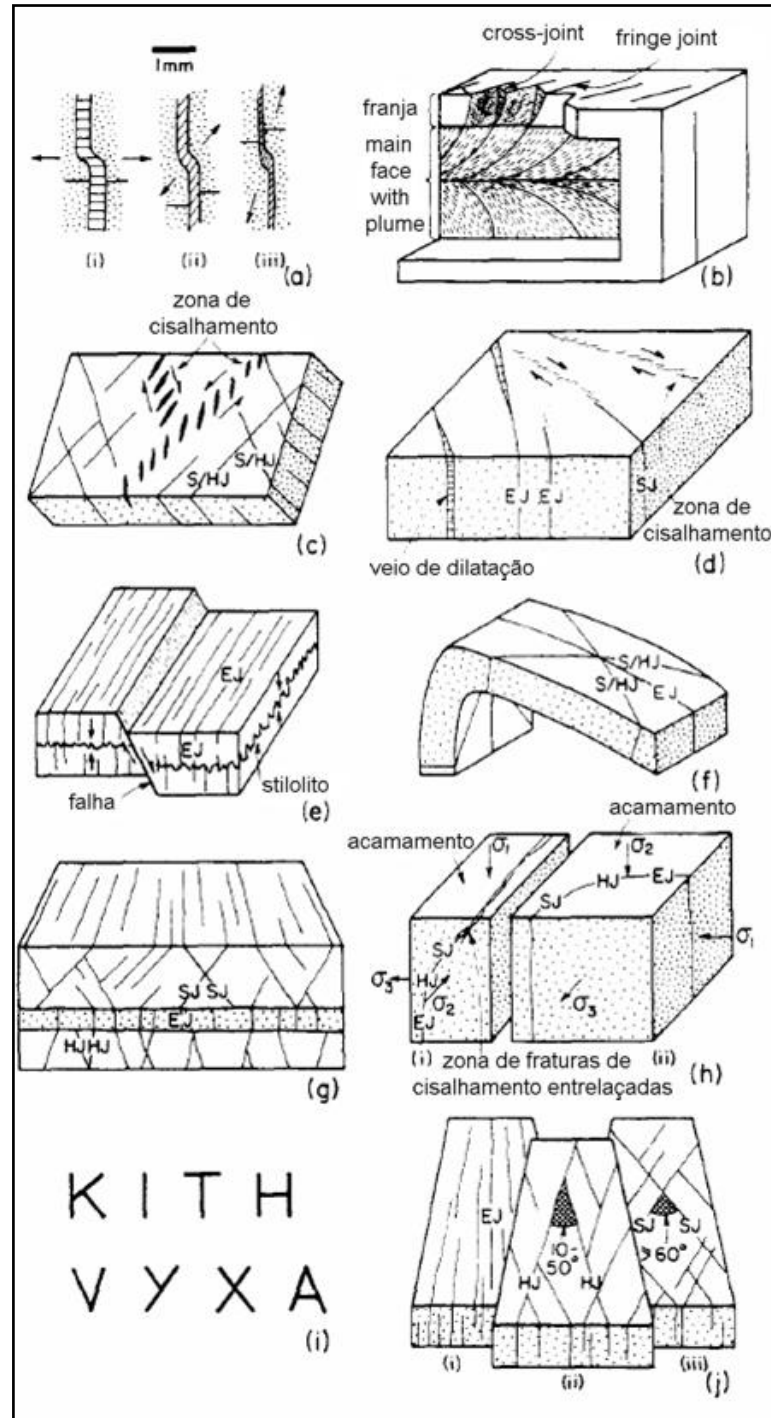
Petit (1987) concluiu que as fraturas secundárias mais observadas em campo estão relacionadas às fricções ocorridas em juntas pré-existentes (PO, RM e formas irregulares de PT) e as mais raras têm sua origem ligada à neo-ruptura (RO e formas regulares de PT), pois a fricção não necessita de níveis de stress tão altos quanto a neo-ruptura, para que ocorra o fraturamento. A magnitude do deslizamento pode ser dada pela quantidade de superfícies estriadas, sendo assim, as fraturas PO e as formas irregulares de PT indicaram deslizamentos menores do que 1 cm, já as fraturas RM, foram as que indicaram os maiores deslizamentos. O mesmo autor concluiu também que, quando a porosidade é muito pequena, há a formação de longas fraturas de tensão T, as quais podem inibir a formação de fraturas menores de cisalhamento. Por outro lado, se existe uma pequena quantidade de minerais de argila ou calcita, estes podem facilitar a formação de fraturas de cisalhamento.

### 3.2.2 Critérios de distinção de diferentes tipos de juntas segundo Hancock (1985)

As juntas podem servir como indicadores cinemáticos, logo, sua investigação pode fornecer informações sobre o regime tectônico atuante durante sua formação. Para tal, é importante que se faça a distinção entre sets de juntas de diferentes idades gerados por diferentes eventos. Hancock (1985) definiu alguns critérios para a distinção de juntas de extensão, híbridas e de cisalhamento (**Figura 3.11**). Estes critérios são úteis, especialmente na ausência de outros indicadores cinemáticos.

### 3.2.3 Fraturamento hidráulico

O fraturamento hidráulico é causado devido às elevadas pressões de fluidos existentes dentro dos poros da rocha, gerando, desta forma, fraturas de tensão, que podem ocorrer na forma de veios e diques. Em regiões tectonicamente ativas este é um evento comum. Antes de um evento sísmico, devido à acumulação de tensão ainda em um período assísmico, há a formação de *microcracks* (microfendas) por onde os fluidos percolam. Estas microfendas são geradas pela ocorrência de uma dilatação da rocha em torno da zona de falha. Quando há uma diminuição da tensão sobre a zona de falha, as microfendas vão fechando e expelindo os fluidos ao longo do plano de falha (McClay, 2000).



**Figura 3.11** - Critérios para a distinção de juntas de extensão, híbridas e de cisalhamento (Hancock, 1985). (a) Características microscópicas: (i) Dilatação sem cisalhamento, (ii) Dilatação e cisalhamento, (iii) Cisalhamento com dilatação subordinada. (b) Marcas de pluma (*plume marks*) e juntas em franja (*fringe joints*). (c) Paralelismo com um indicador cinemático próximo. (d) Continuidade com um indicador cinemático. (e) Simetria com relação ao indicador cinemático rúptil. (f) Simetria dos sets de juntas com relação à dobra que as contém. (g) Refração de juntas através de interfaces entre camadas de litologias contrastantes. (h) Juntas curvilineares: (i)  $\sigma_1$  normal ao acamamento, (ii)  $\sigma_2$  normal ao acamamento. (i) Arquitetura dos traços de juntas. (j) Ângulos diedros entre juntas conjugadas.

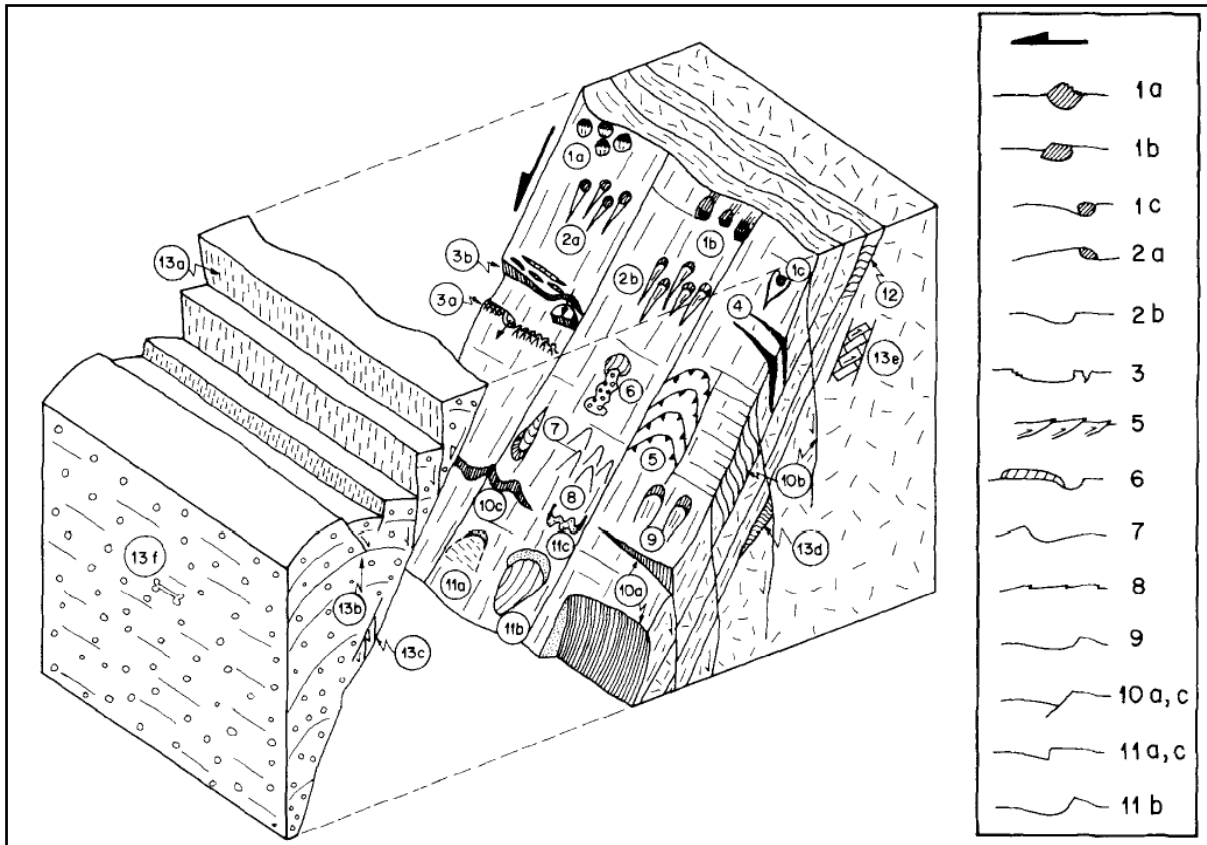
### 3.3 Indicadores cinemáticos

Os indicadores cinemáticos de movimentos das falhas vêm sendo estudados há algumas décadas por diversos pesquisadores. Foi feita uma revisão bibliográfica dos trabalhos de Petit (1987), Means (1987), Hancock & Barka (1987), Angelier (1994), Doblas *et al.* (1997) e Doblas (1998). Durante os trabalhos de campo desta dissertação, foram encontrados alguns exemplos de indicadores cinemáticos que podem ser associados aos descritos nos trabalhos de Petit (1987), Doblas *et al.* (1997) e Doblas (1998). A maioria dos indicadores cinemáticos descritos nestes trabalhos foi observada em falhas normais ativas em rochas sedimentares. Petit (1987) concluiu que as fraturas secundárias geradas por cisalhamento simples e em ambiente rúptil podem atuar como indicadores cinemáticos (**Capítulo 3.2.1**). Doblas *et al.* (1997) caracterizaram vinte e quatro indicadores cinemáticos, sendo que dezessete destes não haviam sido descritos em estudos anteriores. Doblas (1998) fez uma compilação de vários trabalhos relacionados ao tema, conduzidos em granitos, gnaisses, vulcânicas, arenitos e carbonatos, e definiu uma nova classificação de indicadores cinemáticos baseada em 61 critérios.

A seguir, serão mostrados os indicadores cinemáticos identificados e caracterizados por Doblas *et al.* (1997) e Doblas (1998). Cabe ressaltar que alguns indicadores cinemáticos não foram traduzidos do inglês para o português, pois são conhecidos por seus nomes originais e/ou por não possuírem tradução literal para o português.

#### 3.3.1 Doblas *et al.* (1997)

Os autores acima dividiram os 24 indicadores cinemáticos identificados em seu trabalho em doze grupos. Esta divisão foi feita de acordo com as orientações assimétricas de suas feições, as quais apresentam suas faces, ora seguindo o mesmo sentido do deslizamento e, ora seguindo o sentido contrário ao deslizamento (**Figura 3.12**). A **tabela 3.1** contém uma descrição detalhada destes doze grupos e seus respectivos indicadores cinemáticos.



**Figura 3.12** - Bloco diagrama mostrando os vários indicadores cinemáticos encontrados nas falhas normais de Granada (Doblas *et al.*, 1997).

Doblas *et al.* (1997) concluíram, neste trabalho, que a maioria dos indicadores cinemáticos foi gerada por desgaste por atrito e polimento da superfície de falha ou por uma faixa ou trilha de material de *gouge* levemente cimentado. Os indicadores cinemáticos predominantes são os degraus congruentes (*congruous steps*), que indicam um estágio mais avançado da evolução do plano de falha. Degraus incongruentes (*incongruous steps*) indicam a ocorrência de pequenos deslizamentos. Superfícies mais polidas, também indicam uma maior magnitude de deslizamento ao longo do plano de falha e feições dúcteis de cisalhamento são indicativas de fluxo cataclástico.

Nº	NOME	DIMENSÕES	Nº	DESCRIÇÃO
1	Assimetric Grains (Grãos Assimétricos)	1 - 10 cm	1a 1b 1c	Setores da parte frontal danificados e apontando para cima, no sentido oposto ao movimento da capa Setores polidos apontando para cima, no sentido oposto ao movimento da capa. 1a e 1b são resultado de desgaste diferencial e polimento atuando nos setores ressaltados dos grãos assimétricos (contração) Depressões em forma de colher em torno de grãos isolados/ressaltados ou outras irregularidades. Abertura no sentido oposto ao movimento da capa
2	Carrot-shaped markings (Marcas em forma de cenoura)	0,5 - 5 cm	2a 2b	(Concavidades com rastros escavados localizados atrás de grãos ressaltados, com abertura no sentido oposto ao movimento da capa Marcas de escavação, com abertura no sentido oposto ao movimento da capa. Resultado do efeito de escavação dos grãos ressaltados, os quais foram arrancados do plano de falha
3	Substructures of congruous and incongruous steps (Subestruturas de degraus congruentes e incongruentes)	mm - 1 m	3a 3b	Incongruentes - elevações voltadas para direção oposta do movimento da capa. Feições de contração na suas bordas apontando para cima Congruentes – elevações voltadas para mesma direção do movimento da capa. Feições de tensão nas suas bordas apontando para baixo
4	Tension Gashes (Fratras de Tensão)	cm - 1 cm	4	Fratras abertas devido à tensão. Abundantes. Subperpendiculares à direção das estrias no plano estriado. Penetram a superfície de falha com mergulho de 45° no sentido do movimento da capa
5	Crescentic comb/reverse fractures (Fratras reversas com geometria crescente)	15 - 50 cm	5	(Concavidades orientadas para baixo, enquanto que a inclinação e senso de movimento apontam em direção oposta ao movimento da capa (antitético). Exibem altos ângulos com relação aos planos das falhas
6	Trailed Fault Material (Material de rastro de falha)	5 - 25 cm	6	Material triturado e arrastado para baixo. Provável indicativo de fluxo cataclástico
7	Drop-shaped figures with frontal push-up microridges (Feições em forma de gota com micro-ressaltos de empurrão na parte frontal)	10 - 30 cm	7	Marcas formadas pela movimentação lenta de objetos rígidos no sentido do movimento da capa pressionados contra o plano de falha
8	V-shaped markings (marcas com formato em V)	2 - 5 cm	8	Feições diretamente esculpidas na superfície brechada da falha. Possuem ângulos abertos para baixo, no sentido do movimento da capa. São resultado de efeito de "abrigo" em irregularidades locais
9	Concave-shaped congruous pluck steps	2 - 5 cm	9	Micro degraus congruentes em forma de colher com concavidades orientadas para baixo, no sentido do movimento da capa
10	Synthetic hybrid fractures (Fratras híbridas sintéticas)	0,5 - 50 m	10a 10b 10c	Formato de colher, escala métrica, encontrados no setores inferiores das falhas normais Sigmóides em <i>echelon</i> encontrados em seções ortogonais aos planos de falha, paralelos às estrias. Dimensões entre 10 e 50 m (maiores encontrados na área)
11	Pluck Holes and Spall Marks	10 - 30 cm	11a 11b 11c	Traços sinuosos no plano da falha "Pluck Holes" Côncavos - retirada incompleta de material do plano de falha. A orientação da concavidade para baixo indica a direção do movimento "Pluck Holes" com degraus côngruos na parte superior - possuem "Trailed Fault Material", o qual foi arrastado para a parte voltada para baixo do "Pluck Hole" "Spall Marks" – com degraus côngruos em sua parte superior. 10a, 10b e 10c possuem ângulos entre 30° e 50° com o plano de falha e não são fraturas de Riedel R
12	Congruous drag effect (Efeito de arrasto congruente)	5 cm - 1 m	12	As superfícies de acamamento sedimentar (S) são arrastadas na direção do movimento da capa, ficando com a geometria em forma de S
13	Indicadores cinemáticos fora do plano estriado	-----	---	Falhas mesoscópicas nos sedimentos detriticos do Plioceno-Quaternário Dobras mesoscópicas nos sedimentos detriticos do Plioceno-Quaternário Deformação em pequena escala dos depósitos basais do Quaternário (microfalhas e microdobras assimétricas) Falhas tipo SC escavadas no plano estriado Falhas em domínio em seções perpendiculares aos planos de falha ao longo da direção do movimento (Critérios estratigráficos são abundantes e reforçam o senso de movimento)

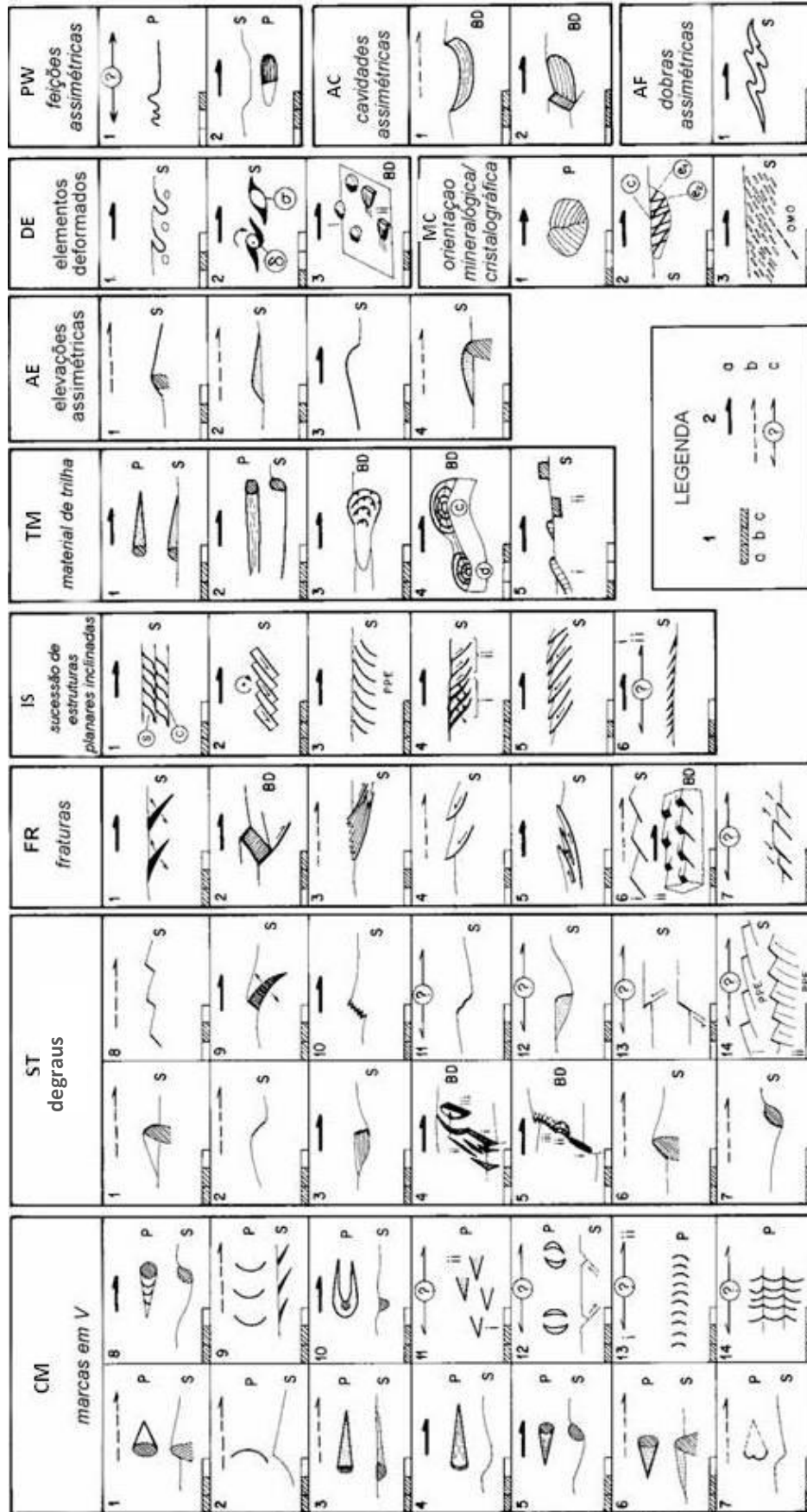
Tabela 3.1 – Descrição dos indicadores cinemáticos (Doblas, et al., 1997).

### 3.3.2 Doblas (1998)

O autor acima baseou esta nova classificação em 61 critérios. Os indicadores cinemáticos, desta vez, foram divididos em onze grupos: 'V' ou marcas crescentes ('V' or crescentic markings) (CM), degraus (steps) (ST), fraturas (fractures) (FR), sucessão de estruturas planares inclinadas (trains of inclined planar structures) (IS), material de arrasto (trailed material) (TM), elevações assimétricas (asymmetric elevations) (AE), elementos deformados (deformed elements) (DE), orientações mineralógicas-cristalográficas (mineralogical-crystallographic orientations) (MC), feições assimétricas em plano (asymmetric plan-view features) (PW), cavidades assimétricas (asymmetric cavities) (AC) e dobras assimétricas (asymmetric folds) (AF). Ao todo, Doblas (1998) encontrou trinta e quatro bons indicadores e os mais confiáveis seriam: IS, TM, DE, MC, AF. Esta classificação também levou em conta a escala e o grau de confiabilidade de cada indicador cinemático (**Figura 3.13**).

Doblas (1998) ressalta que, como vários movimentos ocorrem em apenas um plano de deslizamento, o último movimento irá sobrepor-se aos anteriores. Há também a ocorrência de inversão, ou seja, movimento em ambos os sentidos ao longo do plano de falha. Em alguns planos de falha, como, por exemplo, em superfícies neotectônicas ligeiramente erodidas, é impossível encontrar indicadores cinemáticos confiáveis. Neste caso, a análise de lâminas delgadas pode ser uma técnica muito confiável.

Os principais mecanismos de deformação descritos na literatura, segundo Doblas (1998), são: desgaste por atrito e polimento de superfície (*frictional wear and surface polishing*), dissolução com geração de cristais fibrosos (*pressure-solution slip with generation of fibrous crystals*), faixa/trilha de material de gouge (*streaking / trailing of gouge material*), alinhamento de tensão em partículas de argila em solos (*strain alignment of clay particles in soils*), deformação plástica (*plastic yielding and strain alignment*) e fluxo cataclástico (*cataclastic flow*).

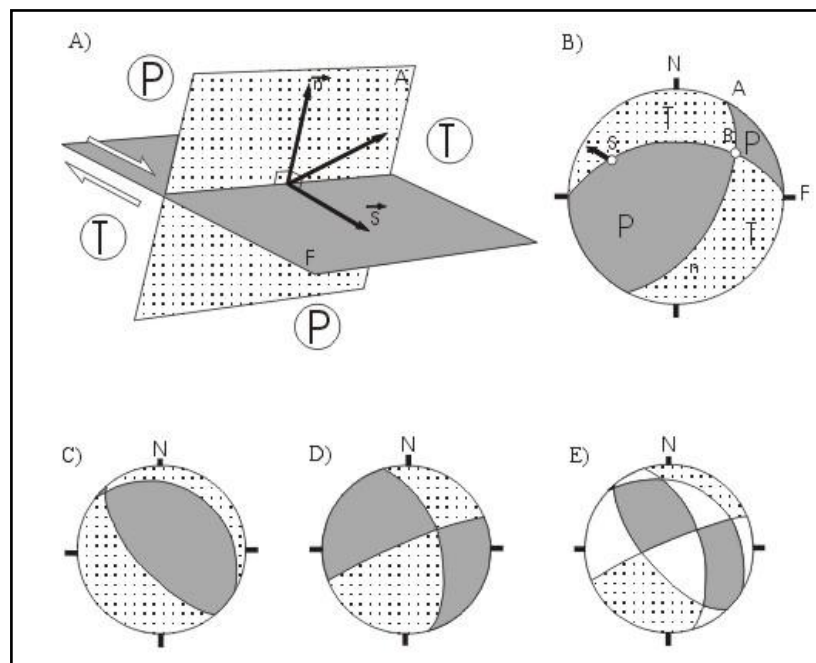


**Figura 3.13** - Classificação de indicadores cinemáticos.. Legenda: 1 - escala (a - microscópica; b - mm a cm; c - métrica); 2 - setas (apontando para a direção do movimento da capa) indicam o grau de confiabilidade de cada indicador cinemático (a - bom; b - regular; c - ruim); BD - bloco diagrama; OMO - *oblique mineralogical orientation* (orientação mineralógica oblíqua); PPE - *previous planar element* (elemento planar prévio); P - plano; S - seção (Doblas, 1998).



### 3.4 Determinação dos campos de paleotensões

Os campos de paleotensões foram determinados, neste trabalho, através da inversão dos dados pareados de falhas e estrias, utilizando o programa TENSOR (Delvaux, 1993), que é um programa baseado em uma versão modificada do Método dos Diedros Retos de Angelier & Mechler (1977) *apud* Ferrari (2001). Segundo este método, a deformação em torno de um plano de falha é dividida em quatro campos de esforços: dois compressivos e dois distensivos. Os diedros retos são formados pela interseção do plano de falha com um plano auxiliar imaginário ortogonal ao plano de falha e às estrias nele contidas. A sobreposição dos campos de esforços obtidos em cada falha irá refletir a orientação dos eixos de esforços principais  $\sigma_1$  (eixo de maior esforço),  $\sigma_2$  (eixo de esforço intermediário) e  $\sigma_3$  (eixo de menor esforço) (Figura 3.14).



**Figura 3.14** - Método dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977). A) Segundo esse método, a deformação ao redor de um plano de falha está distribuída em campos distensivos (T) e compressivos (P), limitados por diedros retos, formados pela interseção do plano de falha (F) com um plano ortogonal à estria de falha (s), denominado plano auxiliar (A); B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a interseção dos dois; C) Projeção estereográfica de falha normal e seu plano auxiliar, delimitando os campos distensivos (T) e compressivo (P); D) Idem ao anterior, para uma falha direcional; E) Superposição das projeções representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em cinza, 100% distensivas, pontilhadas, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e áreas com 50% de cada, em branco, resultantes da superposição de domínios compressivos e distensivos (Fonte: Ferrari, 2001).

A relação entre as magnitudes dos três esforços é denominada por Angelier (1989) como “razão da diferença entre os esforços principais”, representada pela fórmula  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ . No tensor esta razão é representada pela letra “R” e, segundo ela, os campos de esforços podem ser subdivididos segundo a **tabela 3.2**.

<b>DISTENCIONAL (<math>\sigma_1</math> vertical)</b>	<b>DIRECIONAL (<math>\sigma_2</math> vertical)</b>	<b>COMPRESSIONAL (<math>\sigma_3</math> vertical)</b>
RADIAL $0 < R < 0.25$	COMPRESSIVO $0.25 > R > 0$	DIRECIONAL $0 < R < 0.25$
PURO $0.25 < R < 0.75$	PURO $0.75 > R > 0.25$	PURO $0.25 < R < 0.75$
DIRECIONAL $0.75 < R < 1.0$	EXTENSIONAL $1.0 > R > 0.75$	RADIAL $0.75 < R < 1.0$

**Tabela 3.2** – Divisão dos campos de esforços segundo a razão da diferença entre os esforços principais R ( $\sigma_1, \sigma_2$  e  $\sigma_3$ ). Fonte: Ferrari (2001).

O programa TENSOR calcula o ângulo entre o desvio médio das estrias medidas sobre o plano de falha e as calculadas teoricamente para um determinado campo de tensões, representado por  $\alpha$ . Para Angelier (1989), o valor médio máximo de  $\alpha$  para uma determinada população de falhas deve ser de  $22^\circ$ . No programa TENSOR são aceitos valores individuais de  $\alpha$  de até  $30^\circ$ . O programa também dispõe de um procedimento de otimização rotacional dos eixos de tensões principais, que minimiza os desvios médios entre as estrias medidas e o cisalhamento teórico computado  $\alpha$  (fonte: Ferrari, 2001). Além disso, ele identifica os planos que podem não pertencer à mesma família de falhas. Estes podem ser descartados, a fim de que se obtenha um resultado mais acurado.

## 4 RESULTADOS

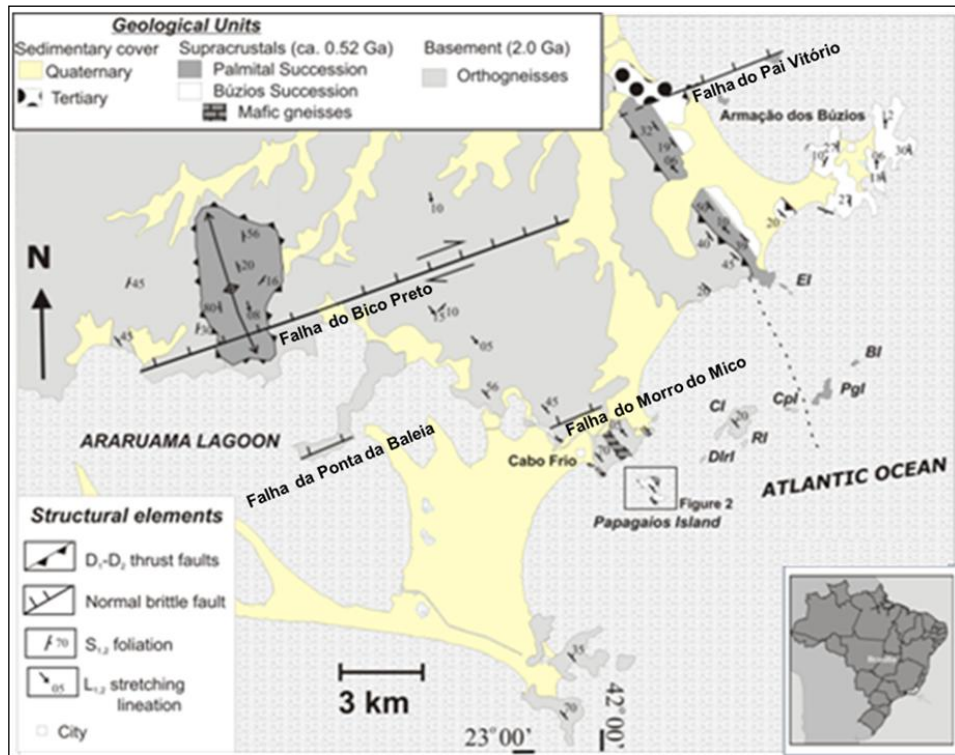
### 4.1 Introdução ao sistema de falhas do entorno da Lagoa de Araruama

Neste trabalho foram estudadas as falhas ENE-WSW mais expressivas do entorno da Lagoa de Araruama, algumas de suas falhas associadas e uma falha NW-SE. Cinco falhas ENE-WSW foram caracterizadas na região, sendo elas: Falha do Bico Preto, Falha da Fazenda São João, Falha da Ponta da Baleia, Falha do Morro do Mico e Falha de Arraial do Cabo. Além destas, também foram caracterizadas, uma falha ramificada da Falha do Bico Preto, denominada Falha de Iguaba, e falhas conjugadas das falhas do Bico Preto e do Morro do Mico.

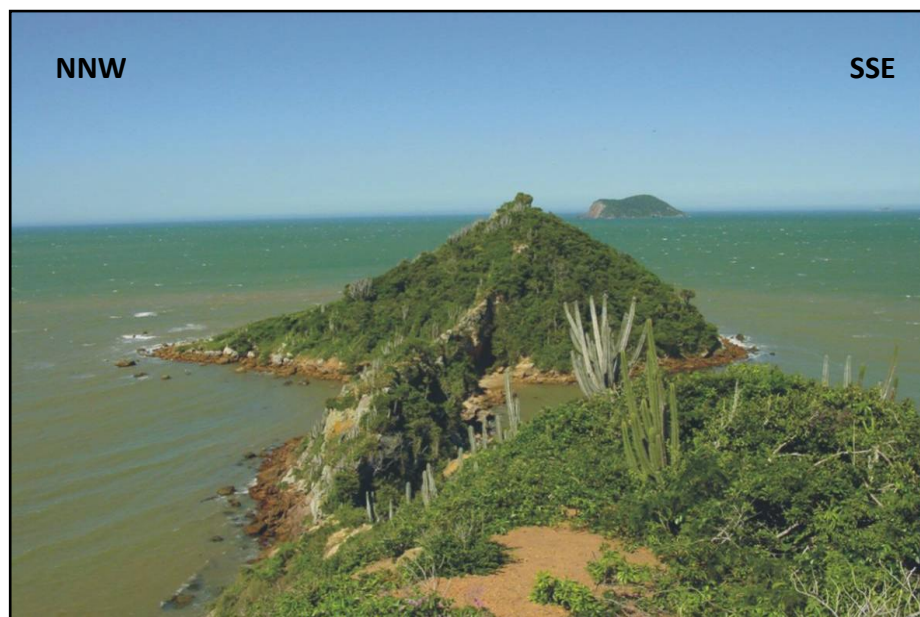
Algumas destas falhas já haviam sido descritas em trabalhos anteriores (**Figura 4.1**), porém este é o primeiro trabalho sistemático de mapeamento, de caracterização estrutural (cinemática e dinâmica) e petrográfica, e de correlação destas falhas com fases deformacionais.

As falhas estudadas nesta dissertação apresentam geometria e orientação semelhantes às da Falha do Pai Vitório, principal falha da região, localizada mais ao norte das falhas mapeadas neste estudo (**Figuras 4.1 e 4.2**).

A Falha do Pai Vitório é uma falha ENE-WSW com mergulhos em torno de 70° para NW, que limita o Gráben de São João, de idade eocênica, na sua borda sul, colocando em contato as rochas do Paleoproterozóico do Complexo Região dos Lagos com os depósitos sedimentares areno-argilosos a conglomeráticos da Formação Barreiras de idade Cenozóica (Morais *et al.* 2006). A seção completa da falha do Pai Vitório possui cerca de 60 m de espessura (**Figura 4.2**), sendo que o núcleo da falha, composto por um ultracataclasito, tem espessura em torno de 3 m (Rubim, 2004). O mesmo autor identificou clastos constituídos por paleobrechas associados à presença de diferentes matrizes, evidenciando um número mínimo de quatro reativações. As análises cinemática e dinâmica da Falha do Pai Vitório sugerem a presença de um campo de paleotensão com eixo de tensão máxima  $\sigma_1$  com caimento de 45° para SW e direção NE-SW e  $\sigma_3$  sub-horizontal SSE-NNW (Rubim, 2004), evidenciando um falhamento oblíquo sinistral.



**Figura 4.1** – Mapa geológico da região de Cabo Frio e adjacências com destaque para as falhas ENE-WSW e para a Falha do Pai Vitório. Modificado de Schmitt *et al.* (2005).



**Figura 4.2** - Falha do Pai Vitório, com Ilha Feia ao fundo (Rubim, 2004).

Almeida *et al.* (2003) identificaram sistemas de falhas normais a oblíquas com conjuntos de direções ENE-WSW, NW-SE, N-S e E-W, sendo o primeiro, o mais marcante devido à presença de corpos tabulares e anastomosados de brechas, como a Falha do Pai Vitório e a Falha da Praia da Baleia (denominada Falha da Ponta da Baleia nesta dissertação) (**Figura 4.1**).

Stanton *et al.* (2009), com base em mapeamento de campo e análise de mapas de anomalia aeromagnética, identificaram quatro sistemas principais de falhas na região deste estudo, todas normais a oblíquas e possuindo alto ângulo de mergulho: N45E, N70-80E, N-S e N40W.

Dois sistemas contemporâneos de falhas ao longo do Morro do Mico (**Figura 4.1**), compostos por cataclasitos e brechas, foram descritos por Machado (2009). São eles: N60W-S60E e N70E-S70W. Estes sistemas estão alinhados à morfologia do Morro do Mico, sendo o N70E-S70W o mais expressivo na área.

Ferrari (2001), em sua tese de doutoramento sobre a evolução tectônica do Gráben da Guanabara, fez levantamentos de campo em falhas com brechas tectônicas silicificadas, visando a caracterização das estruturas rúpteis contemporâneas à hidrotermalização que acompanhou as fases finais do magmatismo alcalino e suas eventuais reativações. Dentre suas medidas, algumas foram feitas em locais por onde passam a Falha da Ponta da Baleia e Falha do Morro do Mico (**Figura 4.1**). Nestes dois pontos, ele identificou a atuação de um regime extensional, com o eixo de maior esforço ( $\sigma_1$ ) vertical, o eixo de esforço intermediário ( $\sigma_2$ ) orientado para ENE-WSW, e o eixo de esforço mínimo ( $\sigma_3$ ) na direção NNW-SSE.

Souza (2006) apontou para o fato de que a Falha do Bico Preto limita a borda norte da Lagoa de Araruama. Ele ressalta que a Falha do Bico Preto apresenta características muito semelhantes às da Falha da Ponta da Baleia, que, por sua vez, também define os limites da lagoa de Araruama, só que ao sul (**Figura 4.1**).

As falhas ENE-WSW localizadas na região de Arraial do Cabo foram anteriormente mapeadas por Ferrari (2001), Góes (2007), entre outros autores. Góes (2007) concluiu que estas falhas são as mais proeminentes na área, pois cortam todas as litologias, inclusive as rochas alcalinas. Datações radiométricas referentes à Suíte Ilha de Cabo Frio, disponíveis na literatura, indicam idades com predominância entre 52 e 56 Ma (Ferrari, 2001).

A análise do contexto regional indica que a origem das falhas ENE-WSW pode ter relação com o prolongamento da Zona de Fratura de Martim Vaz em direção ao continente. Este prolongamento é associado, no continente, com a Zona de Transferência do Rio de Janeiro, de direção E-W, coincidente com o limite sul do Alto de Cabo Frio (Magalhães, 1987 *apud* Ferrari, 2001). Acredita-se que a orientação E-W da Zona de Transferência do Rio de Janeiro possa ter condicionado

a configuração atual E-W da linha de costa adjacente a esta estrutura, localizada ao longo do Estado do Rio de Janeiro. As falhas NW-SE poderiam ser interpretadas como reativações das zonas de acomodação associadas às falhas de transferência do rifte (Alves, 2002; Stanton *et al.*, 2010).

## 4.2 Análise do mapa de lineamentos de relevo

As rochas que compõem as zonas de falha deste estudo, em sua grande maioria, formam cristas e sustentam morros, por possuírem maior resistência aos agentes intempéricos do que os gnaisses em seu entorno, logo, a interpretação dos lineamentos de relevo da região mostra os locais onde, possivelmente, podem existir zonas de falhas, porém outras litologias também sustentam os morros da região, como os diques de diabásio, portanto, um mapeamento de campo é imprescindível para a diferenciação de tais litologias.

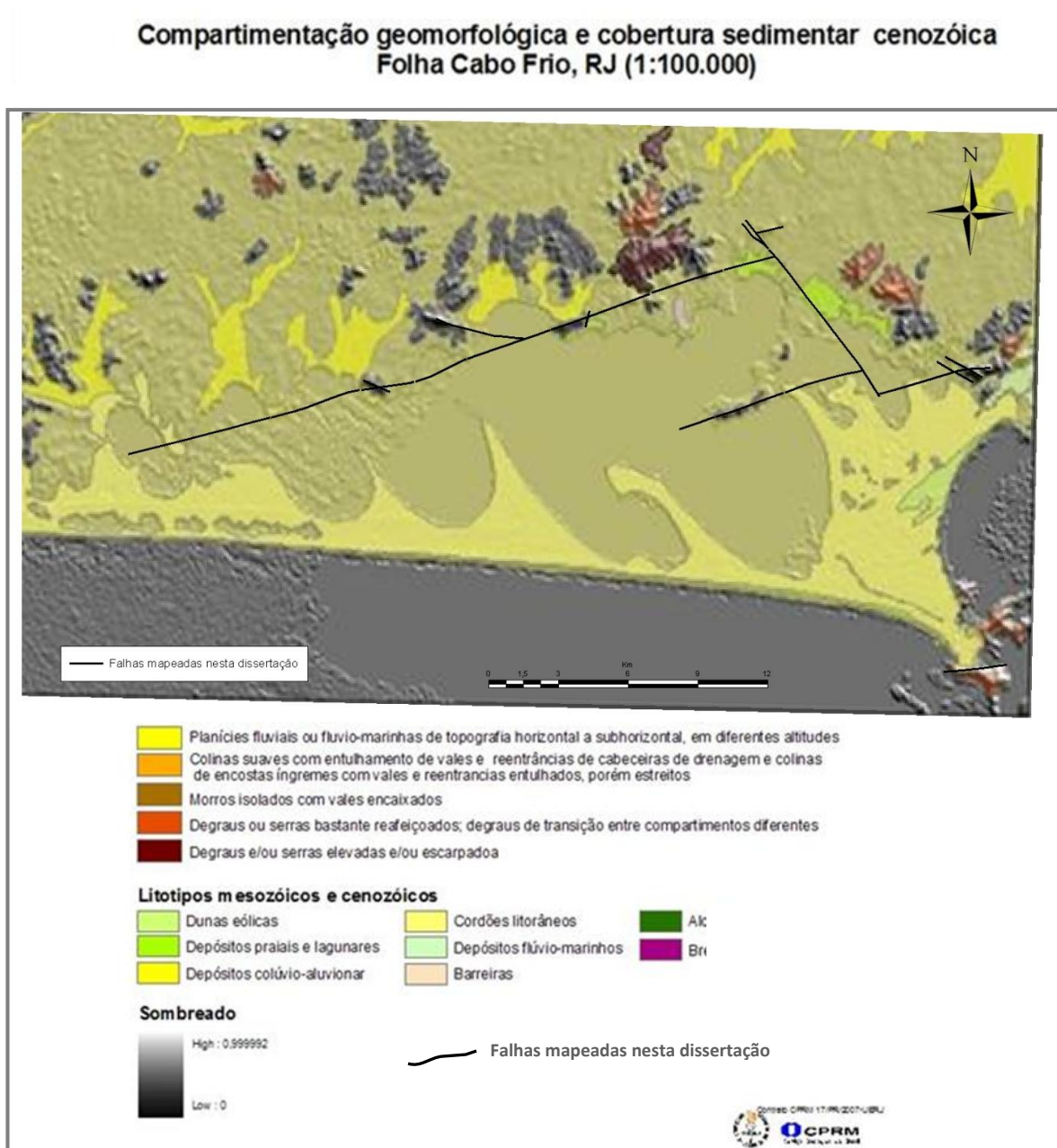
A região é composta principalmente por planícies fluviais ou fluvio-marinhas de topografia horizontal a subhorizontal e, por ser uma região muito aplainada, algumas serras e morros isolados se destacam facilmente na paisagem, como pode ser visto na versão modificada do mapa da compartimentação geomorfológica e cobertura sedimentar cenozóica da Folha Cabo Frio 1:100.000 (Gontijo, 2011) (**Figura 4.3**). Foi feito um recorte deste mapa com destaque para a área do entorno da Lagoa de Araruama. Este mapa foi georreferenciado, com a utilização do programa ArcMap 9.3.1, e sobre ele foram plotadas as falhas mapeadas nesta dissertação, a fim de que pudesse ser vista a influência das zonas de falha na sustentação do relevo (**Figura 4.3**).

A análise de lineamentos de relevo foi feita através da interpretação de imagens de satélite (Google Maps, 2011 e Google Earth, 2011) e fotos aéreas (SERLA. ACSA., 1988). As fotos aéreas com os lineamentos interpretados foram georreferenciadas e estes dados foram integrados à imagem de satélite do Google Maps (2011) utilizando o programa ArcMap 9.3.1 (**Anexo 1**). Com isso, foi possível gerar o mapa de lineamentos de relevo da região (**Anexo 2**).

A análise do mapa de lineamentos de relevo (**Anexo 2**) indica que grande parte destes lineamentos, na região, está relacionada à existência de zonas de falha (**Figura 4.3**), com exceção dos lineamentos interpretados no cordão litorâneo, que podem ser formados por dunas ou barras arenosas. As rochas cataclásticas geradas

nas zonas de falha, em sua grande maioria, formam cristas e sustentam morros, pois possuem maior resistência aos agentes intempéricos do que os ortognaisses.

A morfologia da Lagoa de Araruama pode ser condicionada por um controle litológico-estrutural, pois sua borda norte está orientada de acordo com a direção ENE-WSW da Falha do Bico Preto, que é maior falha da região. A Falha NW-SE, por sua vez, além de deslocar as falhas ENE-WSW (exceto pela Falha de Arraial), pode estar associada ao controle estrutural da morfologia da borda leste da mesma lagoa (Anexo 3).

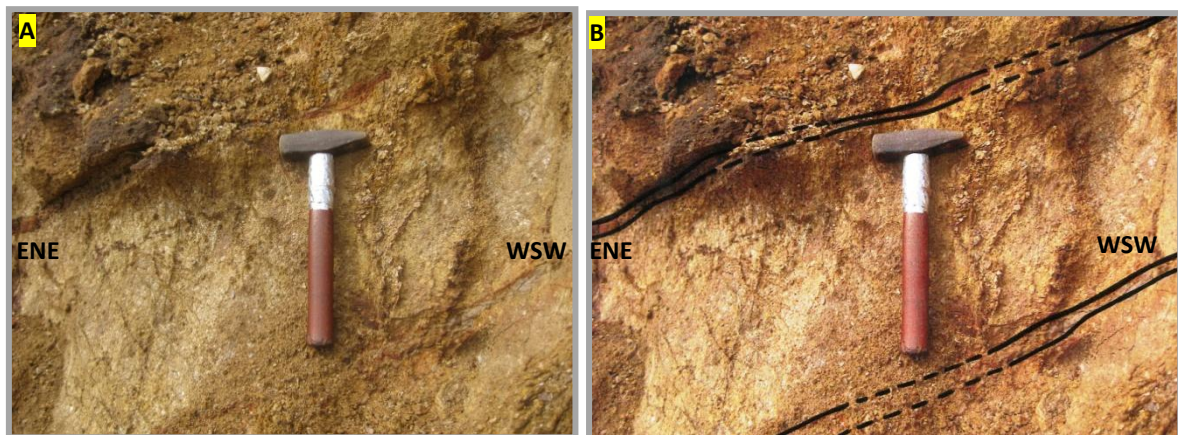


**Figura 4.3** – Mapa modificado da “Compartimentação geomorfológica e cobertura sedimentar cenozóica da Folha Cabo Frio (1:100.000)” (Gontijo, 2011). Mapa original recortado e georreferenciado com destaque para a área em estudo. As falhas mapeadas nesta dissertação foram plotadas com a finalidade de mostrar as cristas sustentadas por zonas de falhas.

### 4.3 Análise descritiva das falhas

#### 4.3.1 Falha do Bico Preto e conjugada

A Falha de do Bico Preto foi mapeada nos pontos PC-AR-01, PC-AR-03 e PC-AR-05, PC-CF-09, PC-CF-10, PC-CF-20, PC-CF-21, PC-CF-22, PC-CF-25 e PC-AR-28. Uma conjugada foi mapeada nos pontos PC-AR-31 e PC-AR-32, porém não foram encontrados planos de falhas, apenas blocos de brechas (**Anexo 3**). Falhas secundárias aparecem, de forma subordinada, no ponto PC-CF-20, dentro da zona de falha principal (**Figura 4.4**).



**Figura 4.4 – A** - Falhas secundárias dentro da zona de brecha da Falha do Bico Preto preenchidas por níveis de centimétricos e paralelos de cataclastos com orientações em torno de 110/40, com espaçamento de entre 30 cm e 50 cm. Ponto PC-CF-20. **B** – Foto A interpretada. Interpretação dos níveis de paralelos de cataclastos.

Dentre todos estes pontos, foram encontrados afloramentos de rochas de falha apenas nos pontos PC-AR-05, PC-CF-09, PC-CF-20 e PC-CF-22. Nos outros pontos foram encontrados somente blocos soltos de brecha, porém localizados ao longo do traço inferido das falhas (**Figura 4.5**). Além dos pontos supracitados, outros foram feitos ao longo do traço inferido da Falha do Bico Preto e nas suas proximidades, são estes: PC-AR-02, PC-AR-04 e PC-AR-29 (sem zonas de falhas e sem rochas de falha), PC-AR-06, PC-AR-30 (blocos rolados de brechas fora do traçado inferido das falhas, porém próximo a elas) e PC-CF-08 (zona de falha no embasamento homogêneo e pouco fraturado, sem a presença de rochas de falha) (**Anexo 3**).





**Figura 4.5 – A** - Blocos de brechas da Falha do Bico Preto. Ponto PC-AR-05. **B** - Ilha composta por brechas da Falha do Bico Preto. Em frente ao ponto PC-CF-10.

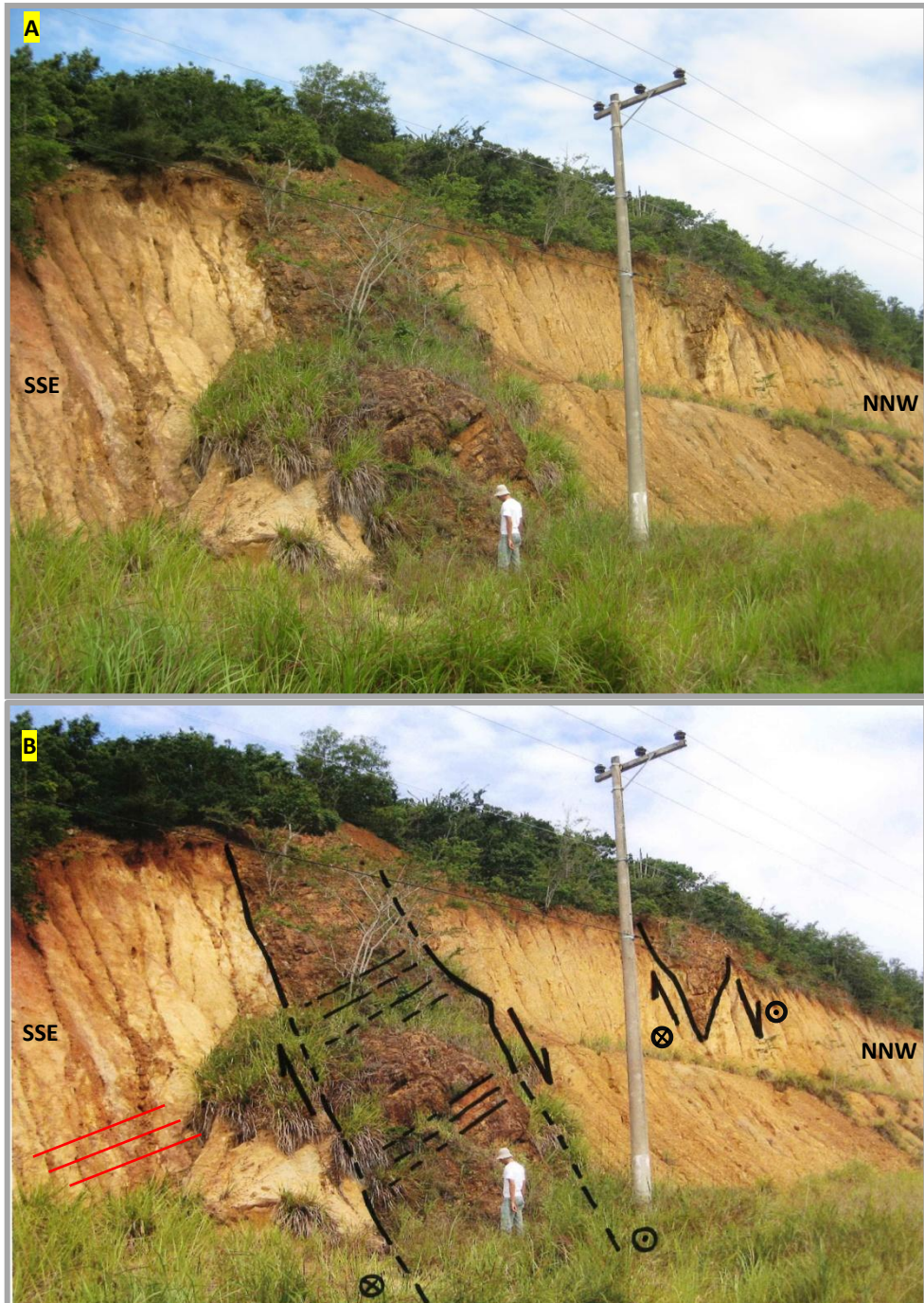
A Falha do Bico Preto possui direção ENE-WSW. Ela corta o embasamento (Complexo Região dos Lagos) e ainda desloca, cerca de 500 m, o contato do mesmo com as rochas supracrustais da Unidade Palmital ao sul da Serra da Sapiatiba (**Anexo 3**). É a maior falha da região e sua extensão total é de, no mínimo, cerca de 30 km. Esta falha está localizada ao longo da margem norte da Lagoa de Araruama e ela pode ser responsável pelo controle estrutural da morfologia deste corpo d'água na sua borda norte. Seus limites mapeados E-W coincidem com as margens E-W da Lagoa de Araruama (**Anexo 3**). A Falha NW-SE (descrita no capítulo 4.3.5) desloca a Falha do Bico Preto ao longo da borda leste desta lagoa. Já na borda oeste da lagoa, não foi possível determinar sua continuação por falta de afloramentos. Três hipóteses foram levantadas para a sua continuação a oeste, da Falha do Bico Preto. A primeira hipótese é de que esta falha pode continuar ao longo de seu traço original em direção ao mar, porém devido ao acúmulo de sedimentos litorâneos, ela não é mais visível em superfície. O problema é que, como já foi comentado anteriormente, as rochas que compõem as zonas de falha deste estudo formam cristas e sustentam morros, por possuírem maior resistência aos agentes intempéricos do que os gnaisses em seu entorno (**Figura 4.3 e Anexo 2**), logo, elas dificilmente ficariam sob os sedimentos litorâneos. A segunda hipótese é de que esta falha tenha sido deslocada em direção ao mar por uma falha NW-SE sinistral, alinhada exatamente ao longo da margem oeste da Lagoa de Araruama, porém esta falha NW-SE, que controlaria a feição da margem oeste da lagoa, não foi encontrada. Finalmente, a terceira hipótese é de que a falha tenha terminado ainda no continente.

Foram mapeados dois tipos distintos de falhas que se conectam à Falha do Bico Preto. Uma falha ramificada tipo *splay*, denominada Falha de Iguaba (descrita no capítulo 4.3.2), e uma falha conjugada, ambas na direção NW-SE. A falha conjugada sustenta um morro com mesma orientação e extensão em terra de 1,5 Km (pontos PC-AR-31 e PC-AR-32) (**Anexo 3**).

As larguras das zonas de falha, com base nos afloramentos encontrados, podem chegar a 5 m (**Figura 4.6**). Como não foram encontrados afloramentos da falha conjugada da Falha do Bico Preto, a largura de sua zona de falha foi determinada levando em conta um alinhamento, com cerca de 25 m de comprimento, de blocos de brechas localizados no topo do morro por esta falha sustentado, com espessura de 2 m (ponto PC-CF-32).

As zonas de falha pertencentes à Falha do Bico Preto são compostas por brechas e cataclasitos. A brecha é a litologia predominante, sendo caracterizada por coloração escura (marrom avermelhada) devido à percolação de óxidos de ferro e manganês (**Figura 4.6**). Apresenta, ainda, silicificação generalizada. No ponto PC-CF-20, os cataclasitos são encontrados nas bordas da zona de falha e também em níveis com até 3 cm de espessura e paralelos entre si, com espaçamento entre 30 cm e 50 cm, dentro da zona de falha, nas suas falhas secundárias (**Figura 4.4**). No ponto PC-CF-09 os cataclasitos estão em microfalhas dentro da brecha, com cerca de 1 cm de espessura. Em alguns pontos os cataclasitos apresentam uma foliação.

As rochas encaixantes são compostas pelos os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Estes se apresentam homogêneos, leucocráticos, com textura média a porfírica e pouco fraturados. Nos pontos PC-AR-01, PC-AR-05, PC-CF-20 e PC-AR-29 os ortognaisses estão muito caulinizados (**Figura 4.6**). As medidas das foliações ( $S_n$ ) e lineações de estiramento indicam mergulhos subhorizontais para WSW e caimentos com baixo ângulo para NW, respectivamente. Próximo às zonas de falha, os mergulhos das foliações podem apresentar ângulos um pouco mais altos, chegando a 60°. No ponto PC-CF-08 foram medidas uma foliação plano axial ( $S_2$ ) com mergulho subhorizontal para SSE e uma lineação de estiramento na mesma direção.



**Figura 4.6 – A** - Falha do Bico Preto em corte da rodovia Amaral Peixoto, destacada pela cor marrom, e suas falhas secundárias dentro da zona de falha. O ortogneisse aparece esbranquiçado devido à forte caulinição. O movimento foi interpretado como oblíquo normal dextral. Orientação do plano principal de falha e estrias para 335/66//035/50. Ponto PC-CF-20. **B** – Foto A interpretada. A foliação Sn do ortogneisse está destacada em vermelho.

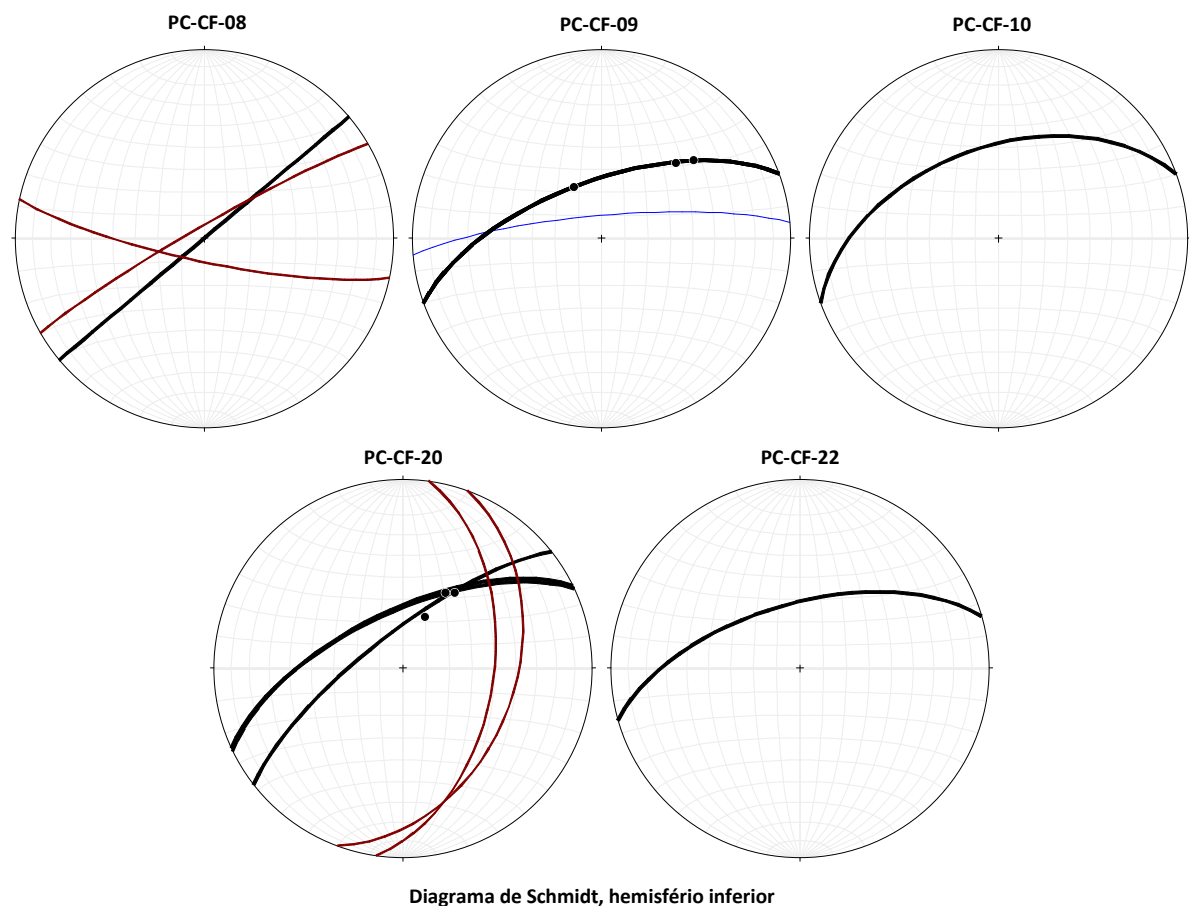
#### 4.3.1.1 Análise estrutural

Os planos de falha foram medidos nos pontos PC-CF-09, PC-CF-10, PC-CF-20 e PC-CF-22 (**Anexo 4**). Não existem muitos planos de falha ao longo da Falha do Bico Preto, porém apesar das poucas medidas disponíveis, foi possível observar que a falha apresenta atitudes semelhantes em todos os seus pontos. Seus planos principais possuem ângulo de mergulho intermediário para NNW e as falhas secundárias com níveis cataclásticos do ponto PC-CF-20 possuem mergulhos baixos a intermediários para ESE (**Figura 4.7**). Não foi possível avaliar o sentido do movimento ocorrido ao longo destas falhas secundárias, pois não foram observadas estrias ou indicadores cinemáticos nelas.

As estrias da Falha do Bico Preto foram observadas nos pontos PC-CF-09 e PC-CF-20 (**Anexo 4**). Existem dois tipos diferentes de estrias, as mais antigas são subhorizontais formadas por sulcos e ranhuras com ângulos de caimento baixos a intermediários para NE indicando movimento transcorrente dextral com componente normal e as mais novas, observadas apenas no ponto PC-CF-09 em uma superfície polida do plano de falha, são formadas pelo crescimento de fibras minerais carbonáticas indicando movimento normal paralelo ao mergulho da falha (**Figuras 4.7 e 4.8**), além das estrias acima descritas, também foram observadas estrias com obliquidade média para NE. Os sentidos dos movimentos foram dados por pequenos ressaltos encontrados nas superfícies dos planos das falhas, interpretados como degraus congruentes (Doblas *et al*, 1997; Doblas, 1998) (**Figuras 3.12 - 3b, 3.13 – ST 4 e Tabela 3.1**).

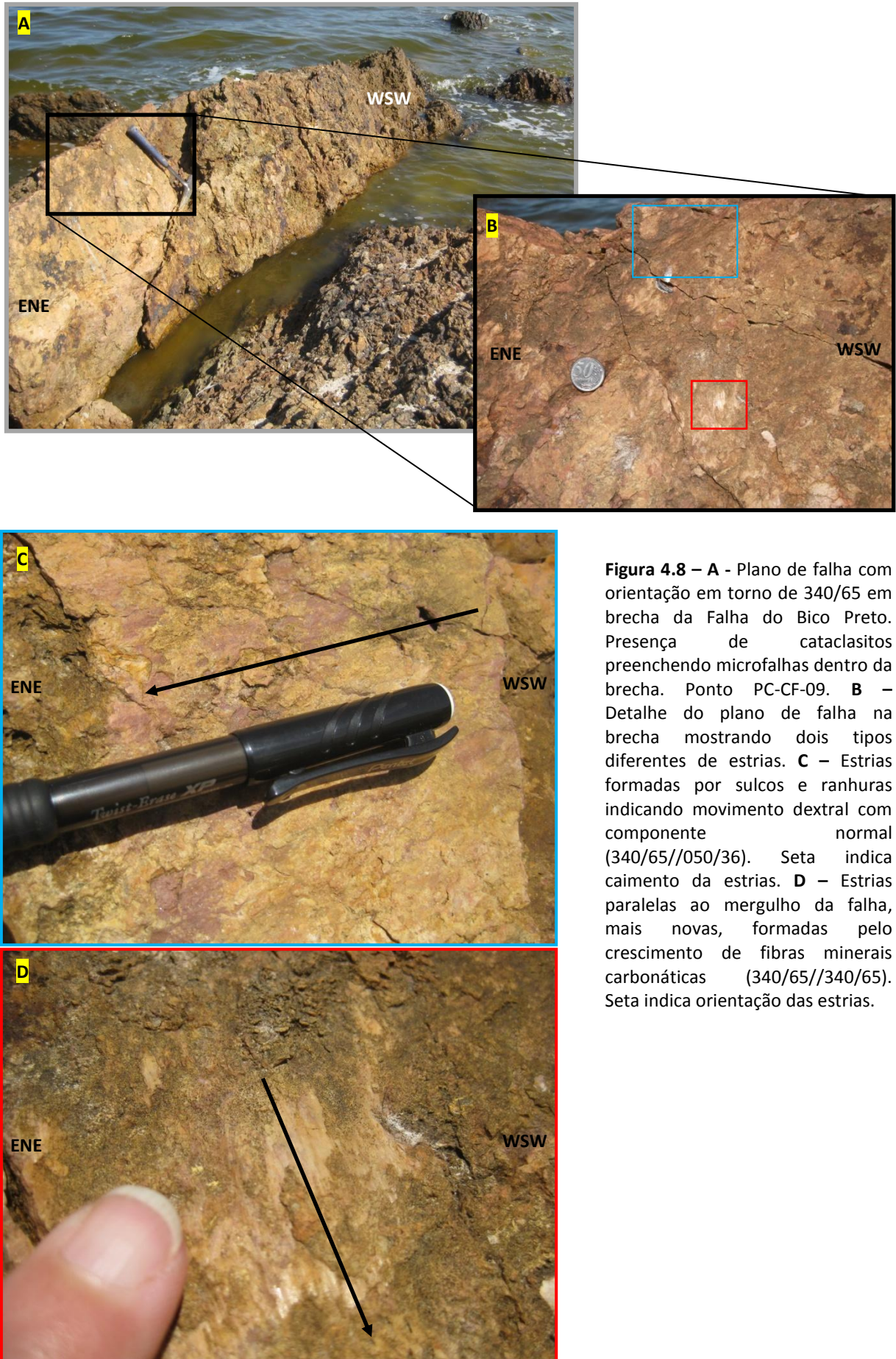
As fraturas foram medidas no ponto PC-AR-02 (no embasamento), mergulhos intermediários para WNW-ESE e NNE-SSW, e no ponto PC-CF-09 (set de fraturas sistemáticas com espaçamento de 5 cm dentro da brecha com alto ângulo de mergulho para E-W.).

Falhas e fraturas típicas de zonas irregulares de falhas transcorrentes (**Figura 4.9**) (com estruturas de *pull apart*, falhas *splay*, fraturas de tensão T e fraturas de cisalhamento sintéticas R) foram observadas no ponto PC-CF-08 cortando o embasamento homogêneo e pouco fraturado. Estas estruturas dão a informação do sentido do movimento ocorrido ao longo da zona transcorrente, que, neste caso, foi dextral, porém esta falha não está localizada ao longo do traço da Falha do Bico Preto, não há a presença de rochas de falha e a falha principal possui direção N50E-S50W (**Figura 4.10**). Estas características levam a crer que esta falha pode estar associada à intrusão dos diques, sendo, portanto, mais antiga do que as falhas ENE-WSW.



- LEGENDA**
- Falhas principais
  - Falhas secundárias
  - Fraturas
  - Estrias das falhas principais
  - Estrias das falhas secundárias

**Figura 4.7** – Estereogramas das falhas e fraturas medidas ao longo da Falha do Bico Preto e nas suas proximidades (ponto PC-CF-08) mostrando as direções preferenciais dos planos de falha para ENE-WSW.



**Figura 4.8** – **A** - Plano de falha com orientação em torno de 340/65 em brecha da Falha do Bico Preto. Presença de cataclitos preenchendo microfalhas dentro da brecha. Ponto PC-CF-09. **B** – Detalhe do plano de falha na brecha mostrando dois tipos diferentes de estrias. **C** – Estrias formadas por sulcos e ranhuras indicando movimento dextral com componente normal (340/65//050/36). Seta indica caimento da estrias. **D** – Estrias paralelas ao mergulho da falha, mais novas, formadas pelo crescimento de fibras minerais carbonáticas (340/65//340/65). Seta indica orientação das estrias.

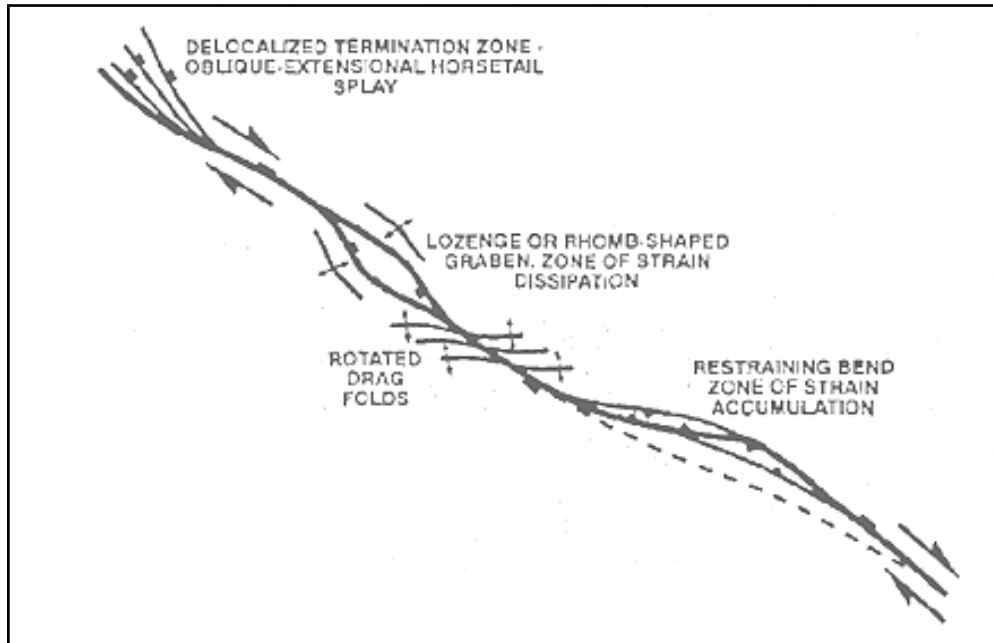


Figura 4.9 – Tipos de estruturas presentes ao longo de zona irregular de falha transcorrente (McClay, 2000).

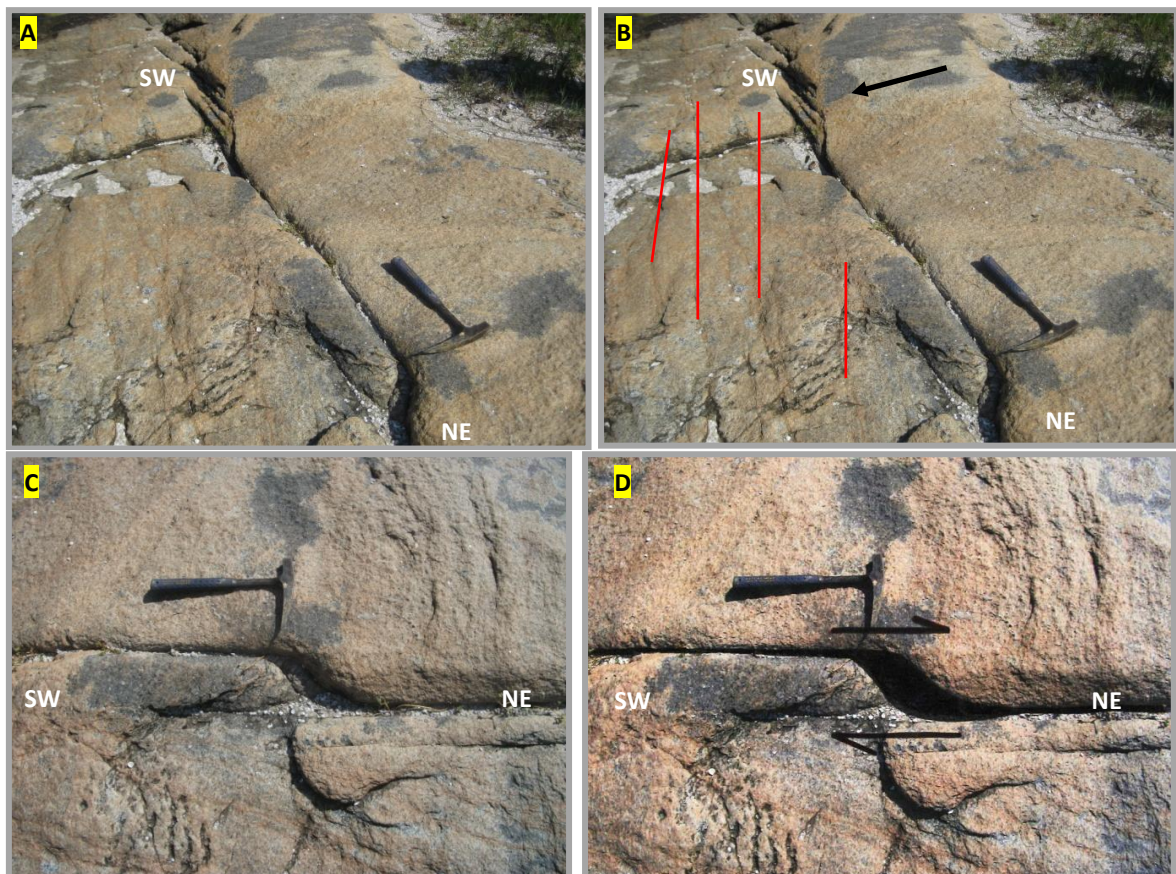


Figura 4.10 – A – Zona de falha N50E-S50W. Ponto PC-CF-08. B – Foto A interpretada. Falhas normais paralelas presentes na terminação do plano de falha principal (*splay*) (seta preta). Falhas secundárias N60E-S60W dentro da zona de cisalhamento apresentando um padrão *en echelon* interpretadas como fraturas de cisalhamento sintéticas (R) (vermelhas) (Petit, 1987). C – Depressão de pull apart N80W-N80E centimétrica formada ao longo do plano de falha principal indicando movimento dextral. Também pode ser interpretada como fratura de tensão (T) (Petit, 1987). D – Foto C interpretada.

#### 4.3.1.2 *Análise petrográfica*

Foram confeccionadas cinco lâminas delgadas de amostras coletadas na Falha do Bico Preto nos pontos PC-AR-05, PC-CF-9A, PC-CF-10, PC-CF-20 e PC-CF-22 (**Anexo 3**). Por possuir pontos de amostragem para a confecção de lâminas delgadas em quatro diferentes locais, decidiu-se, então, por fazer a descrição petrográfica desta falha por ponto.

Ponto PC-AR-05 – A rocha é um cataclasito com matriz fina composta por albita e com foliação dada pelos argilominerais (**Fotos 4.4 e 4.6**). Os clastos estão em contato brusco com a matriz, não orientados e subarredondados (**Foto 4.4**), entre os clastos estão os paleocataclasitos compostos por uma matriz fina de argilominerais cataclasados e por clastos angulosos a subarredondados em contato brusco com a matriz (**Foto 4.3**). Esta relação indica a ocorrência de, pelo menos, duas gerações de cataclasitos. Pseudotaquilites foram observados associados à segunda geração de cataclasito (**Foto 4.5**). Há também, nos cataclasitos da 2ª geração, a presença de óxidos de ferro e quartzo microcristalino preenchendo microfraturas (**Foto 4.11**).

Ponto PC-CF-9A – Foram identificados três tipos diferentes de rochas de falha neste ponto, interpretados como tendo sido gerados em dois pulsos deformacionais. O primeiro pulso gerou o cataclasito com clastos subarredondados em contato brusco com uma matriz fina e o ultracataclasito com clastos angulosos em contato com uma matriz muito fina, afanítica (**Foto 4.1**). Estas rochas são contemporâneas e ambas são cortadas por veios tardios composto pelo mesmo material do cataclasito, indicando que houve uma fluidização pós falhamento (**Fotos 4.17 e 4.18**), provavelmente gerada por fraturamento hidráulico. O segundo pulso gerou o cataclasito com clastos angulosos, compostos pelo mesmo material do ultracataclasito gerado no primeiro evento, em contato brusco com uma matriz fina (**Fotos 4.15 e 4.16**). O cataclasito gerado no segundo pulso possui vesículas preenchidas por quartzo microcristalino e está em contato brusco com o ultracataclasito gerado no primeiro evento.

Ponto PC-CF-10 – Foram observados cataclasitos, com matriz fina e clastos subarredondados, em contato brusco com ultracataclasitos, de matriz muito fina com foliação dada pelos argilominerais e com poucos clastos, este subarredondados (**Foto 4.2**). O contato entre os clastos e a matriz é brusco em ambas as rochas. Estas rochas podem ter sido geradas no mesmo pulso. Grande parte dos feldspatos foi



alterada para albita, devido, principalmente, à percolação de fluidos ao longo da zona de falha, porém em zonas menos alteradas, é possível ainda observar alguns feldspatos preservados, mas com hábito muito fragmentado. Nas zonas mais deformadas há a ocorrência de porfiroclastos de quartzo envoltos pela matriz do ultraclasito (**Foto 4.12**). Foram observados, ainda, pseudotaquilitos fragmentados (**Foto 4.13**).

Ponto PC-CF-20 – Nesta rocha foram encontradas três gerações de cataclasitos, todos em contato brusco uns com os outros (**Foto 4.10**). Óxidos de ferro estão distribuídos ao longo da matriz destes cataclasitos. A primeira geração de cataclasitos foi encontrada na forma de clastos dentro do cataclasito da segunda geração (**Fotos 4.7**). Sua matriz é fina e seus clastos possuem formas arredondadas e/ou romboédricas (**Foto 4.10**). Os outros dois cataclasitos, posteriormente gerados, também possuem matriz fina, porém com menos clastos, estes subarredondados. Os contatos entre os clastos não são muito bruscos e existem fraturas preenchidas por quartzo microcristalino cortando as três gerações de cataclasitos (**Foto 4.10**).

Ponto PC-CF-22 – Foi observada uma zona intensamente deformada com feições indicativas de fluxo e contato brusco com a matriz, que pode ser interpretada como um pseudotaquilito, porém não foi observada uma das feições mais características dos pseudotaquilitos, que são os veios de injeção (Trouw *et al*, 2010) (**Fotos 4.8 e 4.9**). Esta zona está cercada por um cataclasito com matriz fina e clastos arredondados e também está intrudida por veios tardios compostos por cataclasitos de uma segunda geração com clastos angulosos. Possuem a mesma composição do cataclasito da primeira geração. Mais afastado da zona intensamente deformada é possível observar o cataclasito com clastos angulosos de diferentes tamanhos em contato brusco com uma matriz fina (**Foto 4.14**).

A análise das lâminas permitiu concluir que ocorreram, no mínimo, três reativações ao longo da Falha do Bico Preto. Os cataclasitos mais antigos possuem clastos com formas variando de arredondadas a romboédricas. Este tipo de rocha foi observado apenas no ponto PC-CF-20. Um segundo evento deformacional gerou diferentes tipos de rochas, desde cataclasitos com clastos subarredondados ou angulosos, que podem ocorrer inclusive na forma de clastos dentro de uma matriz mais nova, até ultracataclasitos com clastos angulosos e pseudotaquilitos com feições indicativas de fluxo. O evento mais recente também gerou rochas com diferentes graus de deformação, entre elas: cataclasitos com matriz dada pela

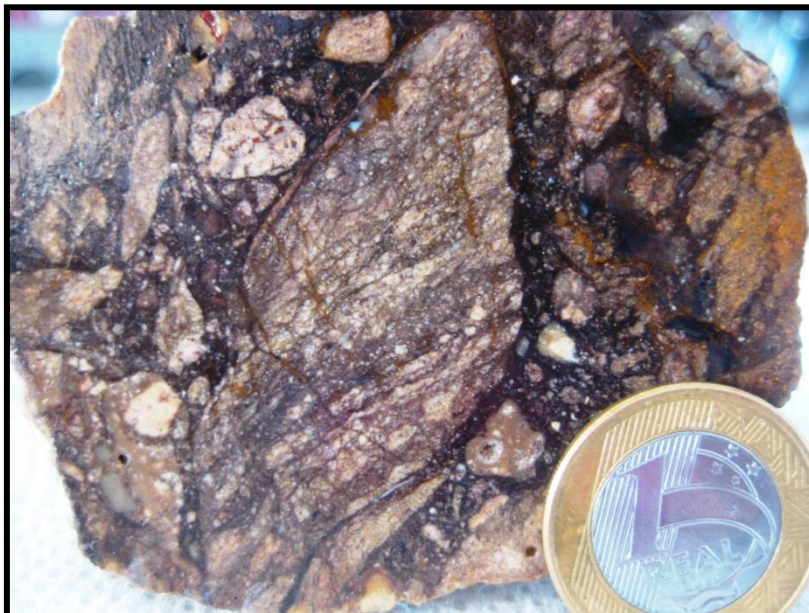
foliação de argilominerais e clastos subarredondados, cataclasitos com clastos angulosos da rocha primária (estes ocorrendo inclusive em forma de veios) e ultracataclasitos com clastos subarredondados, além de pseudotaquilitos. Também foi possível observar neste evento que alguns feldspatos ainda estão preservados, porém com hábito fragmentado, indicando que a alteração não foi tão intensa. Houve percolação de óxidos de ferro e sílica em praticamente todas as amostras analisadas.



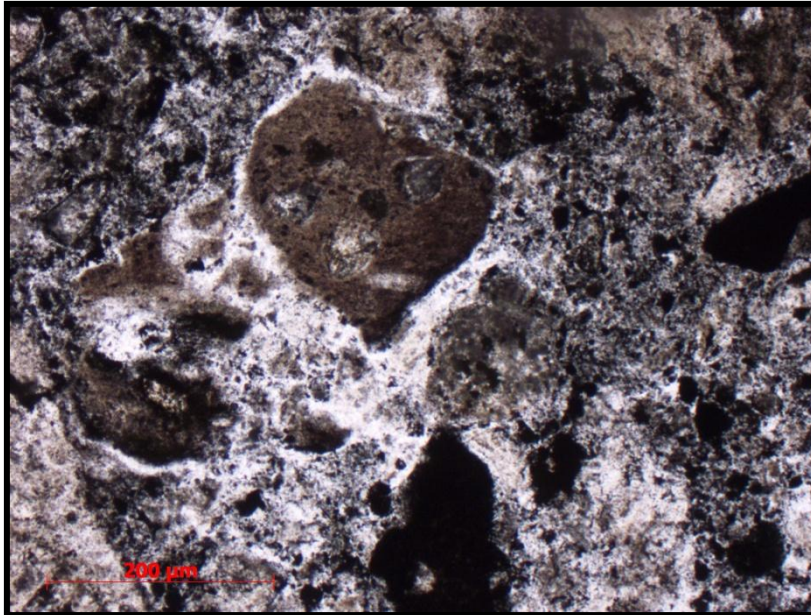
**Foto 4.1** – Amostra com contato brusco entre o cataclasito com clastos arredondados e o ultracataclasito afanítico. Ponto PC-CF-09.



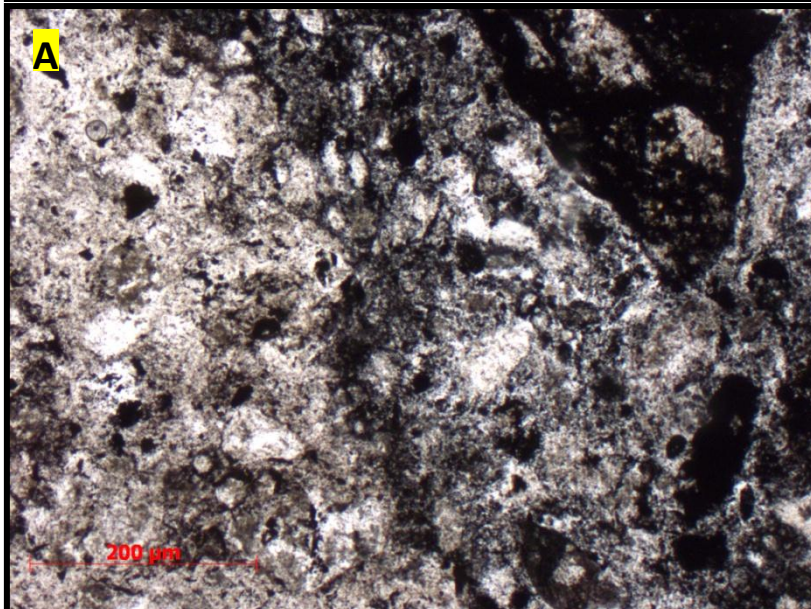
**Foto 4.2** – Contato brusco entre ultracataclasito e cataclasito, ambos com matriz mostrando foliação dada pelos argilominerais, porém com diferentes orientações. Ponto PC-CF-10.



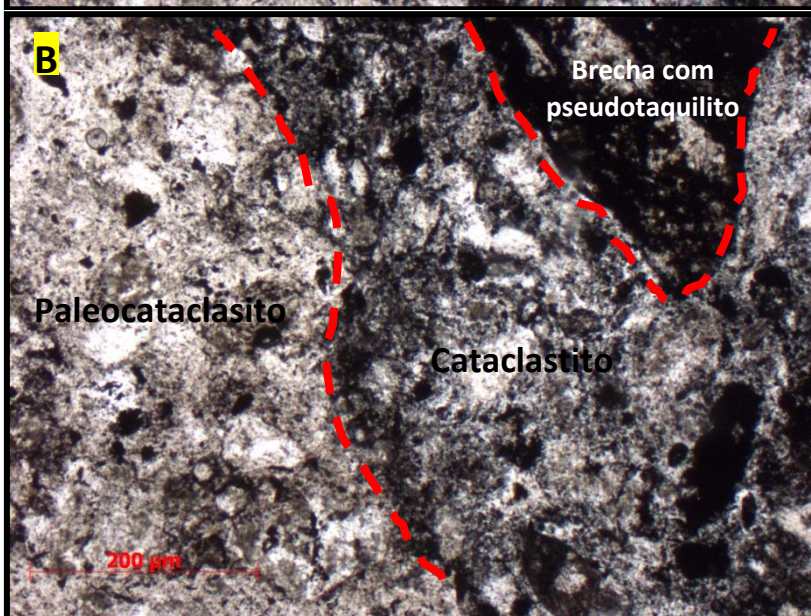
**Foto 4.3** - Amostra com paleocataclasito dentro de uma segunda geração de brecha. Os clastos do paleocataclasito são compostos por remanescentes do ortognaisse. A matriz da segunda geração de brecha é composta por argilominerais e seus clastos variam de angulosos e subarredondados. Ponto PC-AR-05.

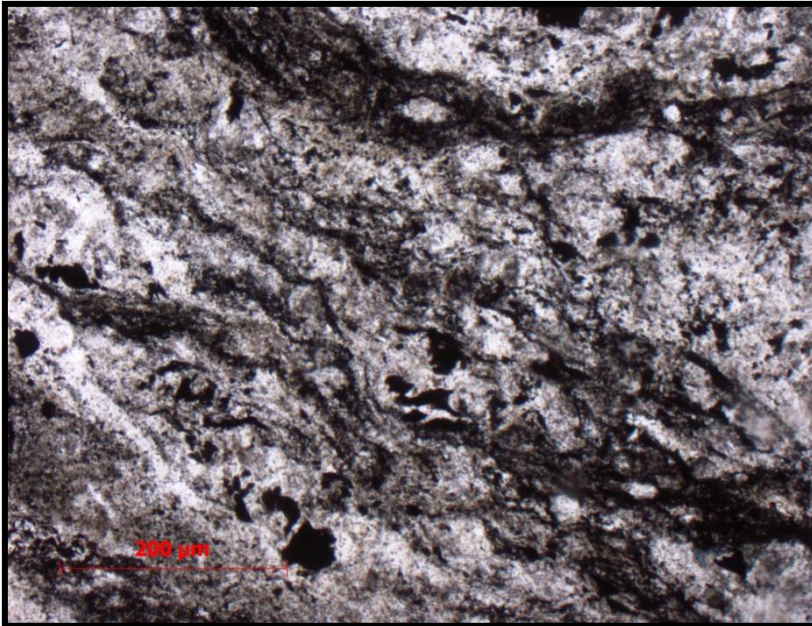


**Foto 4.4** – Clastos subarredondados, não orientados e em contato brusco com a matriz muito fina. Nicóis descruzados. Lâmina PC-AR-05.

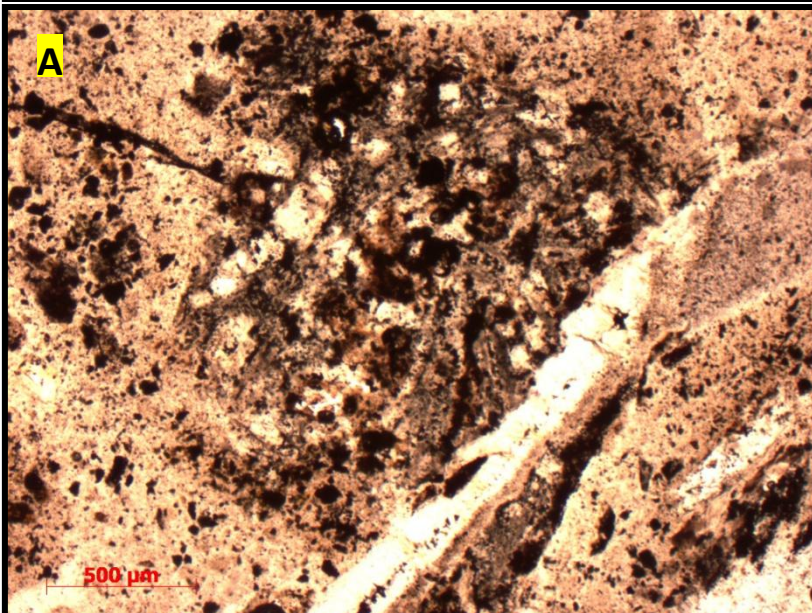


**Foto 4.5 – A** - Contato entre um fragmento de cataclasito (esquerda) e matriz cataclástica (direita) com um clasto de brecha preto com provável pseudotaquítilo em sua composição. Nicóis descruzados. Lâmina PC-AR-05. **B** – interpretação.

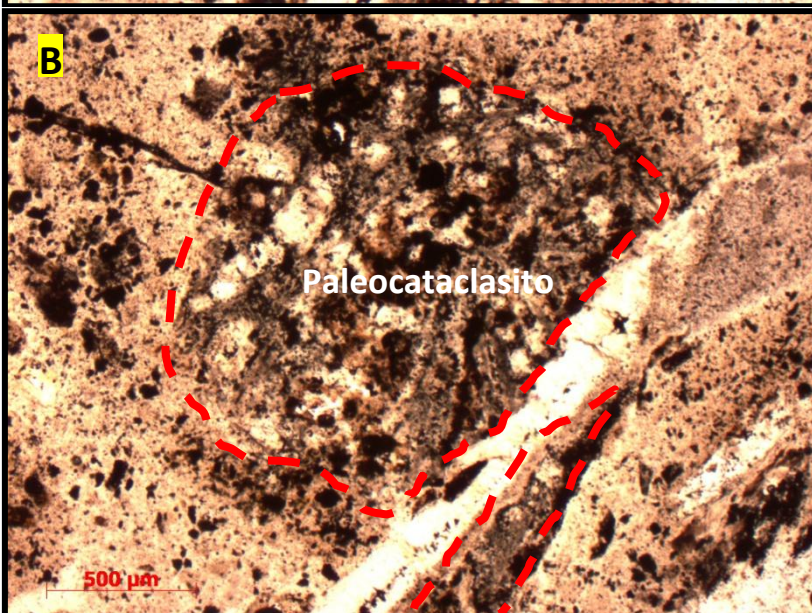




**Foto 4.6** - Foliação da 1ª geração de cataclasito dada pelos argilominerais. Nicóis descruzados. Lâmina PC-AR-05.

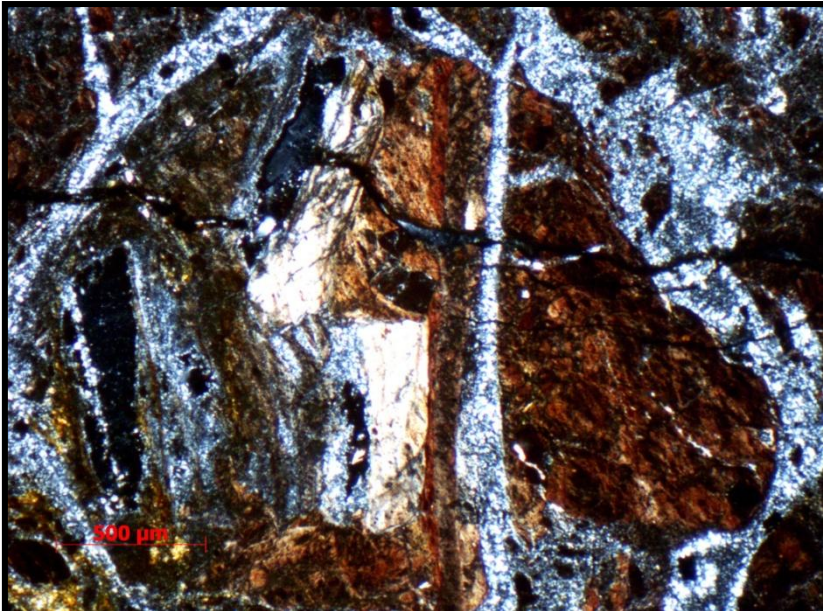


**Foto 4.7 – A** - Clasto de paleocataclasito da 1ª geração dentro do cataclasito da 2ª geração cortado por fratura preenchida por quartzo microcristalino. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-20. **B** – interpretação.

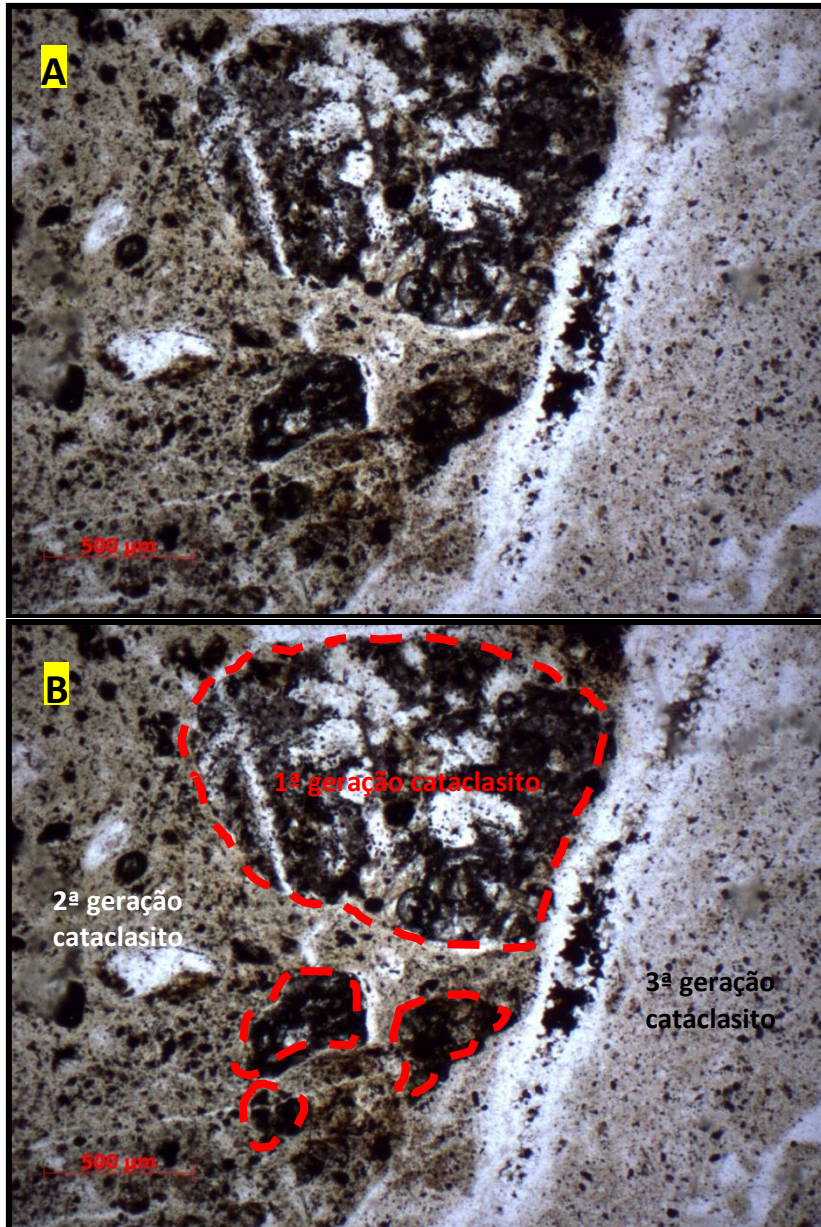




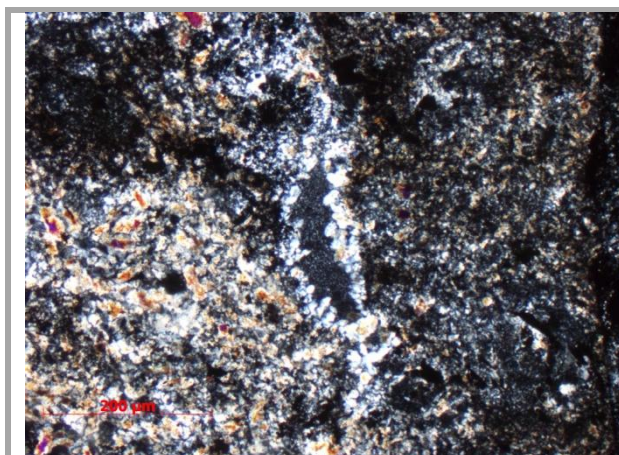
**Foto 4.8** - Zona com feições indicativas de fluxo, que podem estar relacionadas a um pseudotaquíto. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-22.



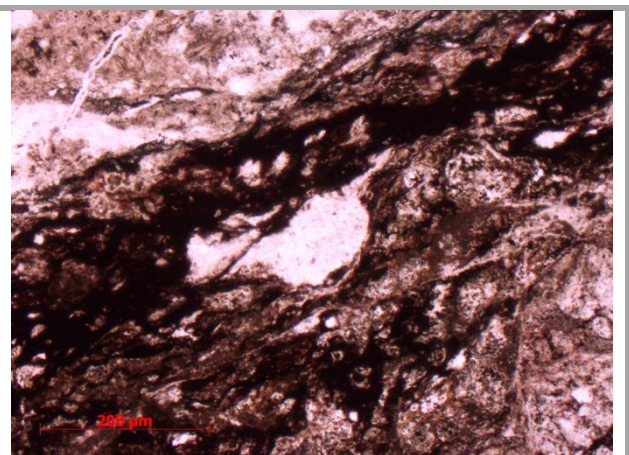
**Foto 4.9** - Foto 4.8 com nicóis cruzados



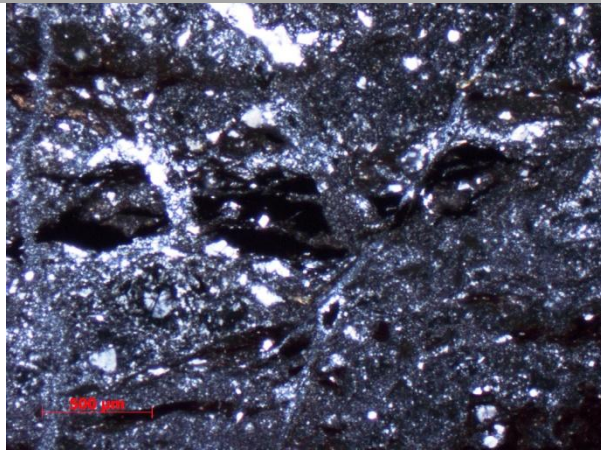
**Foto 4.10 - A** - Três gerações de cataclasitos cortados por fratura preenchida por quartzo microcristalino. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-20. **B** – interpretação.



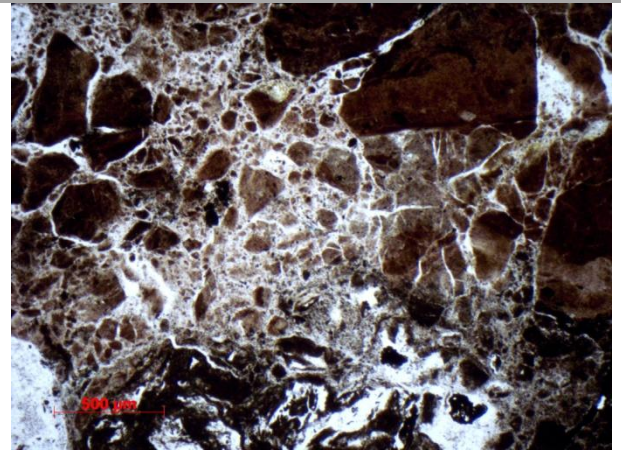
**Foto 4.11** - Vesícula preenchida por quartzo microcristalino dentro da 2ª geração de cataclasito. Nicóis cruzados. Lâmina PC-AR-05.



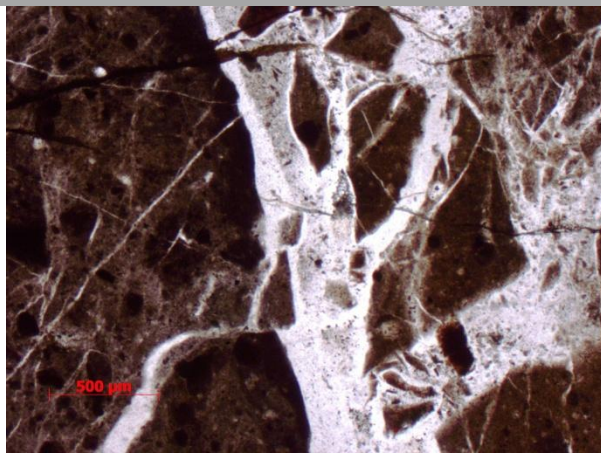
**Foto 4.12** - Porfiroclasto de quartzo envolto por ultraclasito. Matriz muito fina com foliação dada pelos argilominerais. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-10.



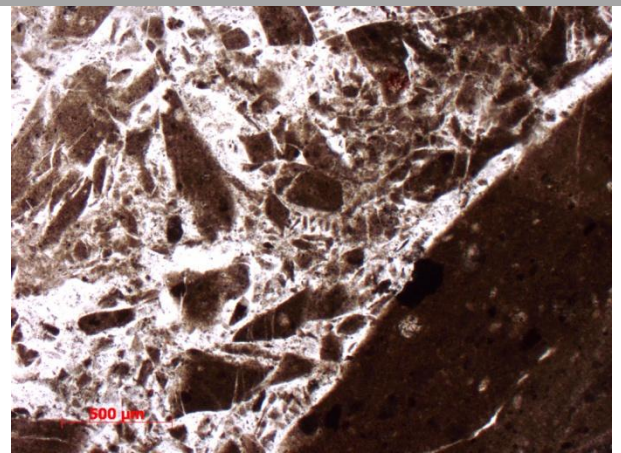
**Foto 4.13** - Pseudotaquilito fragmentado. Lâmina PC-CF-10.



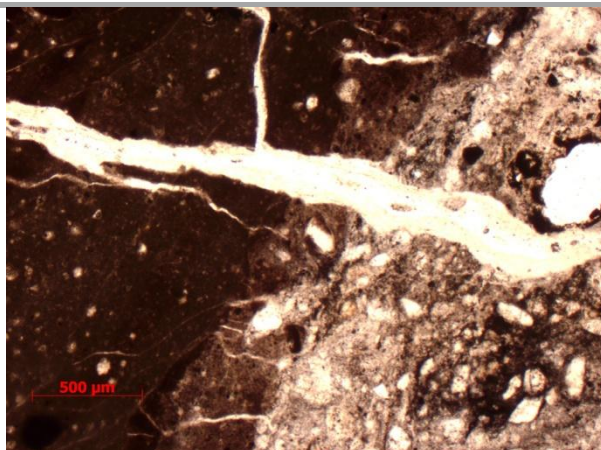
**Foto 4.14** - Cataclasito com fragmentos angulosos de diferentes tamanhos em meio a uma matriz fina. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-22.



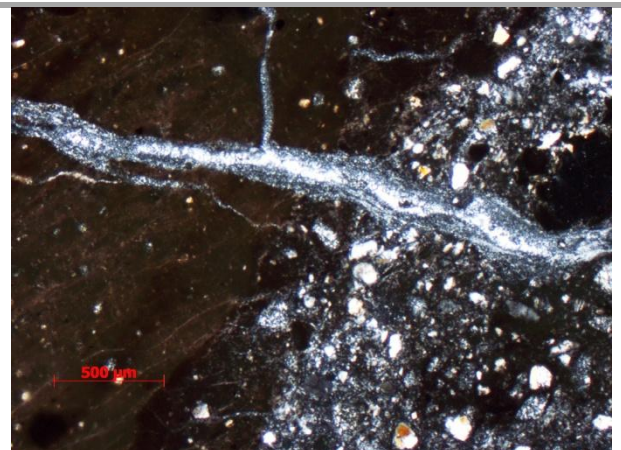
**Foto 4.15** - Duas fases de deformação. 1ª - ultracataclasito com clastos angulosos (rocha escura) e a segunda. 2ª – cataclasito composto por clastos do ultracataclasito (rocha clara). Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-09A.



**Foto 4.16** - Contato do ultracataclasito (direita) com cataclasito (esquerda). Cataclasito composto por clastos muito angulosos do ultracataclasito. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-09A.



**Foto 4.17** - Contato do cataclasito com clastos subarredondados (direita) com o ultracataclasito (esquerda), ambos cortados por veio tardio composto pelo mesmo material do cataclasito, indicando fluidização pós falhamento (fraturamento hidráulico). Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-09A.



**Foto 4.18** - Foto 4.19 com nicóis cruzados.

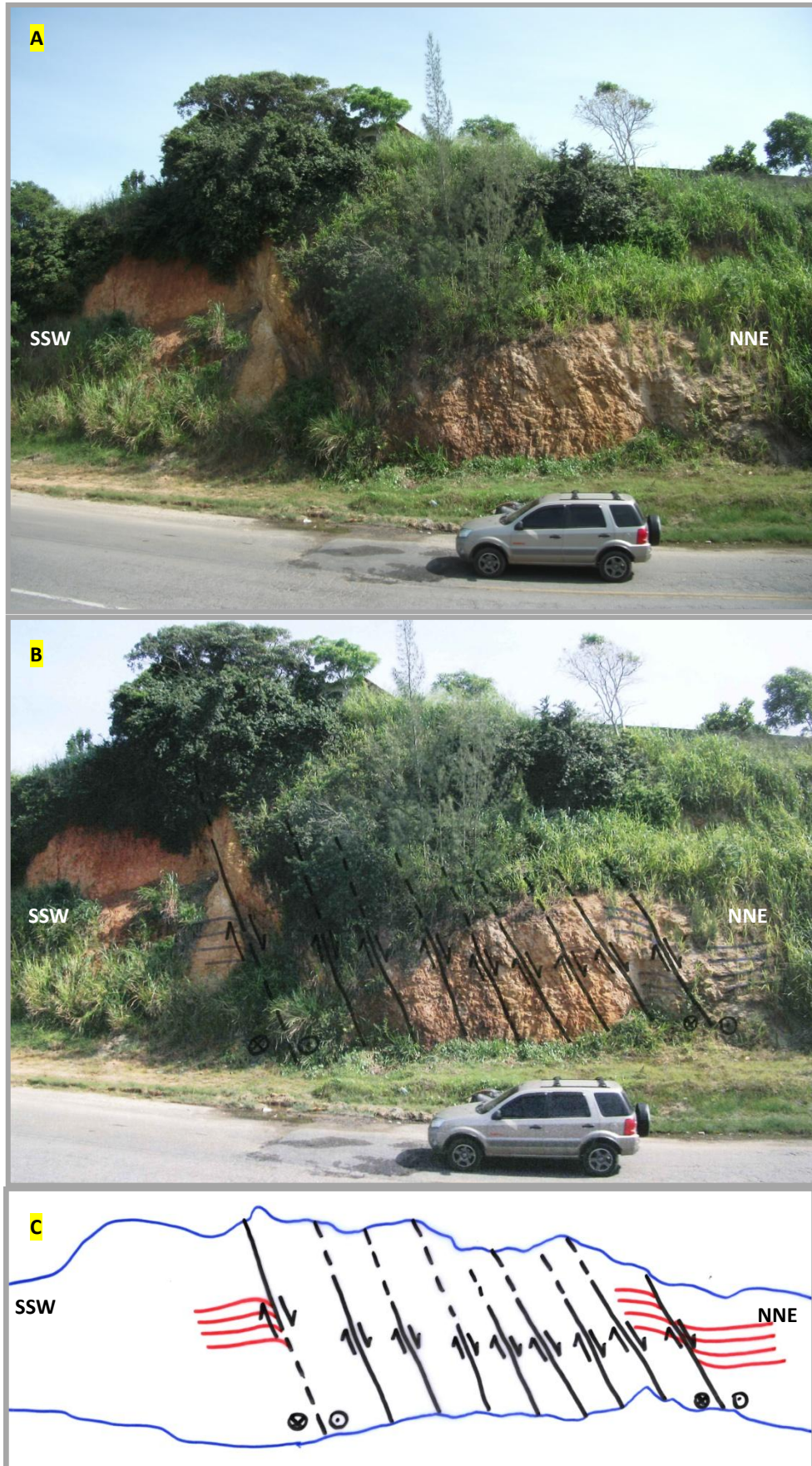
#### 4.3.2 Falha de Iguaba

A Falha de Iguaba foi caracterizada nos pontos PC-CF-07, PC-CF-18 e PC-CF-19 (**Anexo 3**). É uma falha com direção variando de WNW-ESE para NW-SE. Possui uma extensão em terra de aproximadamente 3,6 km, podendo se estender por mais 1,5 km ao longo da Lagoa de Araruama até se juntar à Falha do Bico Preto, como uma falha tipo *splay* (ramificação da Falha do Bico Preto), perfazendo um total de 5,1 km de extensão (**Anexo 3**). A largura da zona de falha pode variar de 15 m (Ponto PC-CF-07) (**Figura 4.11**) até 30 cm (Ponto PC-CF-19), na porção mais NW da falha (**Figura 4.13 B**).

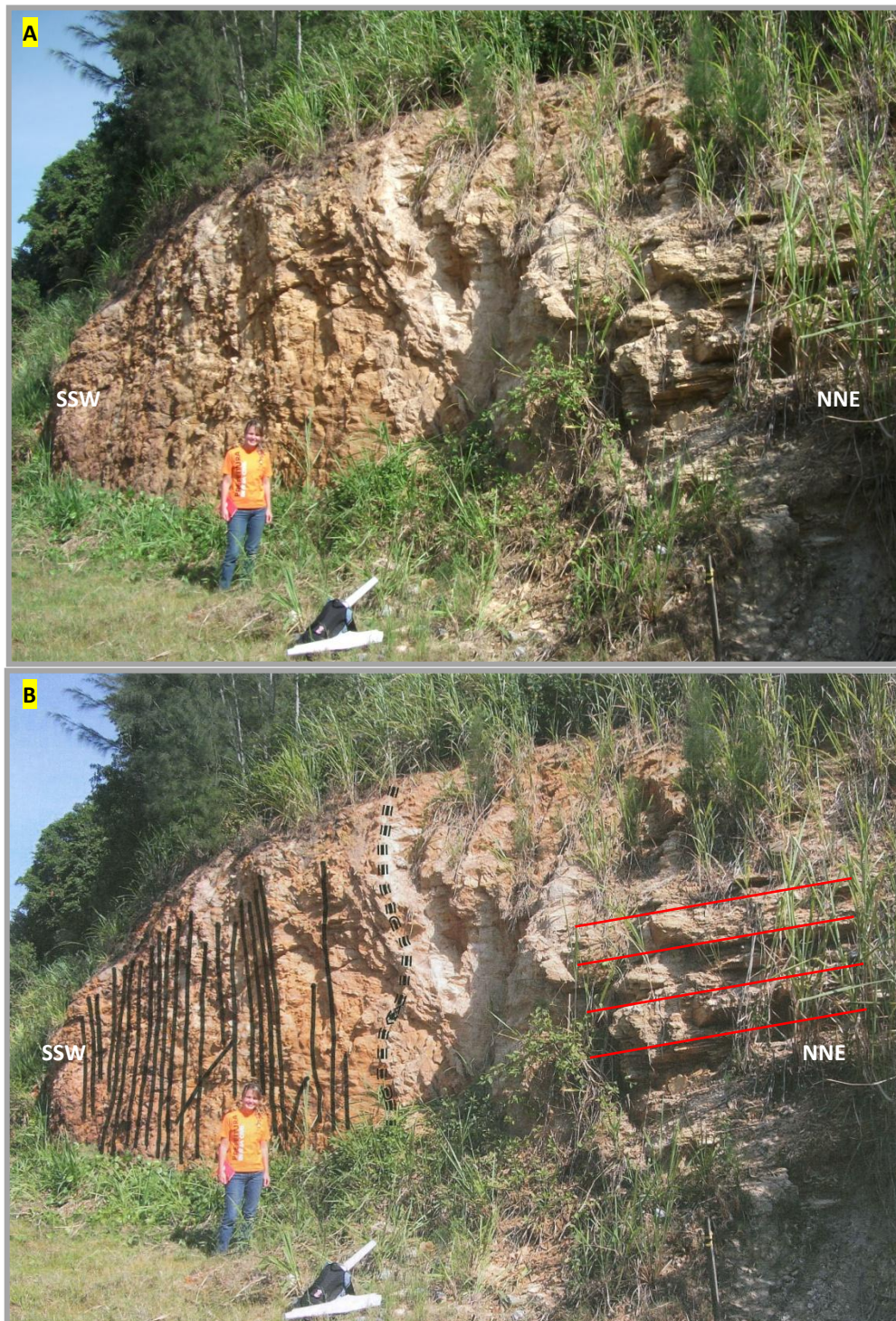
No ponto PC-CF-07 esta falha é caracterizada por uma zona intensamente fraturada. Os planos das falhas são regulares, paralelos, subverticais (**Figuras 4.11 e 4.12**) e possuem grande quantidade de cataclasitos, com espessuras em torno de 1 cm, e percolação de óxidos de ferro (**Figura 4.13 A**). Foram observados veios de quartzo microcristalino paralelos aos cataclasitos, com largura de até 15 cm, indicando que houve precipitação de sílica durante ou após a cataclase.

A rocha encaixante é um ortognaisse migmatítico com foliação subhorizontal com mergulho para W e lineação de estiramento com caimento para NW (**Figura 4.12**). Perto da zona cataclástica o ortognaisse encontra-se muito caulinzado. No ponto PC-C-F19 a zona de falha é brechada e retilínea, com cataclasitos de até dois centímetros na sua borda e veios de quartzo associados (**Figura 4.13 B**). A rocha encaixante é o mesmo ortognaisse encontrado no ponto PC-CF-19. Foram encontrados apenas poucos blocos de brechas de até 20 cm de diâmetro no ponto PC-CF-18, sugerindo proximidade com a falha.





**Figura 4.11** – A – Falha de Iguaba com largura de aproximadamente 15 m. Set de falhas normais paralelas com componente dextral e orientações principais em torno de 010/80//056/75. Ponto PC-CF-07. B – Foto A interpretada. C – somente interpretação.



**Figura 4.12 – A** – Contato entre zona intensamente fraturada (fraturas subverticais em preto) e embasamento com foliação subhorizontal em vermelho (Sn 250/30, Le 328/05). Ponto PC-CF-07. **B** – Foto A interpretada. Fraturas subverticais (pretas) e foliação subhorizontal do embasamento (vermelhas).



**Figura 4.13** – A – Níveis centimétricos de cataclasitos presentes ao longo da zona de falha. Setas mostram localização das mesmas. Ponto PC-CF-07. B – Zona de falha oblíqua normal com componente dextral preenchida por brecha com orientação principal 008/70//062/63. Ponto PC-CF-19. C – Foto B interpretada.

#### 4.3.2.1 Análise estrutural

Os planos de falha foram medidos nos pontos PC-CF-07 e PC-CF-19 (**Anexo 4**). Possuem alto ângulo de mergulho com sentido variando entre NNE e NE, sendo a direção NNE a que mais prevalece. Apenas uma falha, medida no ponto PC-CF-07, possui mergulho para SE, também com alto ângulo (**Figura 4.15**).

As estrias são caracterizadas por sulcos e ranhuras nas paredes do plano e possuem alta obliquidade para NE (**Figura 4.14**). É possível identificar pequenos ressaltos nas superfícies dos planos das falhas (**Figura 4.14**), interpretados como degraus congruentes, indicando movimento normal (Doblas, *et al.*, 1997; Doblas, 1998) (**Figuras 3.12 - 3b, 3.13 – ST 4 e Tabela 3.1**), porém estes não estão bem preservados, podendo causar ambiguidade na interpretação.

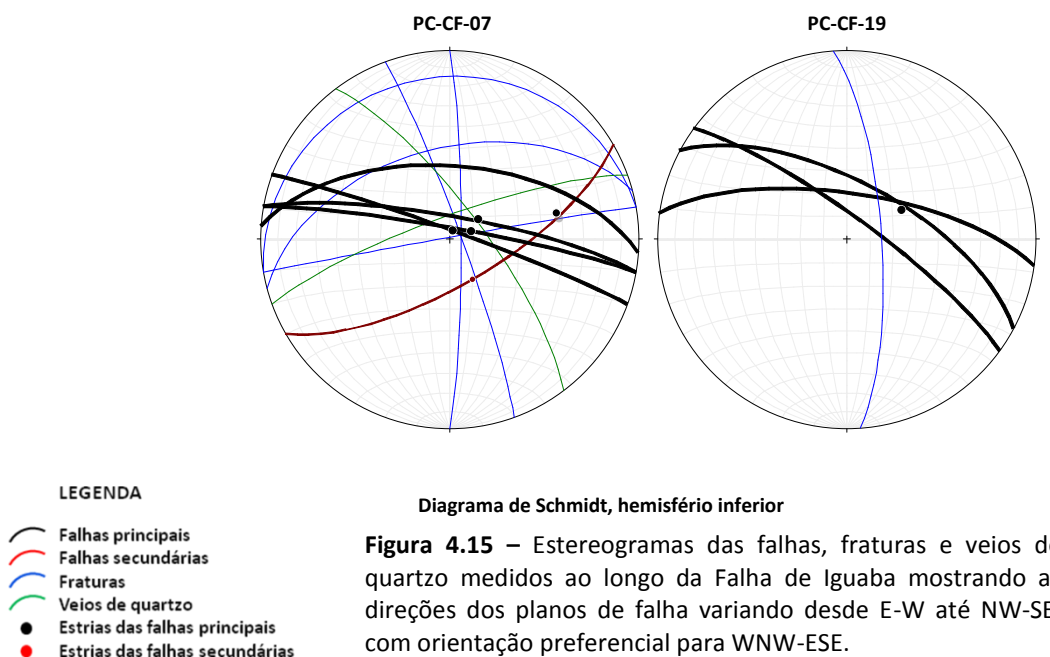


**Figura 4.14** – Estrias em plano de falha com orientação 010/80//056/75 e ressaltos, indicando movimento normal com leve componente dextral. Seta preta indicando orientação das estrias. Seta vermelha apontando para um ressalto. Ponto PC-CF-07.

Os melhores indicadores cinemáticos da Falha de Iguaba são os arrastos rúpteis na foliação do ortognaisse do ponto PC-CF-07, os quais corroboram para a hipótese de que tenha ocorrido movimento normal (**Figura 4.11**). Os arrastos rúpteis são caracterizados por um conjunto de pequenas falhas escalonadas do embasamento, paralelas à falha principal e localizadas junto ao contato com esta, causando um deslocamento em série da foliação no mesmo sentido do movimento do plano de falha. Com base nos indicadores cinemáticos encontrados e nas medidas das estrias, concluiu-se que o movimento ocorrido ao longo da Falha de Iguaba foi normal, porém com um pequeno componente dextral. Em apenas um plano de falha, do ponto PV-CF-07, foram observadas estrias e indicadores cinemáticos apontando para uma movimentação transcorrente dextral.

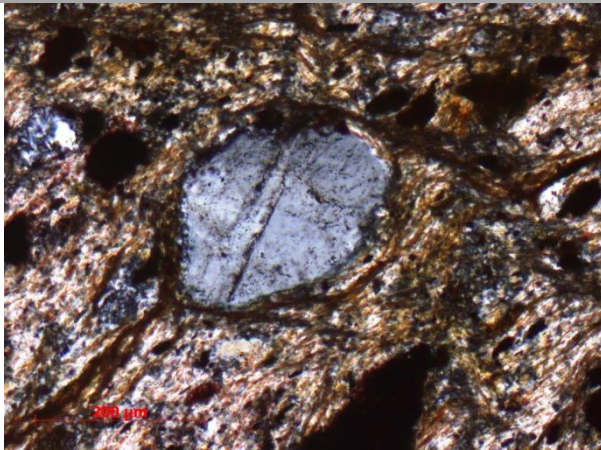
As fraturas possuem as seguintes orientações: N-S, ENE-WSW e NNW-SSE. As fraturas N-S foram encontradas nos pontos PC-CF-07 e PC-CF-19, possuem alto ângulo de mergulho e não estão associadas aos cataclasitos.

Dois veios de quartzo associados aos cataclasitos foram medidos no ponto PC-CF-07. Eles estão orientados nas direções NW-SE e ENE-WSW, ambos com alto ângulo de mergulho para NE e NNW, respectivamente (**Figura 4.15**). A orientação NW-SE do veio de quartzo em relação à falha principal WNW-ESE, juntamente com o ângulo em torno de  $45^\circ$  entre suas respectivas direções, pode indicar que ele tenha intrudido em uma fratura de tensão (T), segundo Petit (1987) durante a movimentação transcorrente (**Figura 3.7**).



#### 4.3.2.2 Análise petrográfica

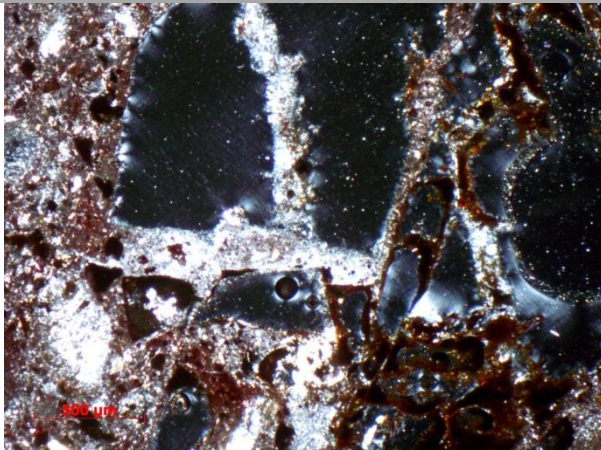
Para a análise petrográfica da Falha de Iguaba, foram confeccionadas cinco lâminas delgadas de amostras coletadas nos pontos PC-CF-07 e PC-CF-18 (**Anexo 3**). Na mesma lâmina foi possível observar desde a rocha não deformada até o ultracataclasito (**Fotos 4.23 e 4.25**), separados por contatos bruscos e com presença de óxidos de ferro. A rocha não deformada possui um fraturamento estilo *en echelon* (**Foto 4.25**). Foram identificadas duas gerações principais de brechas. A primeira aparece como clastos de paleobrecha angulosos não orientados e em contato brusco com a matriz fina, encontrados dentro do cataclasito (**Foto 4.24**). A segunda geração de brechas está em contato direto com a rocha não deformada, possui muitos clastos com formas variando de subarredondadas a angulosas dentro de uma matriz de granulometria média (**Foto 4.25**). Esta geração de brechas pode ter sido gerada em um evento onde houve uma menor percolação de fluidos, pois ainda restam microclinas fragmentadas na sua composição (**Foto 4.22**). Os cataclasitos possuem uma matriz muito fina com foliação dada pela orientação dos argilominerais (**Fotos 4.19**). Os clastos, principalmente os de quartzo, possuem contatos bruscos com a matriz, estão fragmentados e apresentam-se de diversas formas, que variam de arredondadas a angulosas (**Fotos 4.19, 4.20 e 4.21**). Clastos de quartzo fragmentado com extinção ondulante indicam uma deformação mais intensa (**Foto 4.20**). Alguns clastos de quartzo encontram-se rotacionados pela foliação constituída pelos argilominerais presentes na matriz (**Foto 4.19**). Foram identificadas bandas de cisalhamento com superfícies análogas às superfícies SC, típicas de deformações no campo dúctil, formada pelo fluxo cataclástico na matriz, indicando movimento dextral (amostra orientada) (**Foto 4.23**). As superfícies C são paralelas à zona principal de cisalhamento, enquanto que as superfícies S são perpendiculares ao eixo menor do elipsóide de deformação e seu aspecto sigmoidal indica o sentido do movimento.



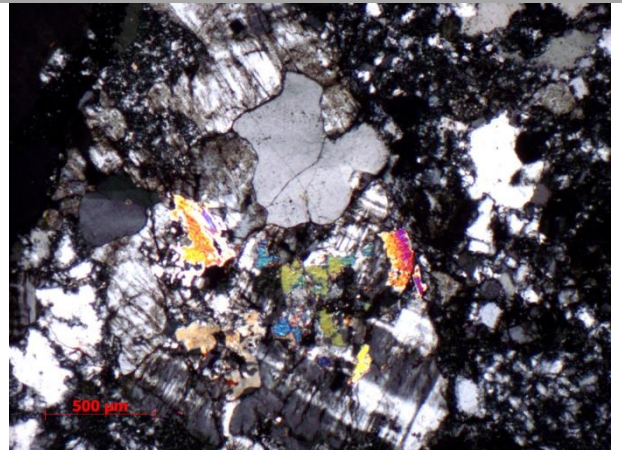
**Foto 4.19** - Grão de quartzo rotacionado circundado pela foliação dada pelos argilominerais presentes na matriz. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07A.



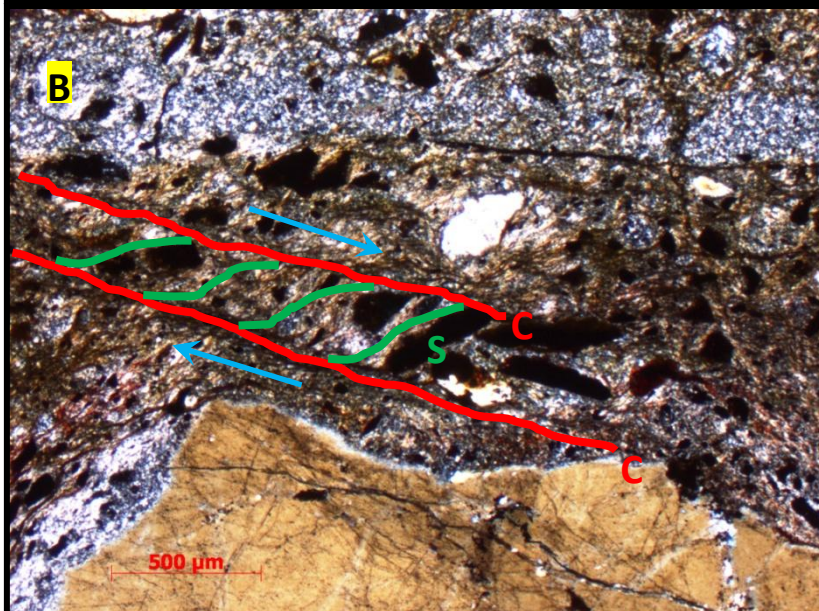
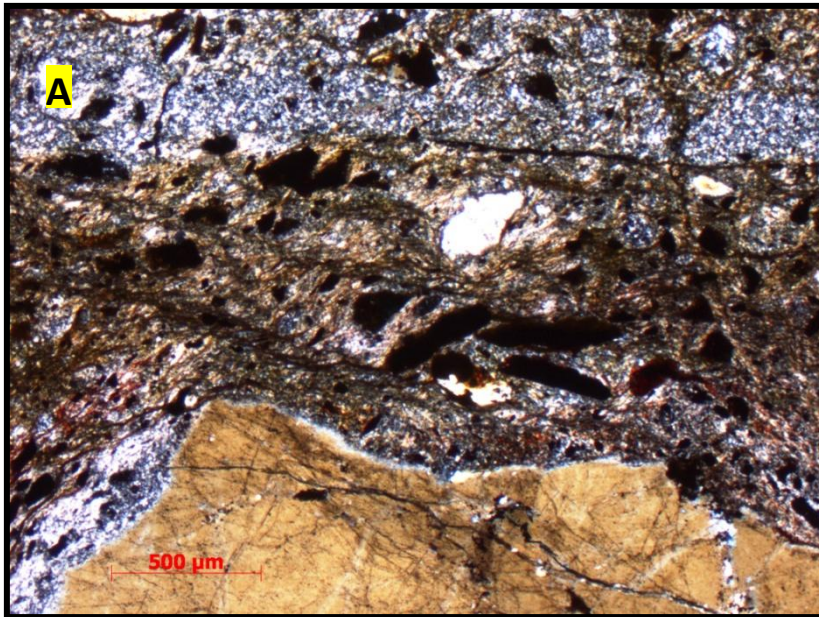
**Foto 4.20** - Porfiroclasto de quartzo fragmentado com extinção ondulante. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07A.



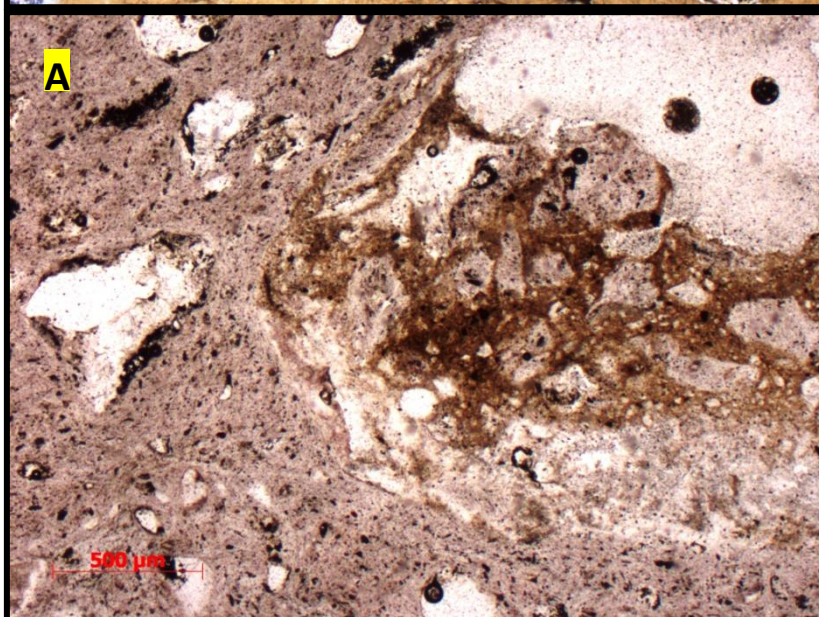
**Foto 4.21** - Cataclasito com clastos de quartzo angulosos e fragmentados de diversos tamanhos em meio a uma matriz fina. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07D.



**Foto 4.22** - Brecha com presença de microclina entre seus clastos. Clastos fragmentados subarredondados a angulosos. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07E.

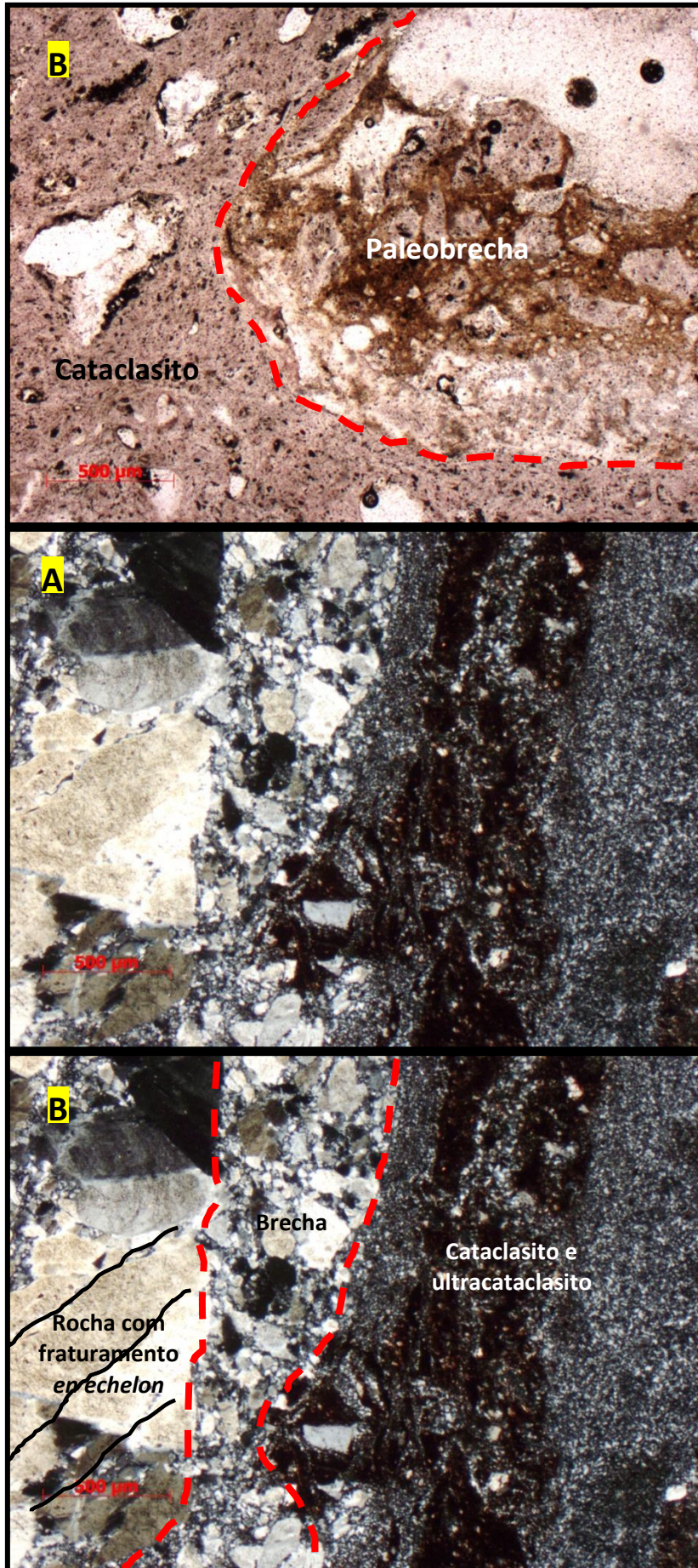


**Foto 4.23 – A** - Superfícies SC em fluxo cataclástico indicando movimento dextral (amostra orientada). Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07A. **B** – interpretação.



**Foto 4.24 – A** - Clasto de paleobrecha dentro do cataclasito. Grãos angulosos. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-07A. **B** – interpretação.





**Foto 4.25 – A** - Variação de deformação. Rocha não deformada com fraturamento tipo *en echelon* (esquerda) gradando para brecha e cataclasito/ultracataclasito (direita). Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-07C. **B** – interpretação.

#### 4.3.3 Falha da Ponta da Baleia

A Falha da Ponta da Baleia foi identificada nos pontos PC-CF-12, PC-CF-13, PC-CF-14, PC-CF-15, PC-CF-36 e PC-CF-37 (**Anexo 3**). Sua direção é ENE-WSW. Sua extensão em terra é de 2,6 Km. No sentido leste, assumindo-se que esta falha tenha sido truncada por um falha NW-SE, pois ela não possui continuidade para leste desta falha, pressupõe-se que sua extensão seja de aproximadamente mais 4 Km ao longo da Lagoa de Araruama. Já no sentido oeste, não é possível determinar sua continuidade ao longo da Lagoa de Araruama, pois não há afloramentos, apenas depósitos litorâneos (**Anexo 3**). A não existência de afloramentos a oeste da Falha da Ponta da Baleia pode ser um indício de que esta falha não possua continuidade sob os depósitos litorâneos, já que foi constatado na área deste estudo que, geralmente, as rochas de falha apresentam-se sustentando terrenos, devido a sua alta resistência aos processos intempéricos (**Figura 4.3 e Anexo 2**). Levando-se estes critérios em consideração, a Falha da Ponta da Baleia possui uma extensão mínima de aproximadamente 7 km e máxima de 14 km. Com relação a sua largura, pode alcançar cerca de 200 m. Esta falha está sustentando os morros do local, todos retilíneos na direção ENE-WSW (**Anexo 3**).

Os afloramentos são compostos por brechas silicificadas e, no geral, não possuem um intenso fraturamento, exceto próximo ao contato com a rocha encaixante, um ortognaisse bandado migmatítico com foliação subhorizontal e forte lineação de estiramento. No ponto PC-CF-12 a zona de falha possui uma largura de aproximadamente 20 m. Esta zona possui poucos planos de falha e há muitos blocos de brecha rolados ao longo de seu traçado (**Figura 4.16**).

No ponto PC-CF-13, a largura da zona de falha é de cerca de 25 m, nela existem falhas e fraturas com diversas orientações, sendo as falhas ENE-WSW, as mais persistentes e preenchidas por cataclasitos de até 1 cm de largura. Perto do contato com a zona brechada, a encaixante vai ficando cada vez mais deformada e caulinizada. O ponto PC-CF-14 possui muitos blocos de brechas alinhados marcando a orientação dos morros. Alguns planos de falhas puderam ser observados em pequenas partes aflorantes de brechas no chão, mas não é possível garantir que estas brechas estejam em sua posição original. O ponto PC-CF-15 foi feito em uma ilha composta por brechas e cercada por sedimentos litorâneos, onde

existe um morro denominado Morro dos Macacos, porém não foi possível chegar perto dos afloramentos para fazer medições estruturais (**Figura 4.17**).

Os pontos PC-CF-36 e PC-CF-37 estão localizados nos topos dos morros e as medidas estruturais foram feitas em pequenas partes aflorantes de brechas ao longo da estrada que corta estes morros.



**Figura 4.16** – Falha da Ponta da Baleia. Planos de falhas normais em brechas com orientação 345/45//340/44 e blocos de brechas. Ponto PC-CF-12.



**Figura 4.17** – Ilha composta por brechas (Morro dos Macacos). Ponto PC-CF-15.

#### 4.3.3.1 Análise estrutural

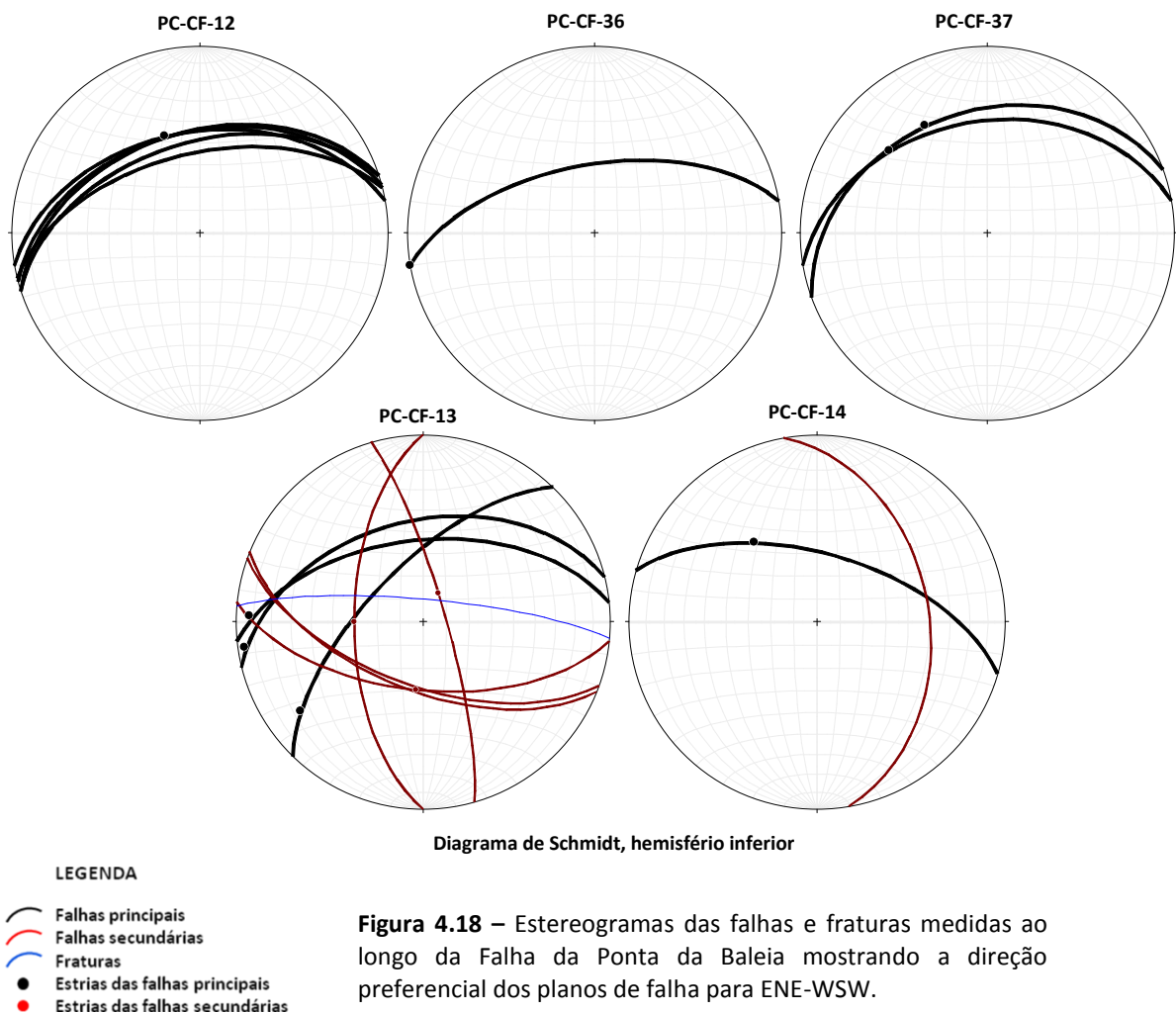
Os planos de falhas foram medidos nos pontos PC-CF-12, PC-CF-13, PC-CF-14, PC-CF-36 e PC-CF-37 (**Anexo 4**). As medidas mostram que as falhas principais possuem orientações muito semelhantes, com ângulos de mergulho intermediários para NNW, exceto por uma falha no ponto PC-CF-14 com mergulho para NNE (016/60) e outra no ponto PC-CF-13 com mergulho para NW (314/66). Nestes mesmos pontos foram observadas falhas com ângulos de mergulho intermediários para W, E, SE e S, além de uma falha com alto ângulo de mergulho para ENE. Também foi observada uma falha com cataclasito de até 1 cm de largura e com orientação 005/80 no ponto PC-CF-13 (**Figura 4.18**).

No ponto PC-CF-13 as falhas N-S cortam as falhas E-W que, por sua vez, cortam as falhas NNW-SSE. No ponto PC-CF-14 a falha WNW-ESE corta a falha NNW-SSE. Com base nesta informação, pode-se concluir que as falhas N-S são as mais recentes, pois cortam todas as falhas. As falhas E-W e WNW-ESE talvez pertençam ao mesmo evento e cortam as falhas NNW-SSE, as mais antigas.

As estrias são caracterizadas por sulcos e ranhuras e, grande parte delas, não é bem marcada nas superfícies dos planos de falha, assim como os indicadores cinemáticos. Estes foram identificados no ponto PC-CF-12, na forma de ressaltos interpretados como degraus congruentes (Doblas *et al.*, 1997; Doblas, 1998) (**Figuras 3.12 - 3b, 3.13 – ST 4 e Tabela 3.1**). No ponto PC-CF-13, existe uma falha transcorrente sinistral NE-SW com o ângulo em torno de 30° da direção da falha principal ENE-WNW também transcorrente sinistral (**Figura 4.18**). Por possuírem o mesmo sentido de movimento, isto poderia indicar que a falha secundária seja uma fratura de cisalhamento sintética (R), segundo Petit (1987) (**Figura 3.7**). Nos locais onde os indicadores cinemáticos não foram identificados foi preciso levar consideração, para análise cinemática, os indicadores cinemáticos descritos acima, que apontam para um movimento normal e/ou sinistral. As medidas das orientações das estrias, considerando que houve uma movimentação normal, mostram resultados um pouco diferentes em cada um dos cinco pontos analisados.

A seguir é apresentado um resumo dos tipos de movimentos ocorridos em cada ponto (pontos ordenados de oeste para leste):

- PC-CF-12 - puramente normal.
- PC-CF-36 - puramente transcorrente (como não há indicadores cinemáticos de sentido, não foi possível definir se a movimentação foi dextral ou sinistral).
- PC-CF-37 - normal com componente lateral sinistral.
- PC-CF-13 - lateral sinistral, com pequeno componente normal.
- PC-CF-14 – normal com componente lateral sinistral.

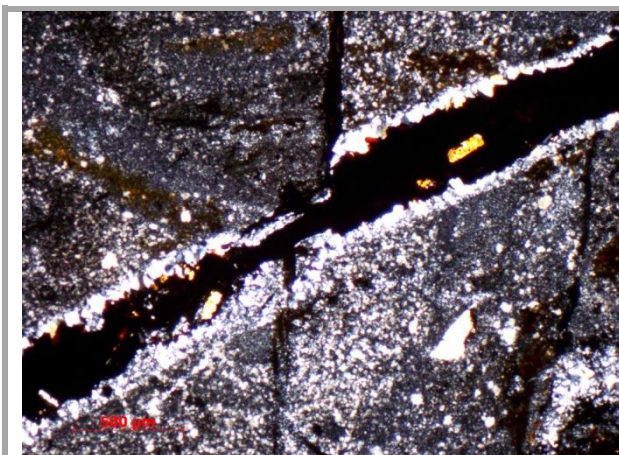


Observa-se uma alternância entre movimentação normal e transcorrente entre os pontos. Existem duas hipóteses que podem explicar este fato. A primeira é a de que a Falha da Ponta da Baleia seja uma zona irregular de falha transcorrente, logo, a movimentação ao longo dela ocorreu de forma diferenciada em cada ponto, de

acordo com a variação de sua geometria (**Figura 4.9**). A segunda hipótese é a de que houve dois pulsos que deixaram diferentes impressões nas rochas de falha, um transcorrente sinistral e outro oblíquo normal com pequeno componente sinistral. A segunda hipótese é a mais aceita, quando comparada aos resultados encontrados nas outras falhas deste sistema, os quais indicam a ocorrência de, no mínimo, dois eventos deformacionais, um mais transcorrente e outro mais normal.

#### 4.3.3.2 Análise petrográfica

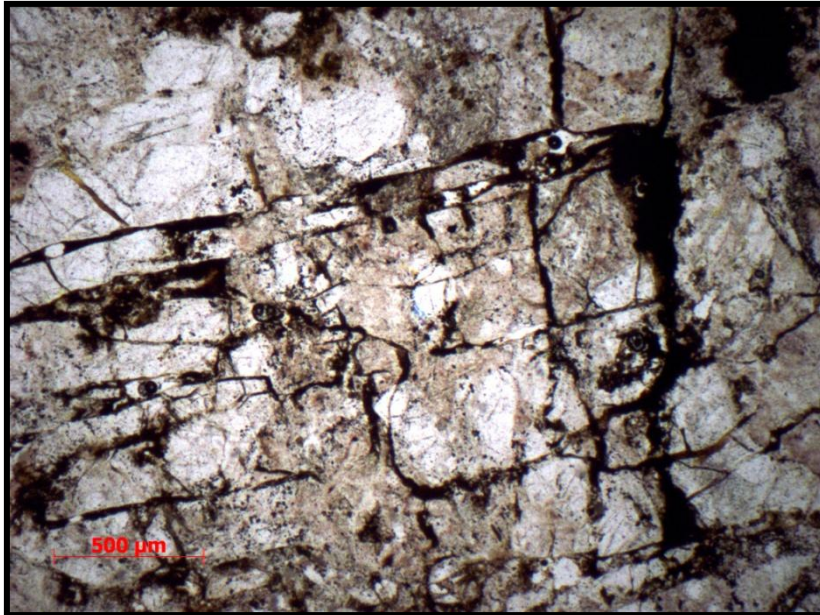
Foram confeccionadas duas lâminas delgadas de amostras coletadas na Falha da Ponta da Baleia nos pontos PC-CF-13 e PC-CF-15 (**Anexo 3**). As rochas de falha são representadas por brechas e cataclasitos muito fraturados (**Fotos 4.27, 4.28 e 4.29**). A matriz é fina, homogênea e sem orientação, com presença de óxidos de ferro disseminados e preenchendo microfraturas (**Foto 4.26**). Os clastos, em sua maioria, são de quartzo, angulosos a subarredondados, não orientados, muito fragmentados, possuindo contatos bruscos com a matriz (**Fotos 4.27 e 4.29**). Foram observados conjuntos de fraturas sistemáticas e ortogonais entre si em algumas partes das lâminas (**Fotos 4.28 e 4.29**). Não foi observada uma segunda geração de brechas ou cataclasitos.



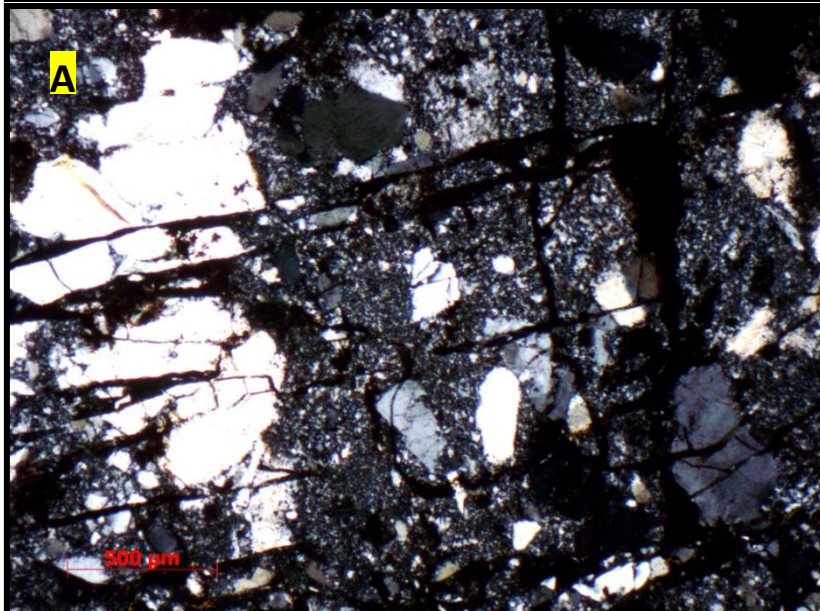
**Foto 4.26** - Microfalha em cataclasito deslocando fratura preenchida por quartzo microcristalino nas bordas. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-13A.



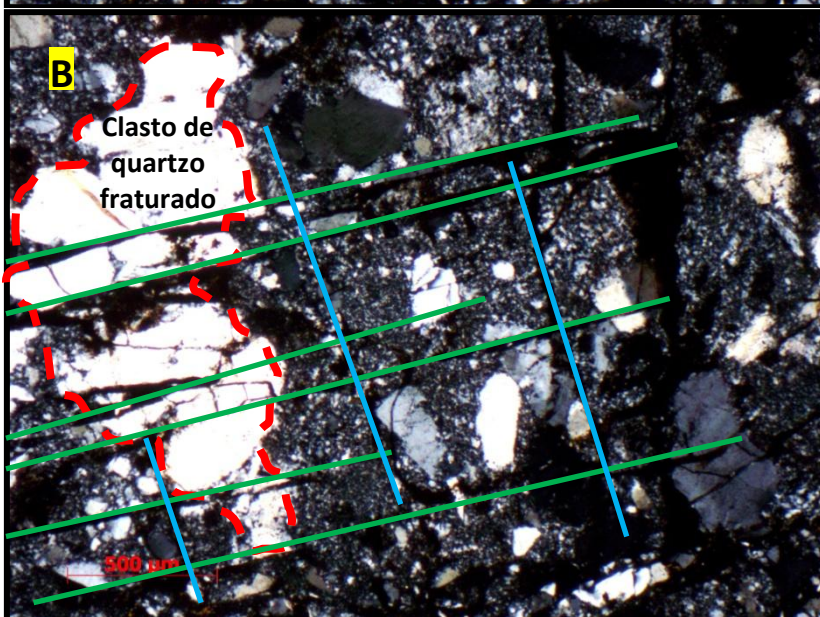
**Foto 4.27** - Grãos de quartzo muito fraturados em meio a uma matriz fina sem orientação. Clastos subarredondados a angulosos. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-15.



**Foto 4.28 – A** - Brecha muito fragmentada com conjuntos de fraturas sistemáticas e ortogonais entre si. Matriz fina, sem orientação e com clastos subarredondados a angulosos. Clastos de quartzo fraturados. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-15.



**Foto 4.29 – A** - Foto 4.28 com nicóis cruzados. **B** - interpretada.



#### 4.3.4 Falha do Morro do Mico e falhas associadas

A Falha do Morro do Mico foi mapeada nos pontos PC-CF-11, PC-CF-16, PC-CF-27, PC-CF-34. Suas falhas associadas foram mapeadas no ponto PC-CF-17 (**Anexo 3**).

A Falha do Morro do Mico possui direções principais para ENE-WSW (**Anexo 3**), definindo a orientação do Morro do Mico, que é sustentado por uma zona de brechas e cataclasitos (Machado, 2009). A extensão desta falha é de aproximadamente 5,5 km. Esta falha pode ser deslocada a oeste por uma falha NW-SE, pois não foi observada a sua continuidade. A leste da Falha do Morro do Mico há diques de diabásio NE-SW orientados (**Anexo 3**). A largura da zona de falha pode variar de cerca de 80 cm a 150 m (Machado, 2009). A mesma autora também identificou no mapa duas zonas brechadas subordinadas à zona de falha principal com orientação WNW-ESE e espessura de até 200 m (**Anexo 3**).

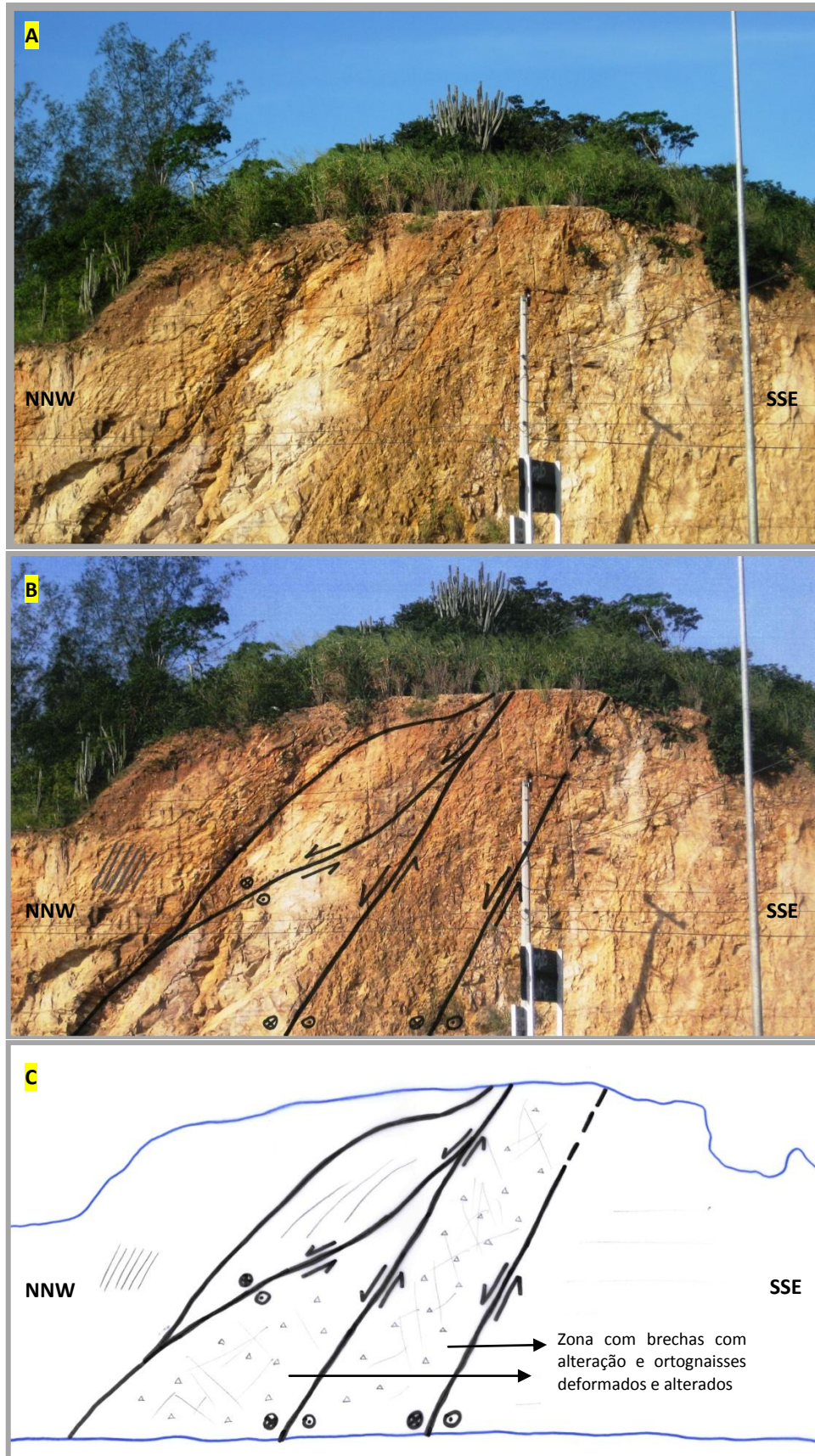
A seguir estão descritas as zonas de falha relacionadas à Falha do Morro do Mico. No ponto PC-CF-11 a zona de falha possui cerca de 10m de largura (**Figura 4.20**), as brechas estão silicificadas e seus planos de falhas estão preenchidos por cataclasitos de até 10 cm de espessura e com foliação (**Figuras 4.19 A, B e 4.23**). Em um dos planos de falha é possível observar cristais de quartzo de até 1 cm de diâmetro (**Figura 4.19 C**). Os ortognaisses, na zona de falha, estão intensamente fraturados (**Figura 4.23**) e com sinais de alteração derivados de fluidizações pós-falhamento e também de um intemperismo recente (**Figuras 4.19 D e 4.22**). No ponto PC-CF-27, as brechas afloram na Ilha Palmer, onde foi possível observar apenas um plano de falha. No ponto PC-CF-16 foi possível observar apenas blocos de brechas. No ponto PC-CF-34, está exposta uma zona fraturada de aproximadamente 200 m que segue paralela à orientação da falha. O embasamento, composto por ortognaisses, está muito fraturado e alterado. Existem subzonas intensamente fraturadas ao longo do afloramento e, dentro destas zonas, existem cataclasitos de até 50 cm de espessura. Cataclasitos, com espessuras que variam de 1 a 10 cm, estão presentes ao longo de todo o embasamento fraturado, além de possuírem veios de quartzo associados.



As Falhas associadas, caracterizadas no ponto PC-CF-17, possuem uma zona fraturada com cerca de 8 m de espessura (**Figura 4.21**). Estas falhas formam alinhamentos no topo do Morro do Mico. A falha principal é preenchida por cataclasito, que na sua base, chega a ter cerca de 50 cm de espessura. Esta falha coloca em contato o ortogneisse do embasamento (Complexo Região dos Lagos) e o ortoanfibolito (Unidade Forte de São Mateus). No ortogneisse existem conjuntos de falhas secundárias com cataclasitos (com poucos centímetros de espessura) associadas à falha principal. No ortoanfibolito existem falhas em padrão dominó contemporâneas ao falhamento (**Figura 4.21**).



**Figura 4.19** – **A** – Zonas de cataclasitos de até 1 cm indicadas pelas setas. **B** – Zona de cataclasito em detalhe indicada pela seta. **C** – Crescimento de cristais pós cinemáticos no plano de falha. **D** - Rocha de falha intensamente alterada devido à percolação de fluidos e intemperismo recente. Ponto PC-CF-11.



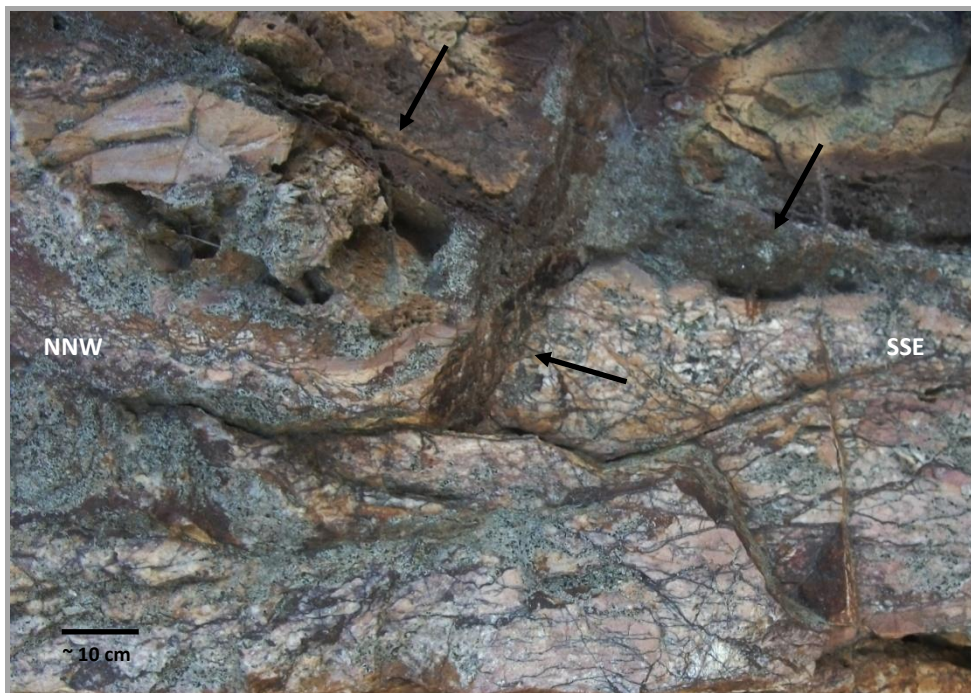
**Figura 4.20** – A – Falha do Morro do Mico. Falhas oblíquas normais com pequenos componentes dextrais que separam brechas com alteração e ortognaisses intensamente deformados e alterados de ortognaisses sem deformação. Orientações para 342/65//010/62. Presença de zonas cataclásticas centimétricas com foliação incipiente. Ponto PC-CF-11. B – foto A interpretada. C – somente interpretação.



**Figura 4.21** – A - Falha do Morro do Mico (conjugada). Falha principal sinistral com componente normal e orientação 032/50//315/15 preenchida por cataclasitos. Esta falha coloca em contato o ortognaisse do embasamento (Complexo Região dos Lagos) e o ortoanfibolito (Unidade Forte de São Mateus). Zona de cataclasitos com cerca de 50 cm de largura na base. No ortognaisse existe um set de falhas secundárias transcorrentes com pequeno componente normal e outro set de falhas normais, ambos relacionadas à falha principal, assim como, as falhas em dominó no ortoanfibolito. Ponto PC-CF-17. B – Foto A interpretada. C – Somente interpretação.



**Figura 4.22** – Falha com orientação 342/51//358/50. Ortognaisses caulinizados. Ponto PC-CF-11.



**Figura 4.23** – Gnaiss intensamente fraturado cortado por níveis centimétricos de cataclasito (com foliação). Ponto PC-CF-11.

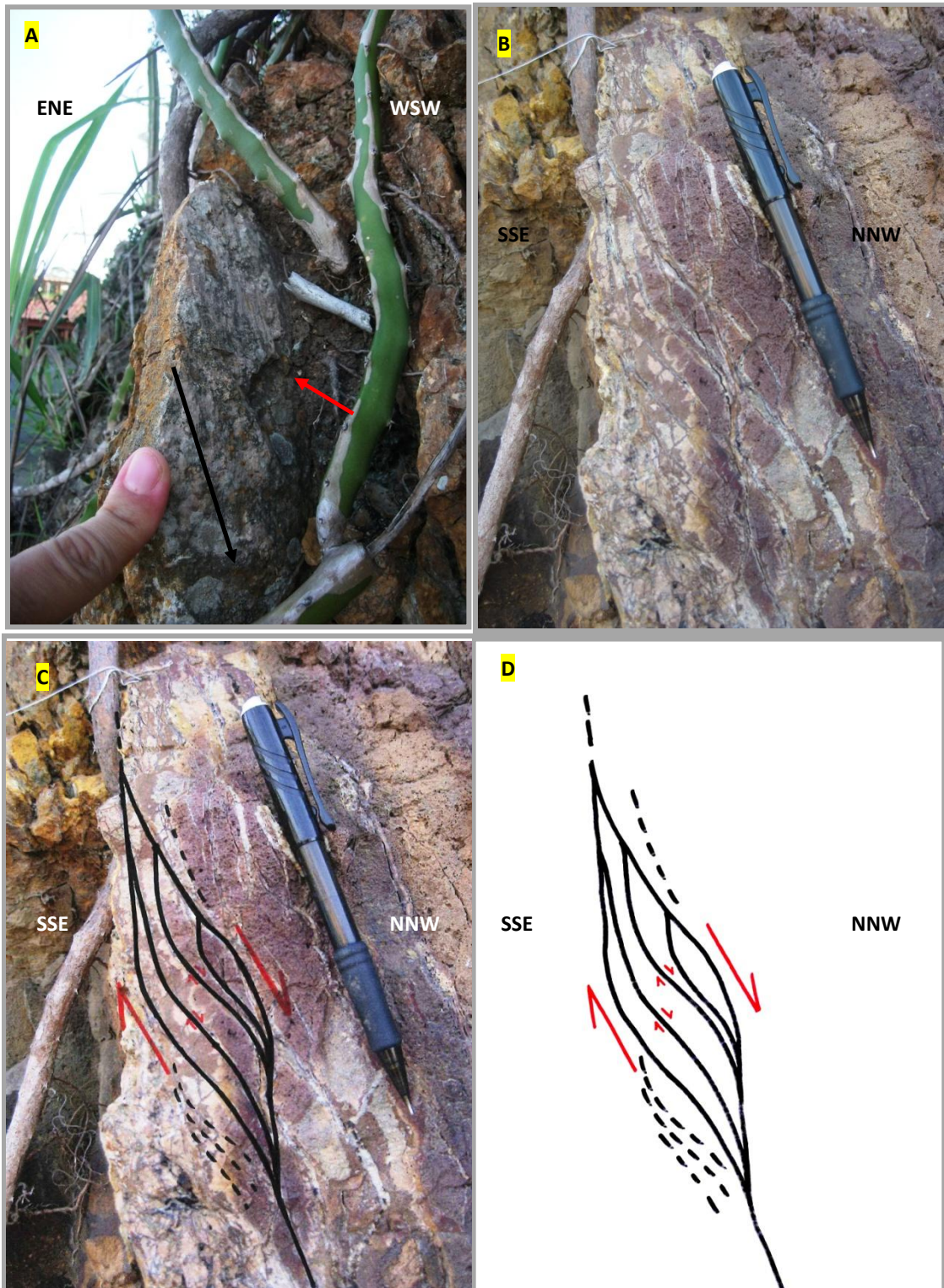
#### 4.3.4.1 Análise estrutural

Falha do Morro do Mico - Os planos principais desta falha possuem mergulhos intermediários a altos para NNW (**Anexo 4 e Figura 4.26**). Além das falhas principais, falhas secundárias subparalelas às falhas principais foram observadas nos pontos PC-CF-11 (**Figura 4.20**) e PC-CF-34 (**Anexo 4**). Duas falhas WNW-ESE com ângulo de mergulho intermediário para ENE, falhas NNE-SSW com ângulos de mergulho que variam de verticais a subhorizontais para ESE e uma falha N-S com ângulo de mergulho subhorizontal para E também foram observadas (**Figura 4.26**).

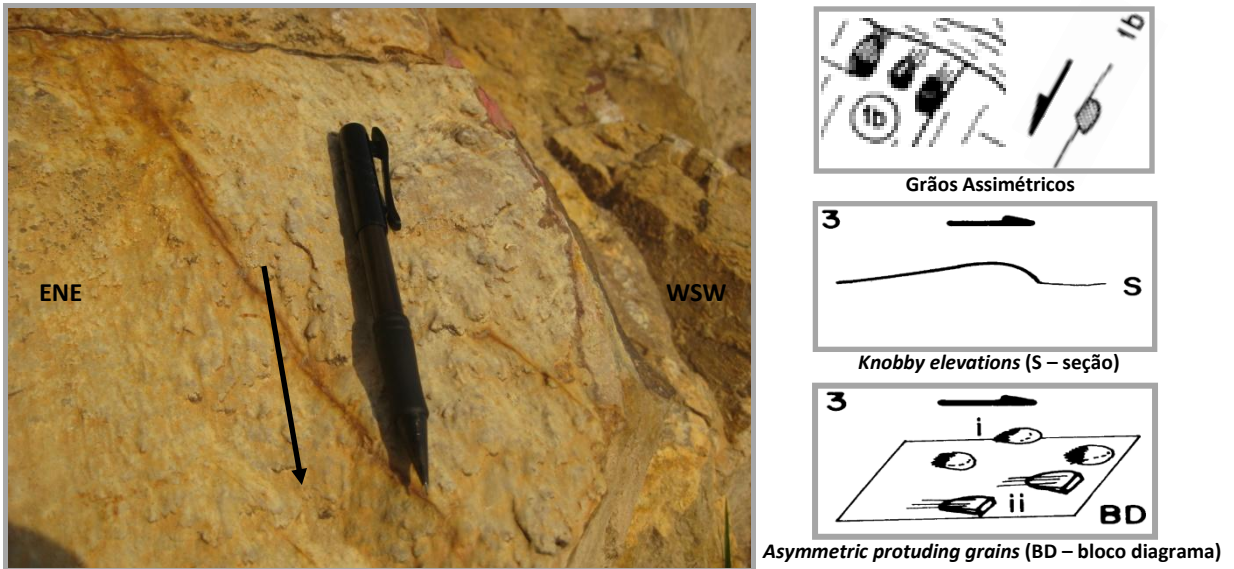
As estrias das falhas principais são caracterizadas por sulcos e ranhuras (**Figura 4.24 A**). Possuem atitudes diferentes, indicando que podem ter sido formadas em eventos distintos. As estrias mais antigas possuem baixa obliquidade para NE e as mais novas, que estão em planos mais polidos, possuem alta obliquidade para NNW (**Figura 4.24 A**). Três tipos de indicadores cinemáticos foram observados ao longo desta falha, são eles: ressaltos, interpretados como degraus congruentes (Doblas *et al.*, 1997; Doblas, 1998) (**Figuras 3.12 - 3b, 3.13 – ST 4 e Tabela 3.1**), conjunto de microfalhas sigmoidais no cataclasito (**Figura 4.24 B, C e D**) e um outro, que pode ser classificados como: Grãos Assimétricos (Doblas *et al.*, 1997), elevações assimétricas denominadas “*Knobby Elevations*” ou elementos deformados denominados “*Asymmetric protruding grains*” (Doblas, 1998) (**Figura 4.25**).

Com base no estudo das estrias em conjunto com os indicadores cinemáticos observados, foi possível concluir que ocorreram dois movimentos principais ao longo desta falha. O mais antigo foi transcorrente dextral e o mais novo foi normal radial ou com um pequeno componente dextral. Cabe ressaltar que as microfalhas sigmoidais e os ressaltos foram observados apenas nas falhas normais.

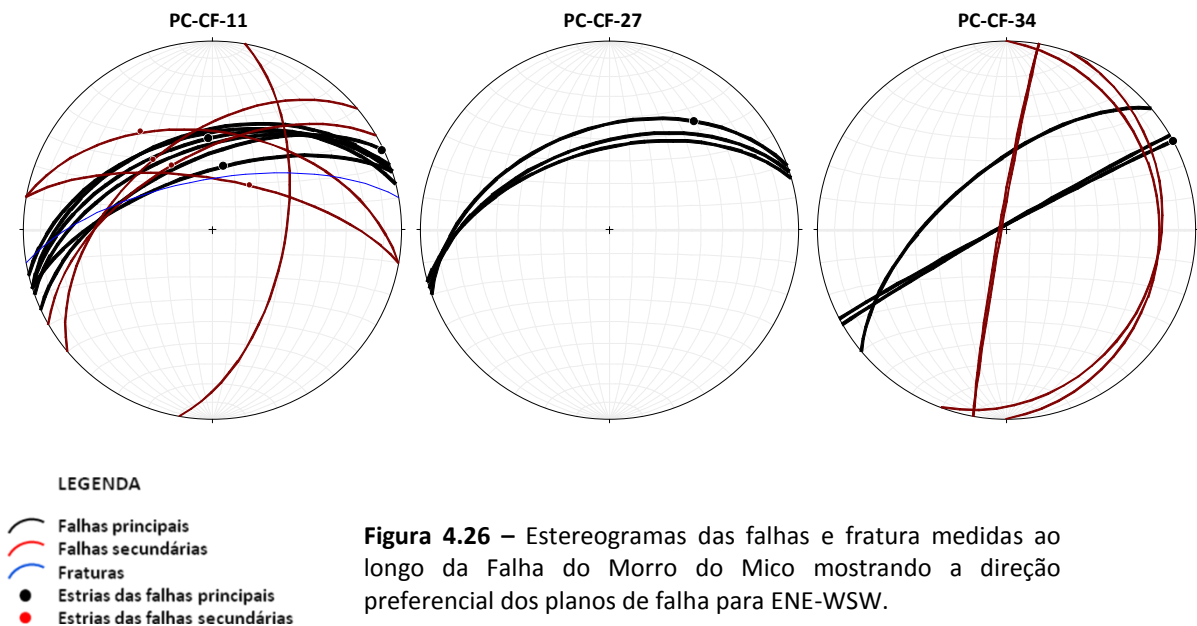
Também foram identificados estrias e ressaltos nas falhas secundárias subparalelas às falhas principais, permitindo concluir que a movimentação ocorrida ao longo destas falhas e foi normal e que duas falhas WNW-ESE não estão relacionadas ao mesmo evento, pois mostram sentidos de movimentos opostos (**Figura 4.26**), ou seja, uma falha sofreu movimentação normal com pequeno componente dextral e a outra sofreu movimentação normal sinistral.



**Figura 4.24** – **A** – Estrias *down-dip* em plano de falha com orientação 342/51//358/50 e ressaltos (Seta preta indica caimento das estrias e seta vermelha aponta para alguns ressaltos). Ponto PC-CF-11. **B** – Microfalhas sigmoidais encontradas no cataclasito dentro da zona de brecha principal mostrando movimento normal. Ponto PC-CF-11. **C** – Foto B interpretada. **D** – Somente interpretação.



**Figura 4.25** – Indicadores cinemáticos no plano de falha principal mostrando movimentação paralela ao mergulho. Podem ser classificados como: Grãos Assimétricos (1b) segundo Doblas *et al.* (1997), elevações assimétricas denominadas “Knobby Elevations” (AE – 3) ou elementos deformados denominados “Asymmetric protruding grains” (DE – 3), ambos segundo Doblas (1998).



**Figura 4.26** – Estereogramas das falhas e fratura medidas ao longo da Falha do Morro do Mico mostrando a direção preferencial dos planos de falha para ENE-WSW.

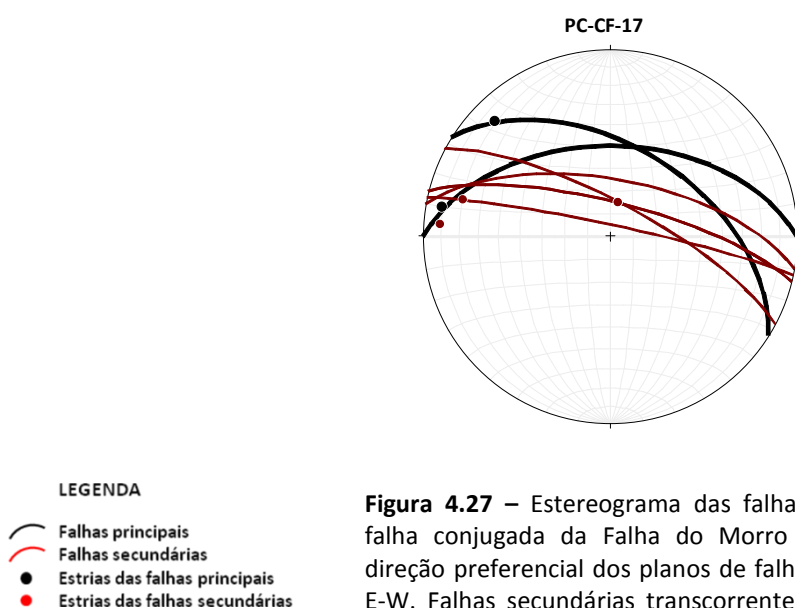
Falhas associadas - o plano principal de uma das falhas associadas foi medido no ponto PC-CF-17. O plano principal desta falha possui mergulho intermediário para NNE (Figuras 4.21, 4.27 e Anexo 4).

As estrias desta falha não estão bem marcadas, porém foi possível observá-las, em alguns pontos, na forma de sulcos e ranhuras. Elas possuem baixa obliquidade para WNW e NW (Figura 4.27), indicando transcorrência. Assim como as

estrias, os indicadores cinemáticos são muito difíceis de serem encontrados nesta falha, pois não são bem marcados. Alguns ressaltos foram observados, indicando movimentação transcorrente sinistral, porém estes indicadores cinemáticos não podem ser considerados confiáveis, logo, a interpretação da movimentação ocorrida ao longo desta falha também levou em conta a interpretação regional da área.

Falhas secundárias foram desenvolvidas concomitantemente ao desenvolvimento da falha principal (**Figura 4.21**). Um set de falhas secundárias é paralelo à falha principal e possui estrias horizontais, porém estas estrias não são bem marcadas nas superfícies das falhas. Considerando que este set é associado à falha principal, foi interpretado como transcorrente sinistral, com pequeno componente normal. O outro set de falhas, também associado à falha principal, possui estrias com alta obliquidade, mostrando movimento normal.

Considerando que a Falha do Morro do Mico é uma falha ENE-WSW com componente dextral, a falha WNW-ESE transcorrente sinistral foi, então, interpretada como sua conjugada (Stearns, 1968 *apud* Twiss & Moores, 2007) (**Figura 3.6**). Machado (2009) havia concluído que os dois sistemas ENE-WSW e WNW-ESE, por ela denominados N70E-S70W e N60W-S60E, respectivamente, são contemporâneos e os mais jovens na área. A mesma autora concluiu que um sistema N-S, por ela identificado, apesar de cortar os sistemas mais jovens, seria derivado de reativações de falhas mais antigas.

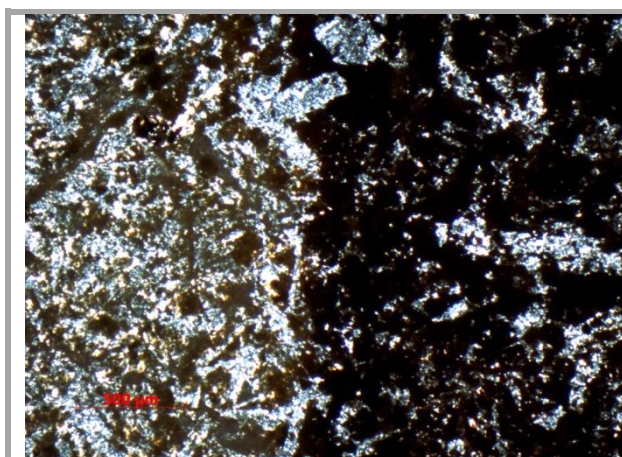


**Figura 4.27** – Estereograma das falhas medidas ao longo da falha conjugada da Falha do Morro do Mico mostrando a direção preferencial dos planos de falha variam entre NW-SE e E-W. Falhas secundárias transcorrentes e normais paralelas à falha principal.

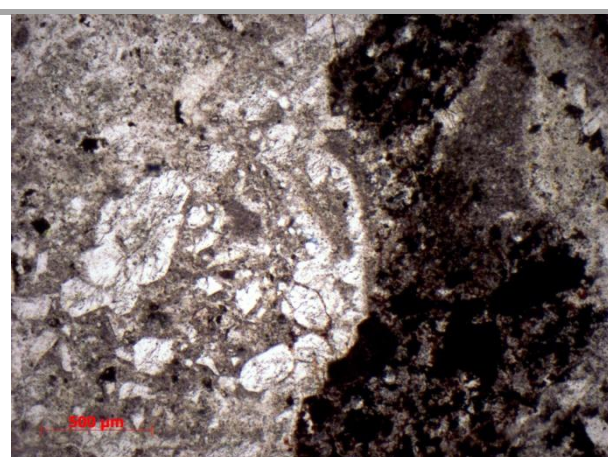


#### 4.3.4.2 Análise petrográfica

Foram confeccionadas quatro lâminas delgadas de amostras coletadas na Falha do Morro do Mico, nos pontos PC-CF-11 e PC-CF-27 (**Anexo 3**). Foram identificados cataclasitos e brechas em contato brusco (**Foto 4.31**). Os cataclasitos apresentam-se muito alterados com uma matriz muito fina, sem orientação e poucos clastos, também não orientados (**Foto 4.30**). Possuem muita percolação de óxidos de ferro em algumas partes, alterando substancialmente a cor da amostra de mão e em lâmina para um marrom bem escuro (**Foto 4.30**). As microfraturas estão preenchidas por óxidos de ferro. Os clastos são, em sua maioria, de quartzo e possuem uma forma variando de subarredondados a angulosos, alguns estão fraturados (**Foto 32 e Foto 4.33**). As brechas também possuem uma matriz fina e sem orientação de seus grãos (**Fotos 4.31 e 4.34**). O contato dos clastos com a matriz é brusco. A percolação de óxidos de ferro nas brechas é menos intensa do que nos cataclasitos. Foi observado um clasto anguloso de paleobrecha dentro do cataclasito (**Foto 4.34**), com clastos angulosos a subarredondados, indicando que o cataclasito faz parte de uma segunda geração de eventos que deformou a brecha.



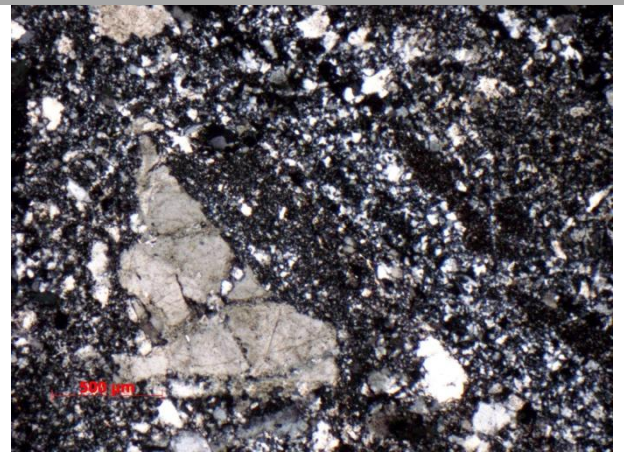
**Foto 4.30** – Cataclasito com muita alteração. Parte preta (direita) indica percolação de óxido de Fe. Nicóis cruzados. Lâmina PC-CF-11A.



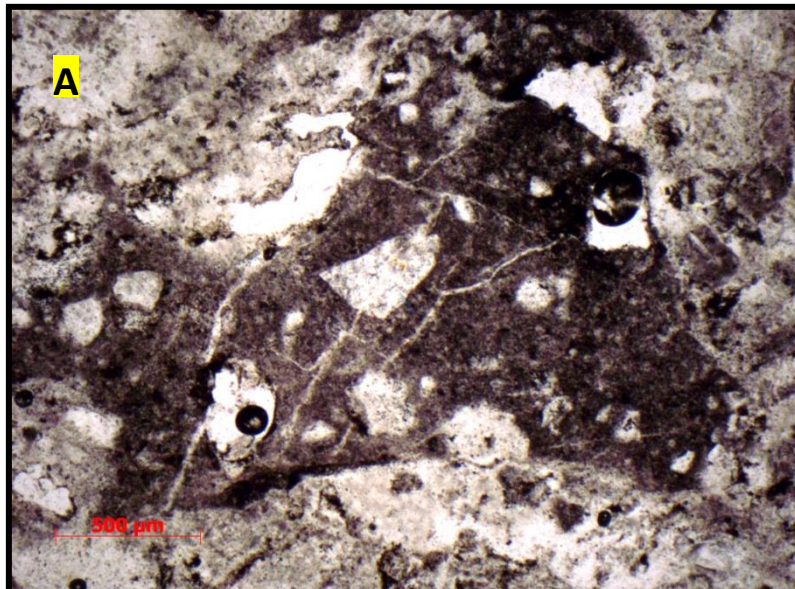
**Foto 4.31** - Brecha (esquerda) em contato com cataclasito (direita). Clastos subarredondados. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-11B.



**Foto 4.32** - Cataclasito com matriz fina e grãos de quartzo fragmentados subarredondados a angulosos. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-27B.



**Foto 4.33** - Foto 4.32 com nicóis cruzados.



**Foto 4.34** - **A** - Clasto angular de paleobrecha com clastos angulosos a subarredondados dentro do cataclasito. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-11B. **B** - interpretada.

#### 4.3.5 Falha da Fazenda São João e Falha NW-SE

A Falha da Fazenda São João foi mapeada nos pontos PC-CF-23 e PC-CF-24 e a Falha NW-SE foi mapeada apenas no ponto PC-CF-24 (**Anexo 3**). A Falha da Fazenda São João possui direção ENE-WSW. É pequena quando comparada às outras falhas mapeadas neste estudo, pois possui uma extensão de apenas 1,3 km. É limitada a oeste pela Falha NW-SE e a leste dela não há registros de outras falhas mapeadas (**Anexo 3**). Esta ausência de falhas a leste da Falha da Fazenda São João pode ser notada ao longo de uma grande área com orientação NW-SE e aproximadamente 4,5 Km de largura por 5,8 Km de extensão (**Anexo 3**). Uma hipótese para esta não continuidade da falha é a de que neste local possa existir um baixo estrutural com orientação NW-SE e preenchido por sedimentos, onde seu limite oeste seria a Falha NW-SE. A Falha NW-SE possui uma extensão mínima de aproximadamente 9,5 km e pode ser responsável por deslocar as falhas da Fazenda São João, Bico Preto, Ponta da Baleia e Morro do Mico ao longo da margem leste da Lagoa de Araruma, a qual é controlada por esta falha (**Anexo 3**).

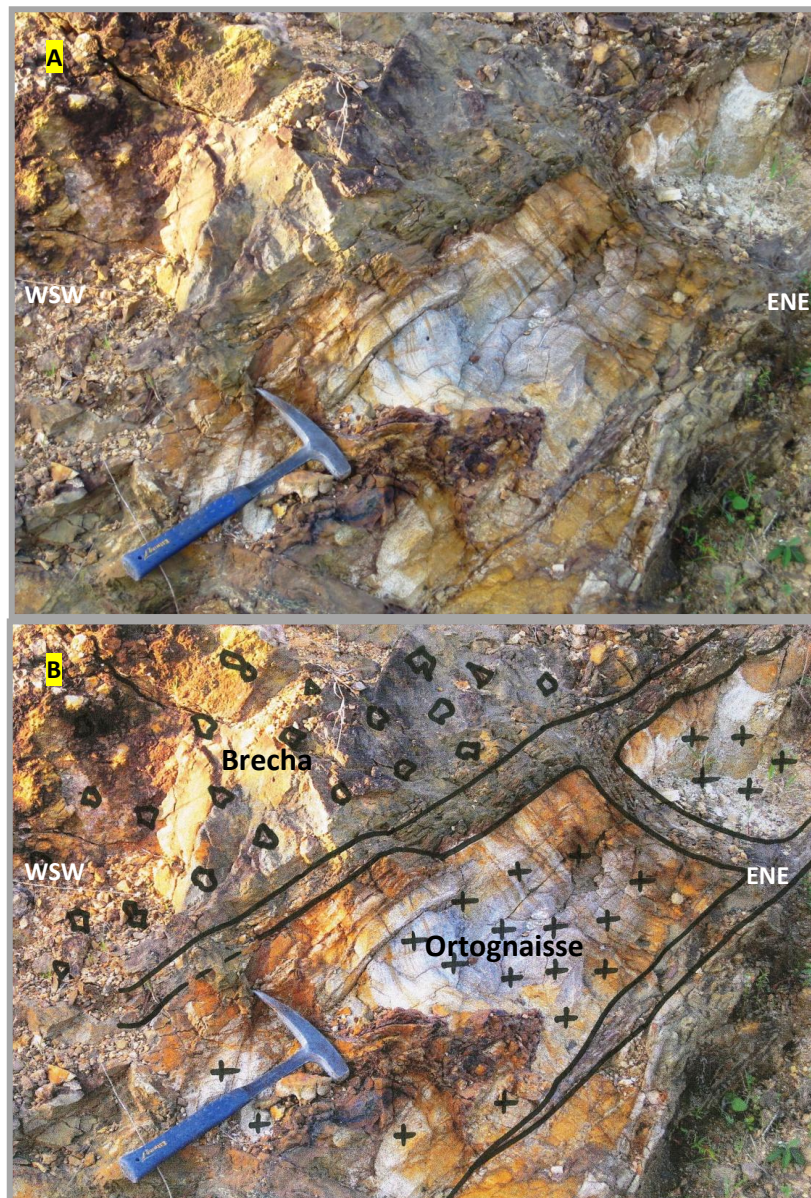
No ponto PC-CF-24 é possível observar a Falha NW-SE interceptando a Falha da Fazenda São João. Ambas são compostas por afloramentos com até 4 m de largura e blocos de brechas alinhados na direção NW-SE e ENE-WSW (**Figura 4.28**), respectivamente.



**Figura 4.28** – Falha da Fazenda São João. Afloramento e blocos de brechas encontrados em topo de morro alinhados na direção ENE-WSW. Ponto PF-CF-24.

Níveis de cataclasitos possuem espessuras de até 15 cm e foliação. Alguns destes cataclasitos estão cataclasados e também aparecem ao longo do contato com a brecha e a rocha encaixante, um ortognaisse caulinizado (**Figura 4.29**).

O ponto PC-CF-23 situa-se no topo de um morro com orientação ENE-WSW, e, embora não existam afloramentos neste ponto, apenas poucos blocos de brecha com diâmetros menores que 20 cm e blocos de quartzo menores ainda, foi possível estimar a orientação da falha através da orientação do morro por ela sustentado, pois as falhas estudadas nesta dissertação, geralmente, aparecem sustentando morros (**Figura 4.3**).



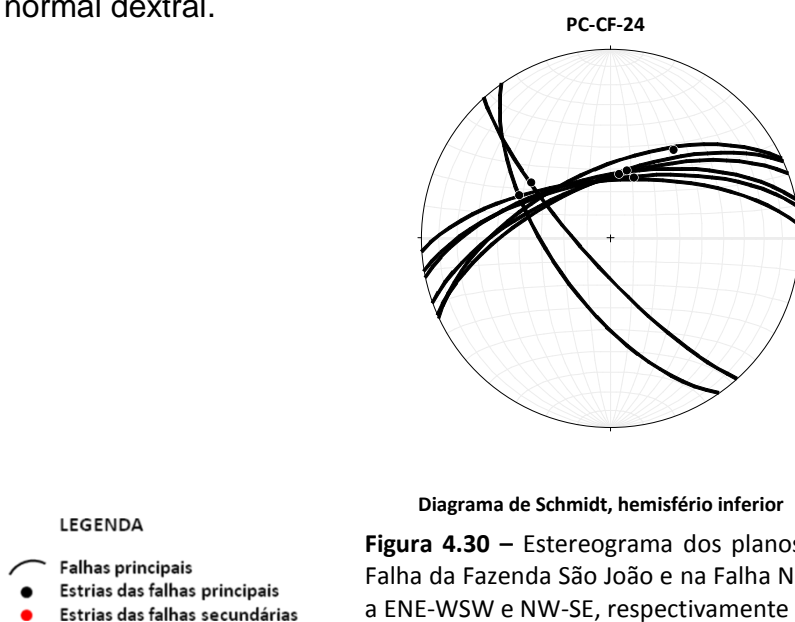
**Figura 4.29** – **A** - Ortognaisse cortado por camadas centimétricas de cataclasitos com foliação. Os cataclasitos separam o gnaisse da brecha. Ponto PF-CF-24. **B** – Foto A interpretada.

#### 4.3.5.1 Análise estrutural

A Falha da Fazenda São João possui mergulhos intermediários NNW. A Falha NW-SE possui ângulos de mergulho intermediários a altos para SW (**Anexo 4 e Figura 4.30**).

Na Falha da Fazenda São João foi possível observar duas famílias de estrias em cataclasitos e com diferentes orientações. As estrias mais antigas são caracterizadas por sulcos e ranhuras nas paredes do plano e possuem obliquidade média para NE. As estrias mais novas, também aparecem como sulcos e ranhuras, porém em planos bem polidos. Estas estrias possuem alta obliquidade para NNE (**Figura 4.31**). Os indicadores cinemáticos encontrados foram os ressaltos, interpretados como degraus congruentes (Doblas, *et al.*, 1997 e 1998) (**Figuras 3.12 - 3b, 3.13 – ST 4 e Tabela 3.1**). Com base neles, foi possível concluir que o evento mais antigo ocorrido na Falha da Fazenda São João foi oblíquo normal dextral e o mais novo foi normal com um pequeno componente dextral.

Falha NW-SE – esta falha possui estrias semelhantes às estrias mais antigas presentes na Falha de São João, também marcadas em cataclasitos, porém com obliquidade intermediária para NW (**Figura 4.30**). Os indicadores cinemáticos observados também foram os ressaltos, apesar de não estarem muito evidentes. Concluiu-se, então, que o movimento ocorrido ao longo da Falha NW-SE foi oblíquo normal dextral.

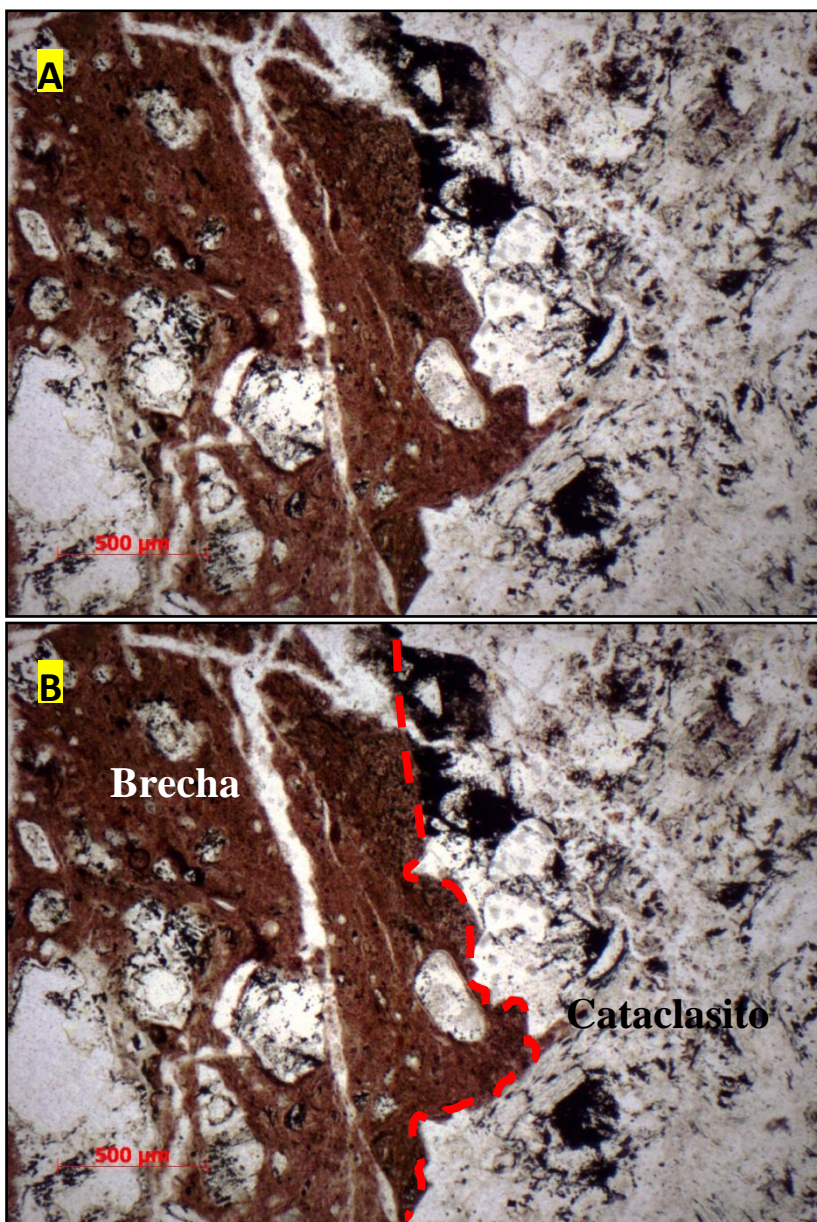




**Figura 4.31 – A e B –** Estrias bem marcadas em plano de falha polido do cataclasito com orientação 348/63//014/60 indicando movimento normal com leve componente dextral. Setas indicam caimento das estrias. Ponto PC-CF-24.

#### 4.3.5.2 Análise petrográfica

Foi confeccionada uma lâmina delgada de uma amostra orientada (350/65//022/62) coletada na Falha da Fazenda São João, no ponto PC-CF-24 (**Anexo 3**). Foram identificados cataclasitos em contato brusco com brechas. A matriz em ambas as rochas é muito fina e seus grãos possuem uma orientação. A brecha possui uma matriz bastante homogênea que está em contato brusco com os clastos que são, em sua maioria, subarredondados e orientados. São compostos pelo mesmo material do cataclasito, indicando que houve uma deformação posterior envolvendo o cataclasito e gerando a brecha (**Foto 4.35**).



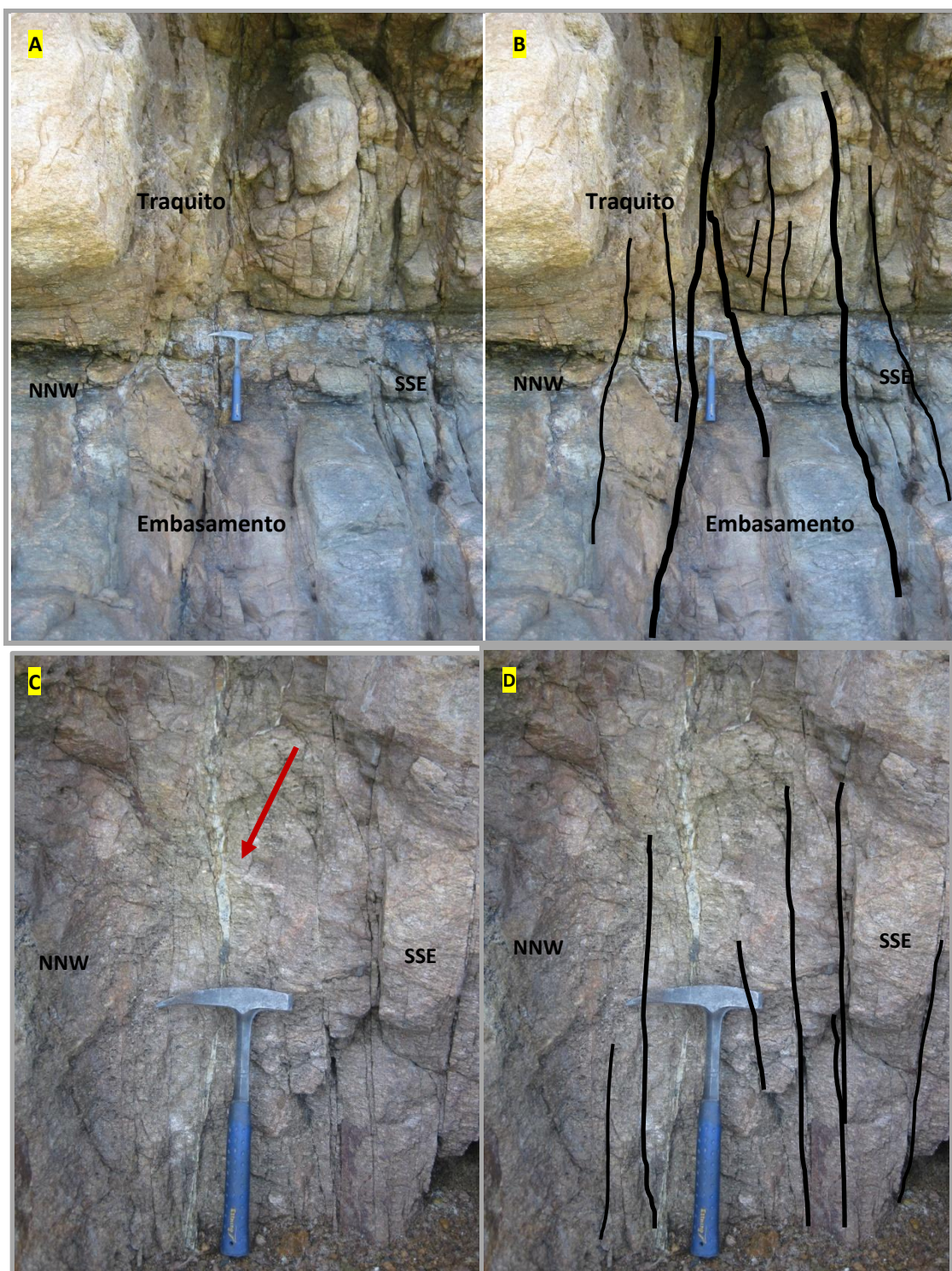
**Foto 4.35** - **A** - Brecha composta por matriz muito fina e por grãos arredondados a subarredondados (esquerda) em contato com cataclasito (direita). Clastos da brecha são compostos pelo mesmo material do cataclasito. Nicóis descruzados. Lâmina PC-CF-24. **B** - interpretada.

#### 4.3.6 Falha de Arraial do Cabo

A Falha de Arraial do Cabo foi observada nos pontos PC-CF-33 e PC-CF-35 (**Anexo 3**). É uma falha com direção que varia de E-W a ENE-WSW. Possui uma extensão em terra de aproximadamente 2,2 km (**Anexo 3**). De todas as falhas mapeadas neste trabalho, esta é a que possui menor largura, chegando a ter apenas poucos centímetros de espessura de cataclasitos em alguns pontos. A maior largura desta falha, medida neste estudo, é de aproximadamente 30 cm, em uma zona de falha brechada no ponto PC-CF-35 (**Figura 4.32**), porém é mais comum encontrá-la com poucos centímetros de largura e sem rochas de falha na sua composição (**Figura 4.35 A e B**).

Foram observados três diferentes tipos de rochas cortadas pela Falha de Arraial do Cabo nesta área, todos muito fraturados: o embasamento constituído por um metagranitóide, do Complexo Região dos Lagos, com foliação subhorizontal (070/20) (**Figura 4.33 B**), diques de diabásio NE-SW subverticais (**Figura 4.33 A**) e sills de traquito subhorizontais e concordantes com a foliação do embasamento (**Figuras 4.33 e 4.35 A e B**). Os diques de diabásio são cortados por veios carbonáticos com espessuras menores do que 1 cm e orientados para 055/79, estes também afetados pela Falha de Arraial do Cabo. Os *sills* de traquito cortam o embasamento e os diques de diabásio, sendo resultado do magmatismo alcalino ocorrido na região. Datações radiométricas referentes à Suíte Ilha de Cabo Frio, disponíveis na literatura, indicam idades com predominância entre 52 e 56 Ma. Essas idades se referem tanto a rochas plutônicas, sieníticas, como a hipabissais, tanto félsicas como máficas (Ferrari, 2001). Góes (2007), em seu estudo sobre a geologia do Pontal do Atalaia, identificou diques de diabásio e sills de traquito com espessuras de até 45 m e 50 m, respectivamente. A mesma autora, concluiu que o sistema ENE-WSW de falhas é o mais proeminente na área, composto por brechas e cataclasitos formando zonas de até 1 m de espessura.





**Figura 4.32** – **A** - Zona intensamente fraturada com orientação 360/80 cortando embasamento e traquito. Ponto PC-CF-35. **B** – Foto A com fraturas interpretadas. **C** – Mesma zona intensamente fraturada mostrada nas fotos A e B cortando o embasamento que, nesta parte, possui uma leve brechiação. Presença de cataclitos milimétricos preenchendo as fraturas. A seta aponta para uma pequena drusa de quartzo formada pela percolação de sílica. Ponto PC-CF-35. **D** – Foto C com fraturas interpretadas.



**Figura 4.33** – A - *Sill* de traquito subhorizontal cortando dique de diabásio subvertical. Ponto PC-CF-35. B – contato entre um *Sill* de traquito (intrudido de forma concordante) e o embasamento subhorizontal.

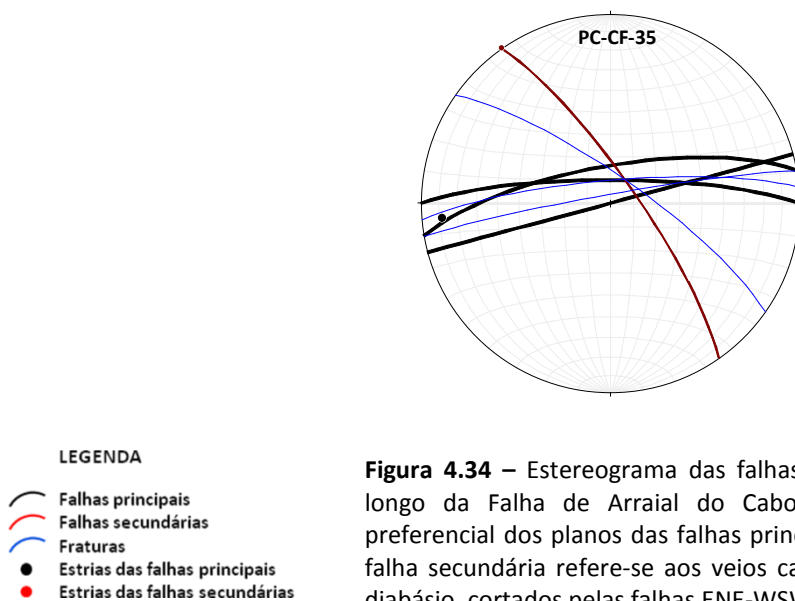
#### 4.3.6.1 Análise estrutural

As zonas fraturadas ENE-WSW e E-W apresentam-se subverticais, com mergulhos para NNW e N, respectivamente (**Figura 4.34 e Anexo 4**). Elas cortam o embasamento, os diques de diabásio e sills de traquito (**Figuras 4.32 e 4.35 e 4.36**). Estas zonas possuem uma brechação não muito intensa, com presença de cataclasitos milimétricos em suas fraturas e percolação por sílica. Uma pequena

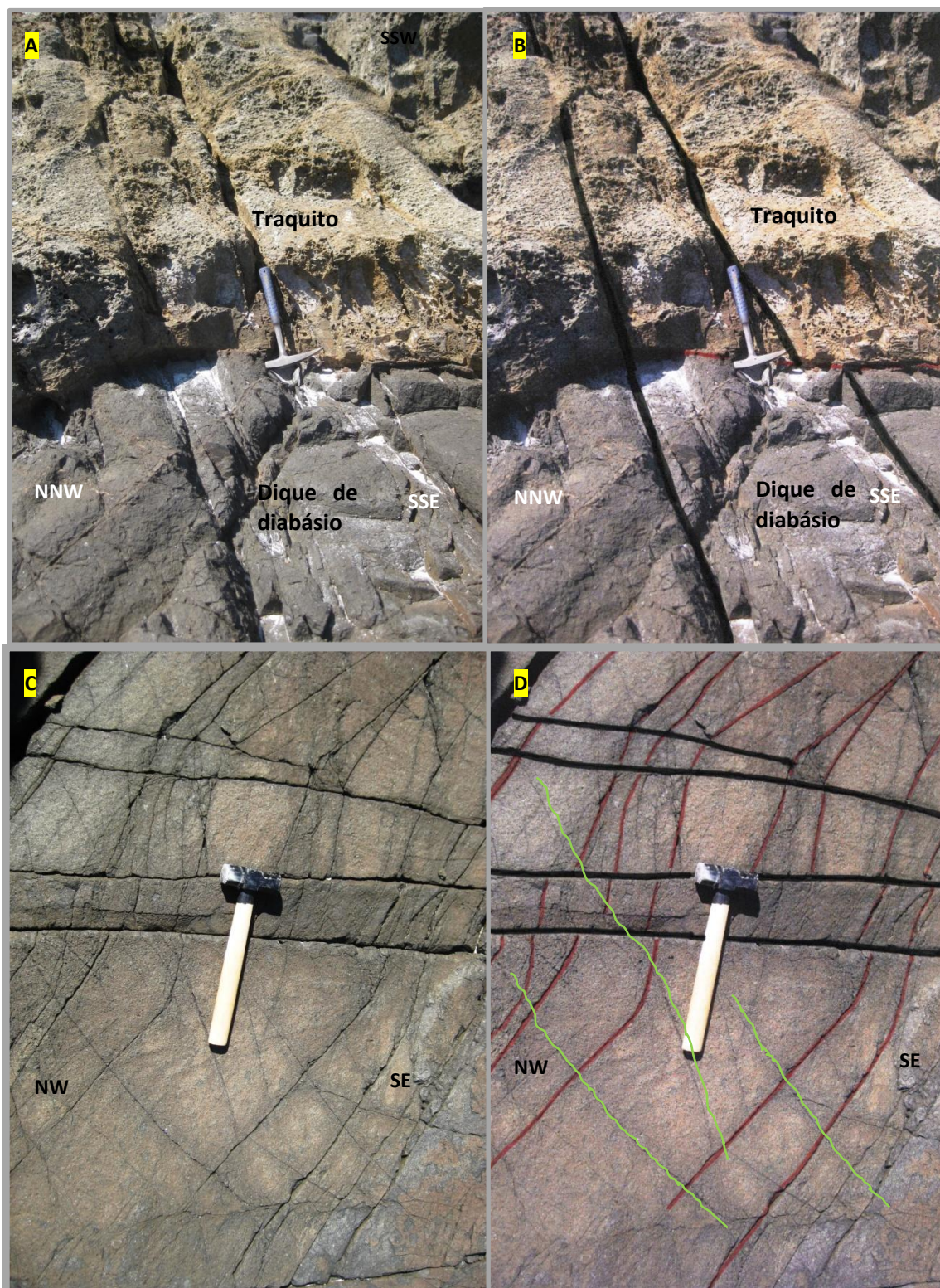
drusa de quartzo foi formada ao longo destas fraturas devido à percolação de sílica (Figura 4.32 C e D).

Apenas um plano ao longo da Falha de Arraiial do Cabo apresenta estrias, em um provável pseudotaquilito, dentro de uma zona intensamente fraturada. Estas estrias possuem baixa obliquidade para oeste, indicando movimentação transcorrente (Figura 4.34). Indicadores cinemáticos de sentido sinistral foram registrados: fraturas de cisalhamento sintéticas (R) (Petit, 1987) no padrão *en echelon* (Figura 4.36 A e B); veios de quartzo falhados mostrando pequeno rejeito (Figura 4.36 C); juntas E-W de refração (Hancock, 1985) (Figura 3.11 g) e suas conjugadas N30E (Stearns, 1968 *apud* Twiss & Moores, 2007), ambas associadas às fraturas de resfriamento N40W do dique de diabásio (Figura 4.35 C e D).

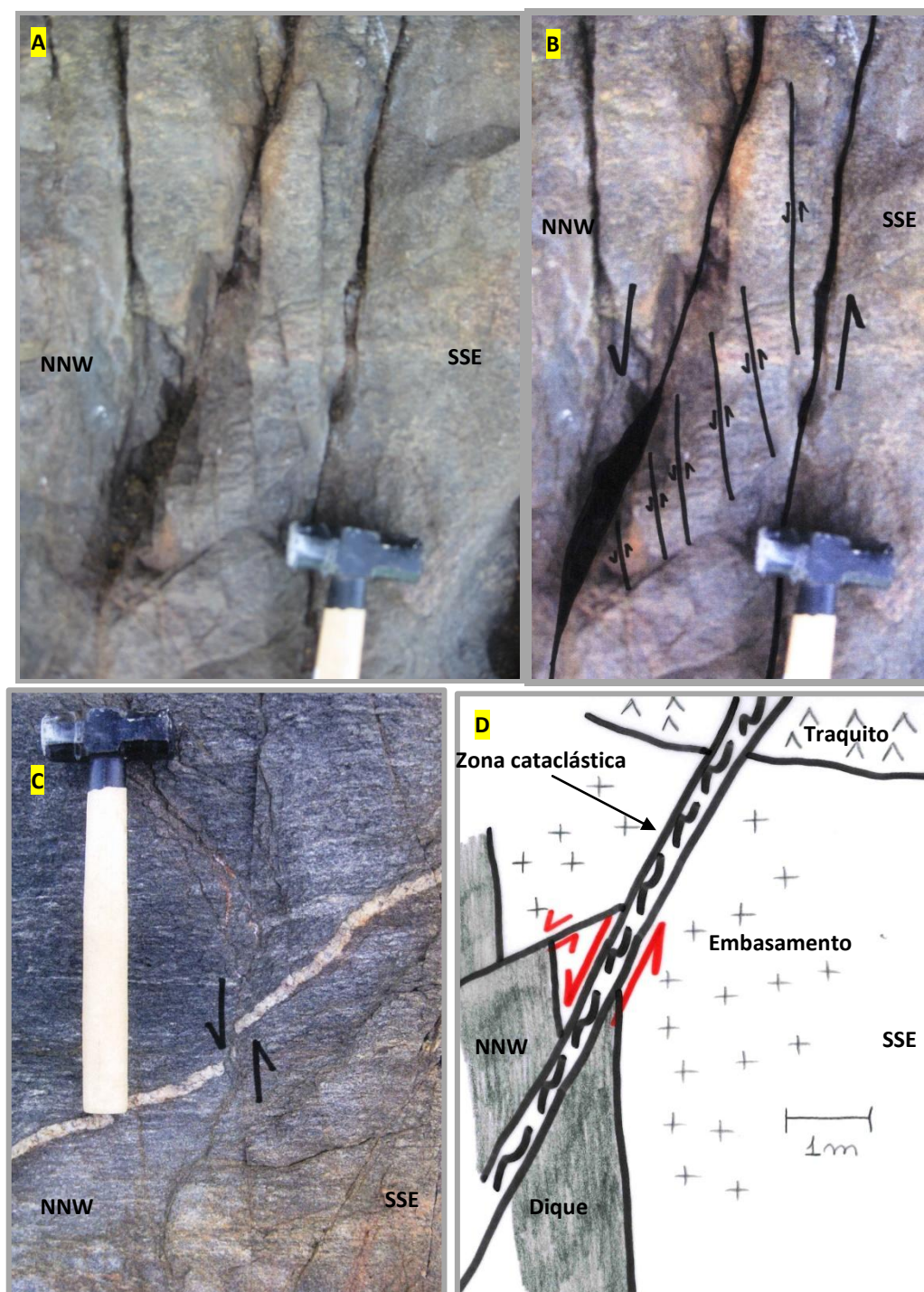
Ferrari (2001) em seu estudo das falhas e fraturas da Suíte Alcalina da Ilha de Cabo Frio, tanto na ilha como no continente, separou as todas as fraturas em dois grandes grupos: com ângulos de mergulho acima e igual/abaixo de 65°. Segundo ele, as fraturas com ângulos de mergulho acima de 65° foram geradas por dois campos de esforços direcionais distintos. O mais antigo possui seus eixos de esforços segundo as orientações:  $\sigma_1$  (NE-SW),  $\sigma_2$  (vertical) e  $\sigma_3$  (NW-SE), que são os mesmos encontrados nesta dissertação para a Falha de Arraiial do Cabo. O mais novo possui os seguintes eixos de esforços:  $\sigma_1$  (NW-SE a NNW-SSE),  $\sigma_2$  (vertical) e  $\sigma_3$  (NE-SW). Estes campos de esforços estão bem caracterizados no nefelina sienito e no traquito. Góes (2007) observou, nesta região, estrias com obliquidades médias indicando movimentos, tanto sinistrais, quanto dextrais na falhas ENE-WSW.



**Figura 4.34** – Estereograma das falhas e fraturas medidas ao longo da Falha de Arraiial do Cabo mostrando a direção preferencial dos planos das falhas principais para ENE-WSW. A falha secundária refere-se aos veios carbonáticos do dique de diabásio, cortados pelas falhas ENE-WSW.



**Figura 4.35** – **A** – Fraturas com orientação 350/86 cortando dique de diabásio e traquito. Ponto PC-CF-35. **B** – Foto A com fraturas interpretadas. **C** – Dique de diabásio com N50E. Ponto PC-CF-35. **D** – Foto C interpretada. Fraturas de resfriamento do dique com N40W (pretas). Juntas E-W de refração (vermelhas), denominação segundo Hancock (1985). Fraturas conjugadas ao sistema E-W com orientação para N30E (verde).



**Figura 4.36** – A – Fraturas *en echelon* (R) no embasamento indicando movimento sinistral com pouco rejeito em zona de falha ENE-WSW. Ponto PC-CF-35. B – Foto A interpretada. C – Veio de quartzo falhado mostrando movimento sinistral com pouco rejeito. Ponto PC-CF-35. D – Zona cataclástica sinistral (E-W) cortando embasamento, dique de diabásio (N50E) e traquito. Falha sinistral (S70E) segmentando dique de diabásio. Ponto PC-CF-35.

#### 4.4 Análise dinâmica

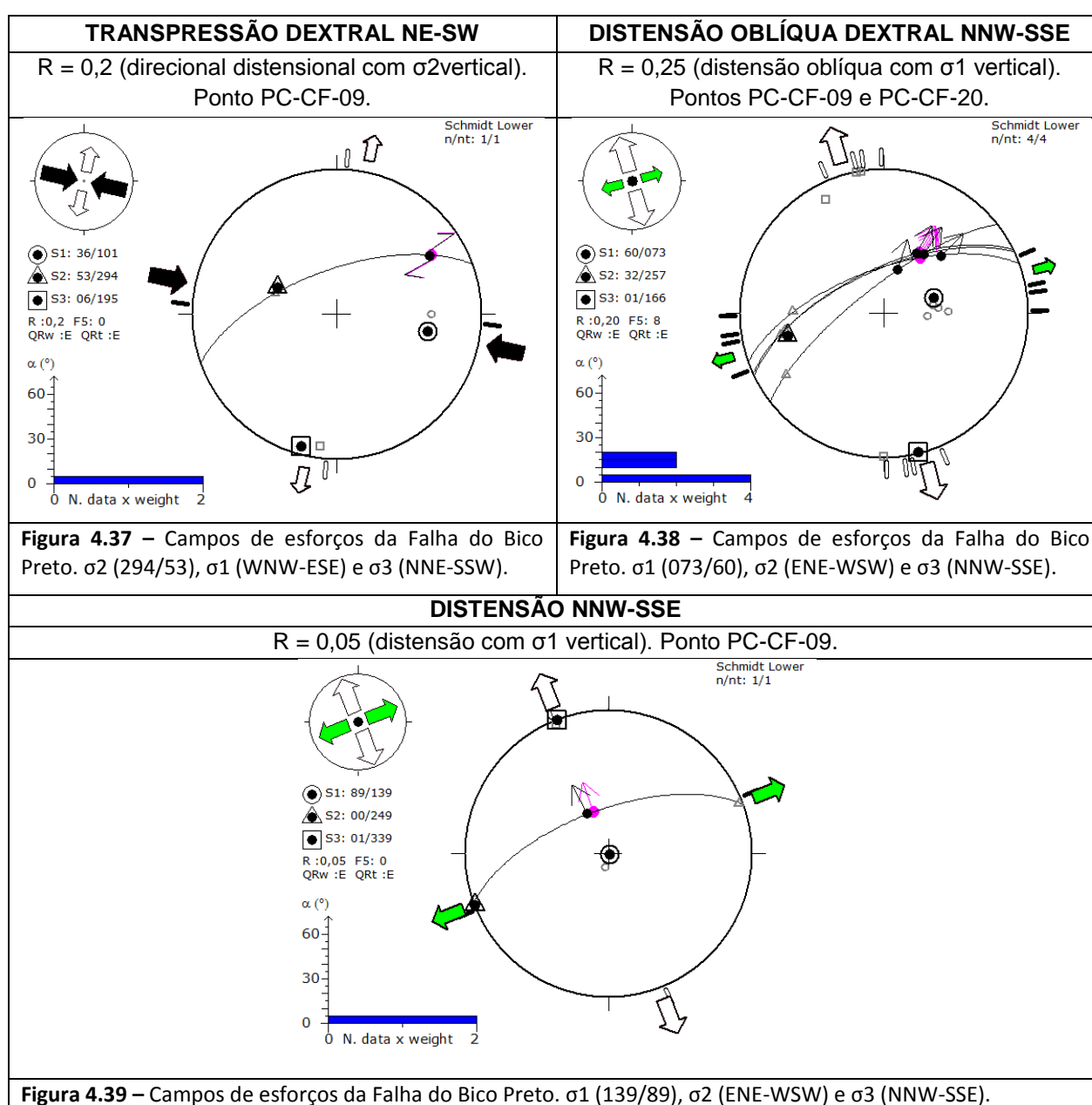
A análise dinâmica consiste no cálculo dos paleotensores que atuaram na região e é feita com base nas informações dos dados pareados de planos e estrias de falha. Estes cálculos foram feitos através do programa TENSOR que aplica uma versão modificada do Método dos Diedros Retos, de Angelier & Mechler (1977) *apud* Ferrari (2001) (página 48). As projeções utilizaram o Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior. Os valores aceitos dos desvios médios entre as estrias medidas e o cisalhamento teórico computado foram de até 30° (limite aceito pelo TENSOR).

A seguir serão apresentados os campos de paleotensões calculados para as diferentes fases de deformação ocorridas em cada falha, assim como seus eixos de maior esforço ( $\sigma_1$ ), esforço intermediário ( $\sigma_2$ ) e menor esforço ( $\sigma_3$ ). Para estes cálculos foram selecionados apenas os planos de falha correlacionáveis com as falhas ENE-WSW e suas falhas associadas, além da Falha NW-SE, todas relacionadas aos eventos deformacionais ocorridos no Cenozóico (**Anexo 4**).

Os eixos de esforços estão representados nas figuras a seguir como: círculos ( $\sigma_1$ ), triângulos ( $\sigma_2$ ) e quadrados ( $\sigma_3$ ). A razão da diferença entre os esforços principais ( $\sigma_2-\sigma_3/\sigma_1-\sigma_3$ ) é representada pela letra R. O ângulo entre o desvio médio das estrias medidas sobre o plano de falha e as calculadas teoricamente para um determinado campo de tensões é representado por  $\alpha$ . As setas brancas e verdes são os eixos distensivos e as setas pretas são os eixos compressivos. Os eixos de esforços verticais ou subverticais estão representados na legenda das figuras com a notação “orientação do mergulho/ângulo do mergulho”, já os outros dois eixos, horizontais ou subhorizontais, estão representados com a notação de direção.

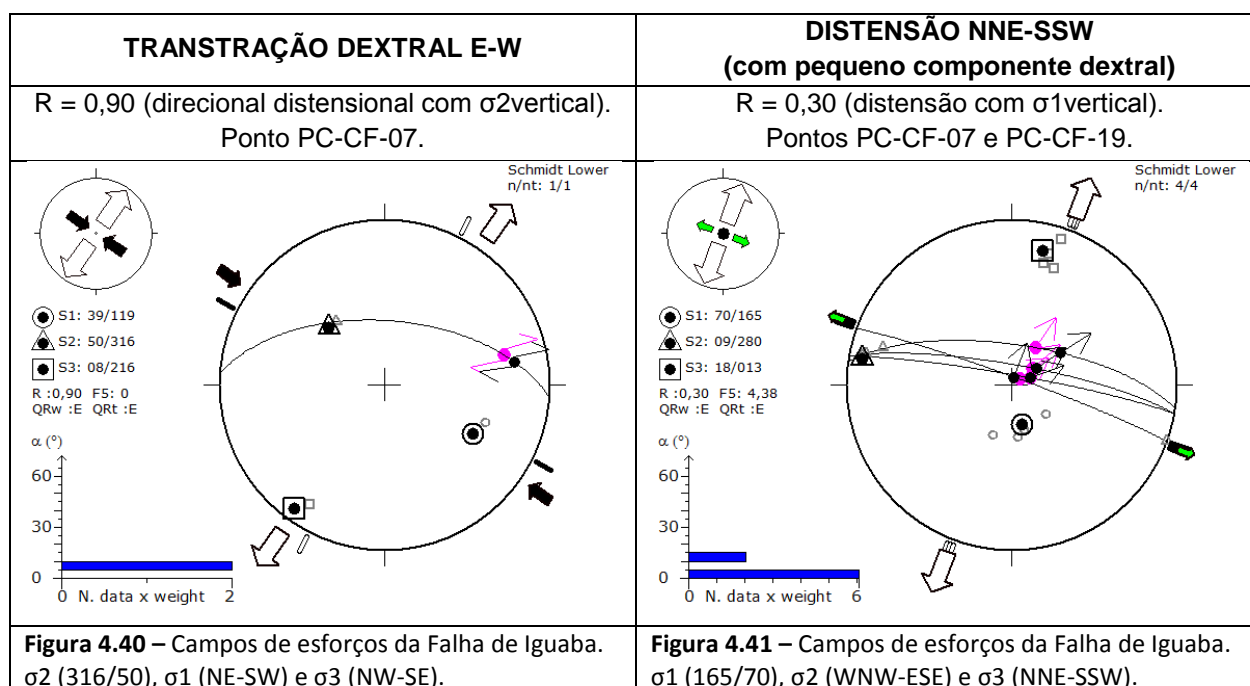
## Falha do Bico Preto

A transpressão dextral NE-SW foi identificada em um plano de falha contendo estrias subhorizontais para NE (Figura 4.37), obliteradas por estrias *down-dip*, referentes à distensão NNW-SSE (Figura 4.39). Estrias com um terceiro tipo de caimento foram identificadas, em outros planos de falha, possuindo ângulos de caimentos médios para NE, sendo estas, as mais abundantes ao longo da Falha do Bico Preto (Figura 4.38).



## Falha de Iguaba

Nesta falha, a maior parte das estrias possui caimento *down-dip* para NNE-ENE, indicando uma distensão NNE-SSW (**Figura 4.41**). Em apenas um plano de falha foi identificada uma estria com caimento subvertical para ENE, que registra um movimento transcorrente dextral E-W (**Figura 4.40**), porém não há ocorrência destes dois tipos de estrias no mesmo plano de falha.

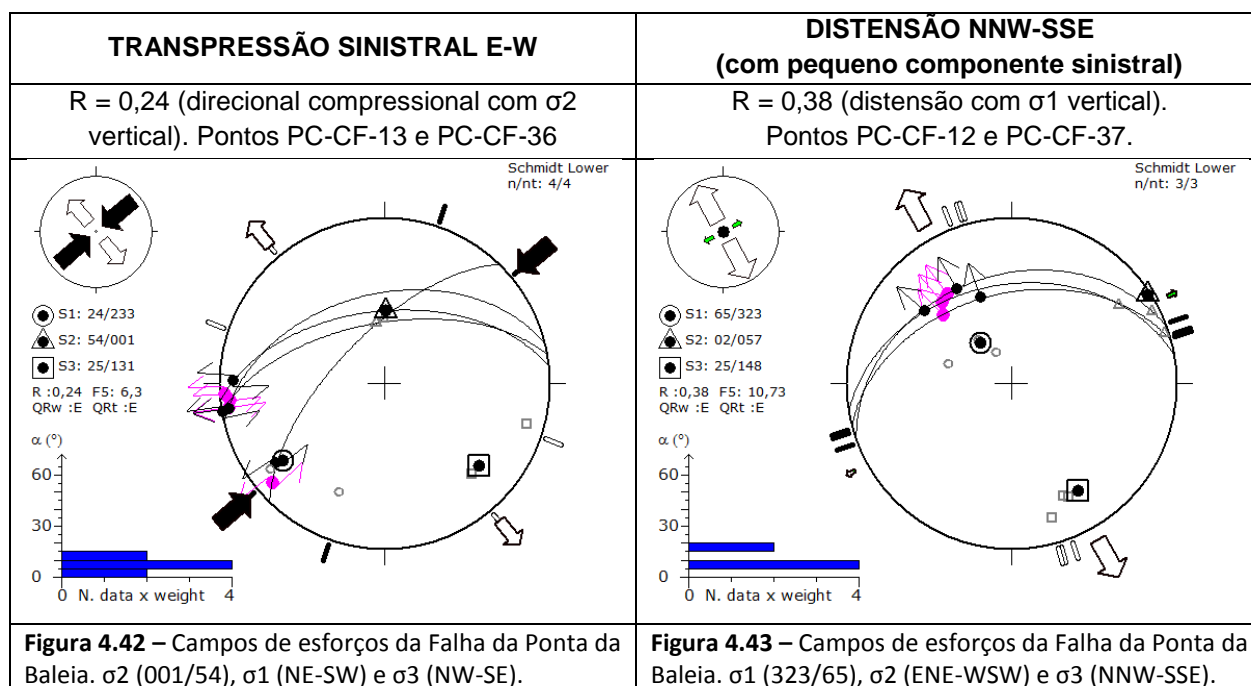


## Falha da Ponta da Baleia

Esta falha possui planos, ora com estrias com baixa obliquidade para oeste, indicando movimentação sinistral E-W (**Figura 4.42**), e ora com estrias *down-dip* para NNW, indicando uma distensão NNW-SSE (**Figura 4.43**). Não foi observada a ocorrência destes dois tipos de estrias no mesmo plano.

Ferrari (2001) fez uma análise dos paleotensores a partir de suas medições dos planos de falhas e estrias feitas na Praia Linda (ponto PC-CF-12 deste estudo) (**Anexo 3**) e também encontrou um campo distensional, onde o eixo de tensões máximo,  $\sigma_1$ , posiciona-se na vertical, os eixos de tensões mínimo,  $\sigma_3$ , e intermediário,  $\sigma_2$ , são horizontais e orientam-se segundo as direções NNW-SSE e ENE-WSW, respectivamente.



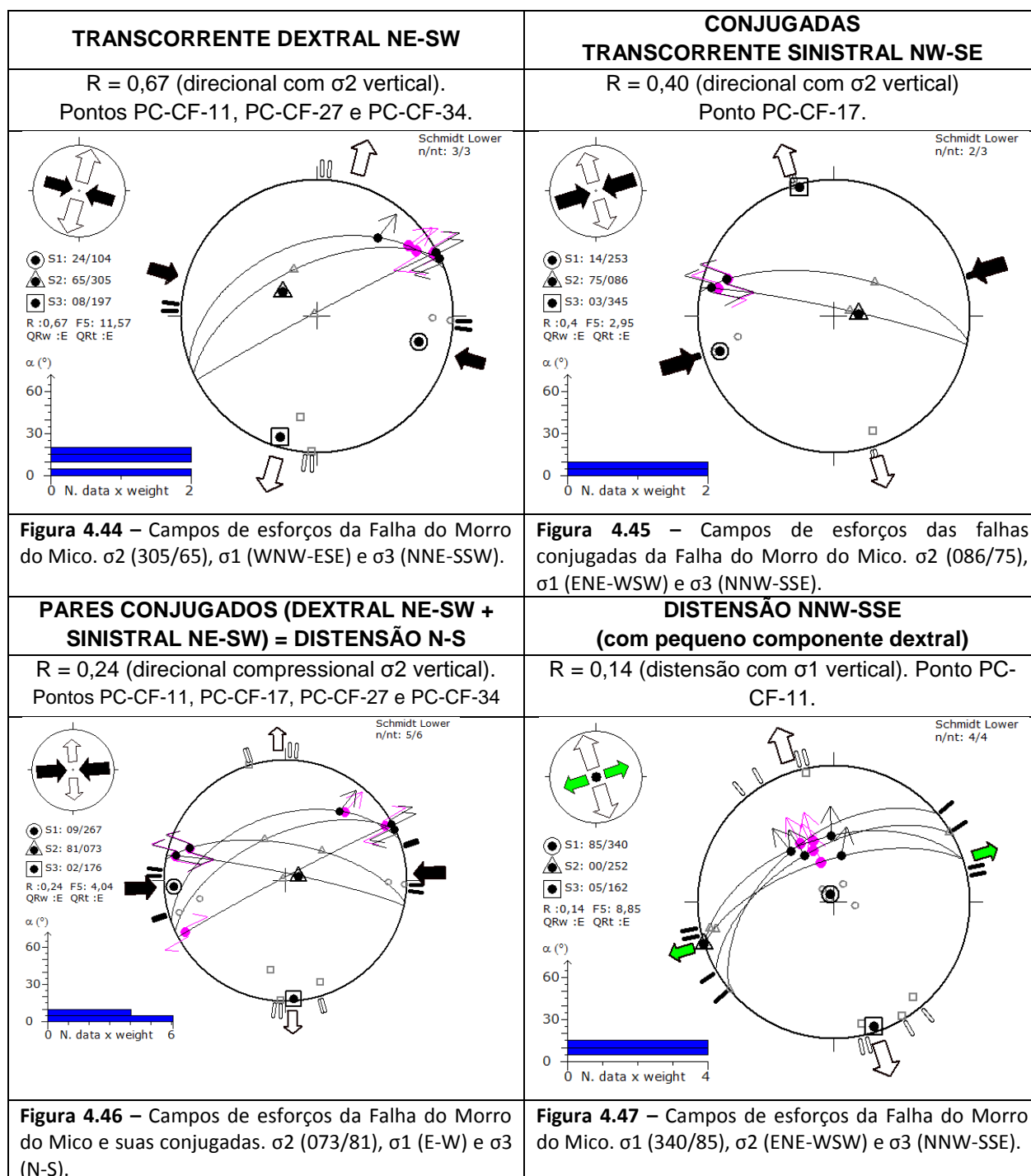


### Falha do Morro do Mico

Estrias com diferentes caimentos foram observadas ao longo desta falha, porém elas não ocorrem no mesmo plano de falha. Foram observadas estrias subhorizontais com caimento para NE (**Figura 4.44**) e estrias *down-dip* para NNW (**Figura 4.47**). As primeiras indicam uma transcorrência dextral NE-SW e as outras, uma distensão NNW-SSE, sendo que as últimas são as mais abundantes na área. As conjugadas da Falha do Morro do Mico apresentam estrias com caimento subhorizontal para WNW, indicando a ocorrência de uma transcorrência sinistral NW-SE (**Figura 4.45**), em oposição ao sentido registrado na Falha do Morro do Mico, que é dextral. A análise em conjunto dos pares conjugados aponta para uma distensão N-S (**Figura 4.46**).

Ferrari (2001) fez uma análise dos paleotensores a partir de suas medições dos planos de falhas e estrias feitas sobre o canal Palmer (ponto PC-CF-11 deste estudo) (**Anexo 3**) e também encontrou um campo distensional, onde o  $\sigma_1$ , posiciona-se na vertical e os  $\sigma_3$  e  $\sigma_2$  são horizontais e orientam-se segundo as direções NNW-SSE e ENE-WSW, respectivamente.

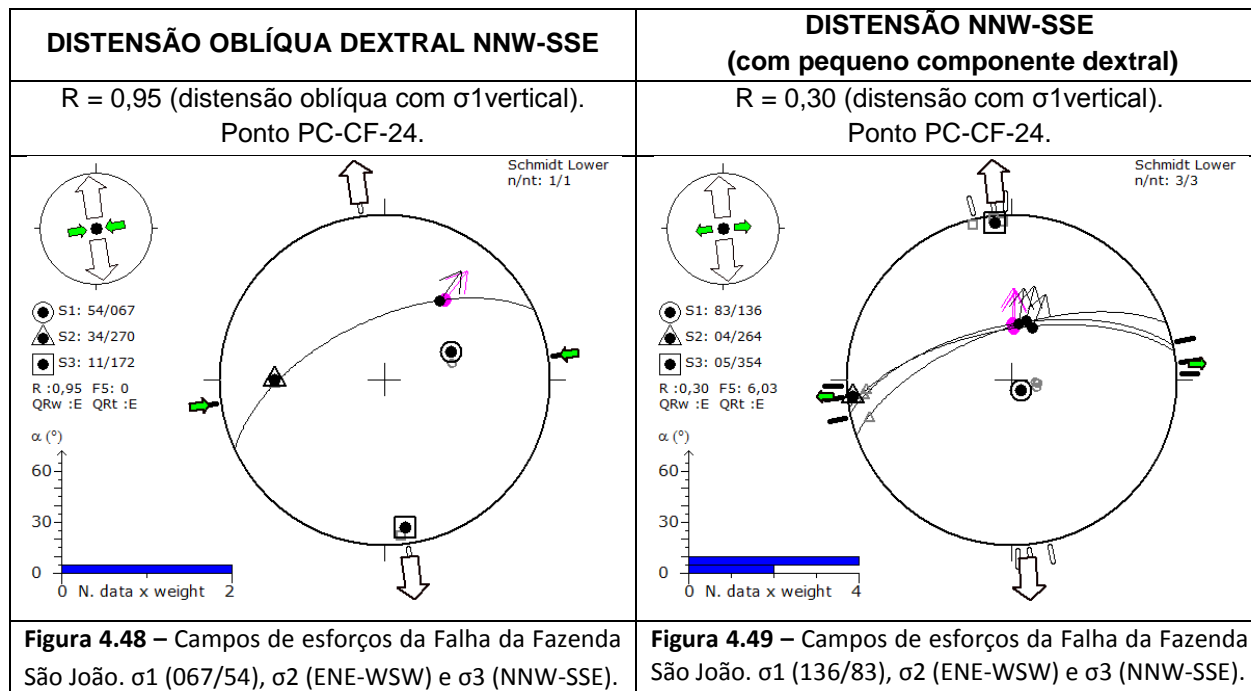
Machado (2009) calculou os paleotensores das falhas conjugadas do Morro do Mico (ponto PC-CF-17 deste estudo) (**Anexo 3**) e também encontrou os eixos de tensões  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  orientados para NE-SW e NW-SE, respectivamente.



### Falha da Fazenda São João

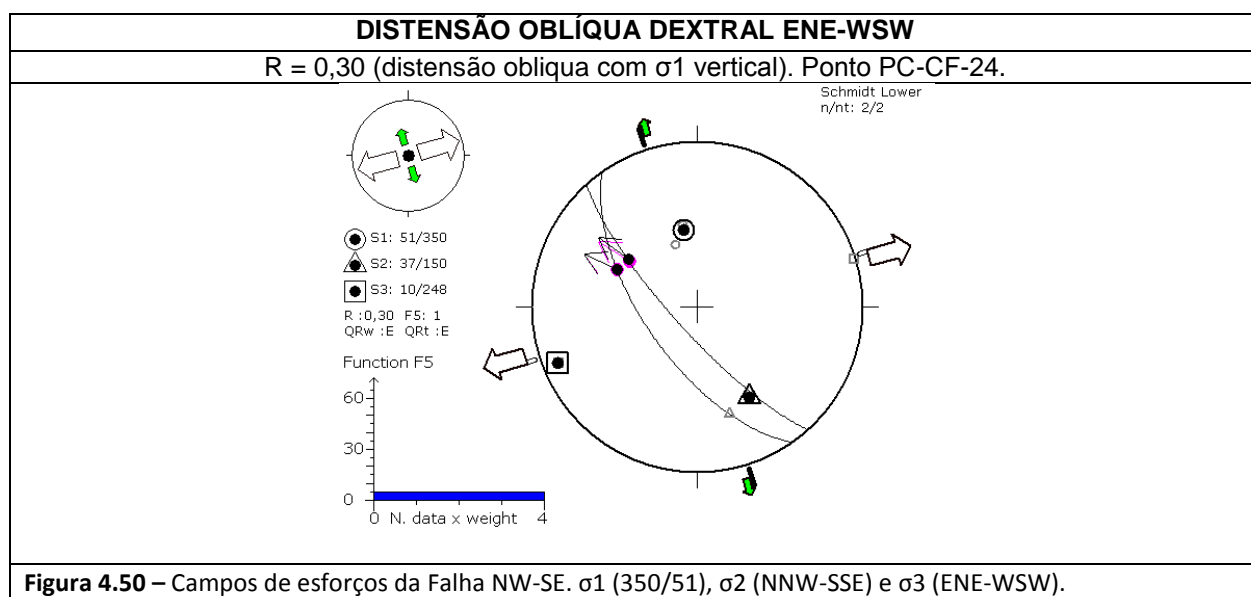
Assim como na Falha do Bico Preto, também foi possível observar ao longo da Falha da Fazenda São João, a ocorrência de estrias com caimentos diferentes e sobrepostas. As estrias mais antigas possuem caimentos médios para NE, indicando uma distensão oblíqua dextral NNW-SSE (**Figura 4.48**). As estrias mais abundantes na área são *down-dip* com caimentos para ENE, indicando uma distensão NNW-

SSE (Figura 4.49). Elas apresentam-se sobrepostas às estrias relacionadas à distensão oblíqua, indicando, portanto, que são mais novas.



### Falha NW-SE

As estrias desta falha possuem caimento para NW, indicando uma distensão oblíqua dextral ENE-WSW (Figura 4.50).

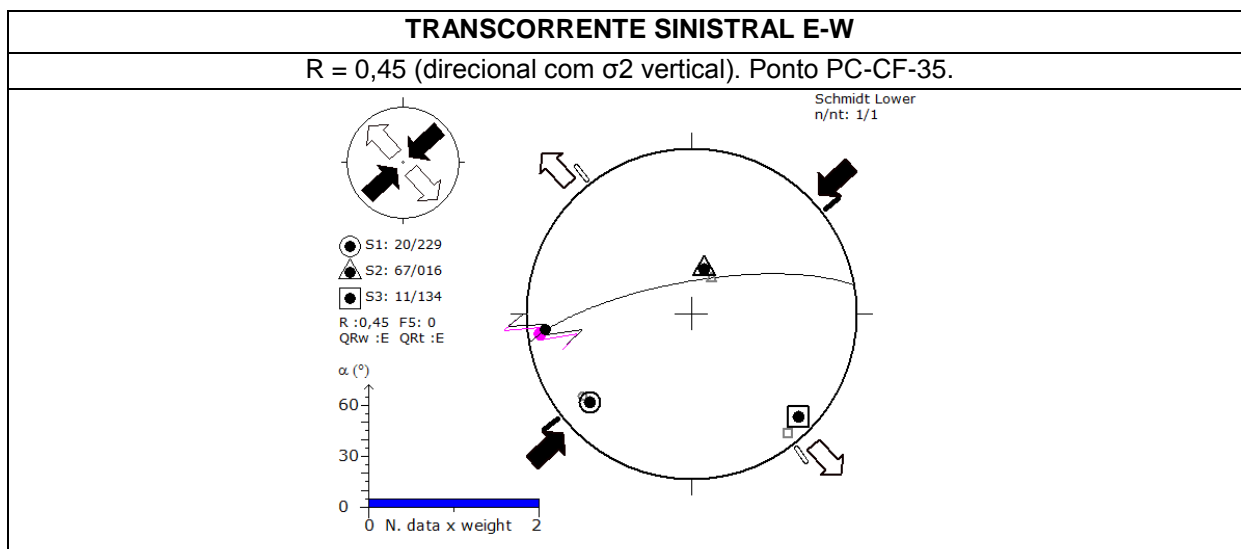


### Falha de Arraial do Cabo

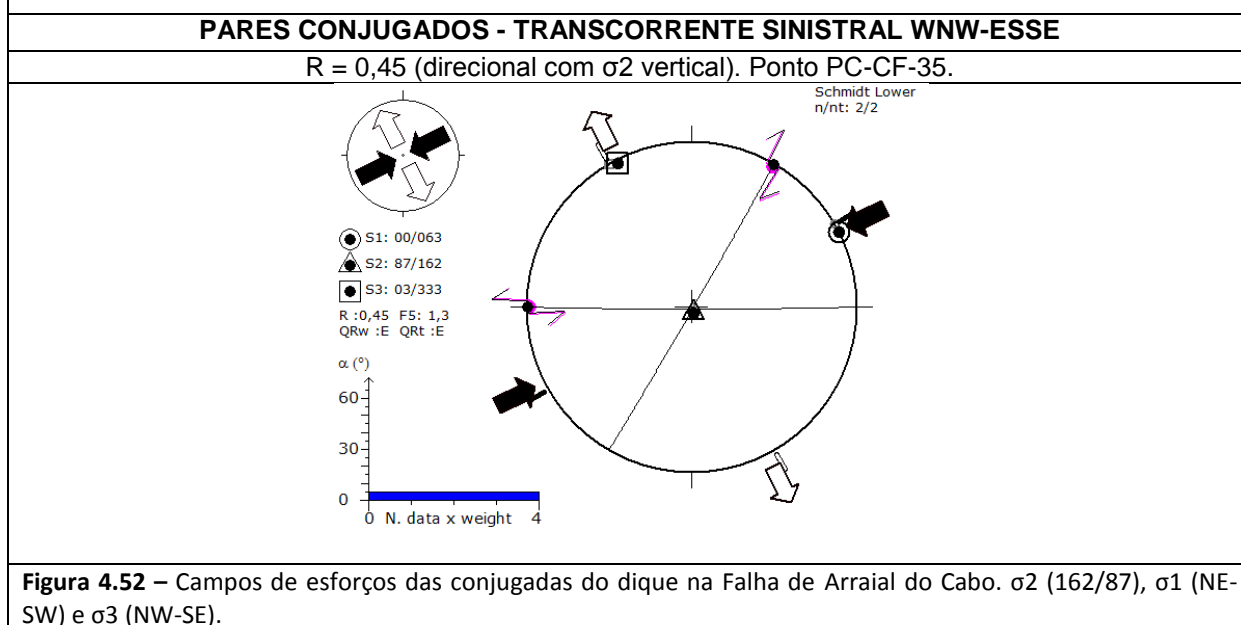
Não é comum a presença de planos estriados nesta falha. A única medição de estrias foi feita em um plano de falha que corta um pseudotaquilito. Estas estrias possuem caimento subhorizontal para oeste, indicando uma transcorrência sinistral E-W (**Figura 4.51**). Alguns indicadores cinemáticos, encontrados na forma de estruturas adjacentes e associadas à falha principal, corroboram com interpretação de uma movimentação sinistral.

Os pares conjugados identificados em um dique (**Figura 4.35 C e D**) também foram utilizados como forma de identificar os paleotensores desta área (**Figura 4.52**). O dique de diabásio possui orientação N50E, as conjugadas são as juntas E-W de refração e as fraturas N30E. Seus mergulhos são verticais.

Ferrari (2001) em seu estudo das falhas e fraturas da Suíte Alcalina da Ilha de Cabo Frio, identificou que as fraturas, de diferentes orientações, porém com ângulos de mergulho acima de 65°, foram geradas por dois campos de esforços direcionais distintos. O mais antigo, com os eixos de esforços  $\sigma_1$  (NE-SW),  $\sigma_2$  (vertical) e  $\sigma_3$  (NW-SE), é coincidente com o encontrado nesta dissertação para a Falha de Arraial do Cabo, indicando movimentação transcorrente sinistral.



**Figura 4.51** – Campos de esforços da Falha de Arraial do Cabo.  $\sigma_2$  (016/67),  $\sigma_1$  (NE-W) e  $\sigma_3$  (NW-SE).



**Figura 4.52** – Campos de esforços das conjugadas do dique na Falha de Arraial do Cabo.  $\sigma_2$  (162/87),  $\sigma_1$  (NE-SW) e  $\sigma_3$  (NW-SE).

## 5 DISCUSSÃO

Neste estudo foram caracterizadas, estruturalmente e petrograficamente, as principais falhas ENE-WSW, e suas subsidiárias, da região do entorno da Lagoa de Araruama, no Estado do Rio de Janeiro. Também foi caracterizada uma falha NW-SE, que desloca as falhas ENE-WSW, sendo portanto, posterior a estas.

### 5.1 Sumário descritivo das falhas

**Falha do Bico Preto** - é a principal falha da região. Possui cerca de 30 km de extensão e largura que varia entre 2 e 5 m. É constituída por brechas e cataclasitos mapeáveis na escala até 1:50.000. Esta falha limita a borda norte da Lagoa de Araruama e possui mergulho intermediário para NNW. A análise petrográfica revelou a ocorrência de três gerações de rochas de falha. A primeira geração é formada por cataclasitos com clastos de formas romboédricas. As outras duas gerações possuem desde cataclasitos e ultracataclasitos (com clastos angulosos a subarredondados) a pseudotaquilitos. As análises cinemática e dinâmica permitiram concluir que esta falha passou por, pelo menos, três fases de deformação: uma transpressão dextral NE-SW, uma distensão oblíqua dextral NNW-SSE e uma distensão normal (com pequeno componente dextral) também NNW-SSE. As estrias que indicam o evento normal foram observadas em um plano de falha bem polido, são formadas por fibras de um mineral carbonático e obliteram as estrias que indicam o movimento transcorrente, desta forma, concluiu-se que a distensão normal foi mais recente do que o movimento transcorrente.

**Falha de Iguaba** (*splay* da Falha do Bico Preto) - possui 5,1 km de extensão e largura variando entre 30 cm a 15 m. A zona de falha é composta por brechas e zonas intensamente fraturadas com inúmeros planos de falhas paralelos com cataclasitos. Possui direção predominante WNW-ESE com alto ângulo de mergulho para NNE. Na análise petrográfica, foi possível ver a transição da rocha não deformada progressivamente para brecha, cataclasito e ultracataclasito. Esta análise também revelou a ocorrência de duas gerações de brechas. A mais antiga é vista na forma de clastos de paleobrecha (com clastos angulosos) dentro da matriz da rocha de falha mais recente, que possui clastos subarredondados a angulosos. Nesta falha

foi observada, principalmente, uma distensão NNE-SSW (com pequeno componente dextral). Uma transtração dextral E-W (localizada apenas em um plano de falha próximo à Falha do Bico Preto) também foi observada. A análise cinemática desta falha corrobora com a hipótese de ela ser uma falha *splay* da Falha Bico Preto, onde o movimento normal oblíquo é característico da porção terminal da zona de deformação deste tipo de falha (**Figura 4.9**).

**Falha da Ponta da Baleia** - pode possuir uma extensão de até 14 km, com larguras variando de 20 a 200 m. Possui mergulhos intermediários a altos para NNW. Em escala de afloramento, é possível observar brechas e cataclasitos. Não foi observada uma segunda geração de rochas de falha na análise petrográfica, porém as análises cinemática e dinâmica indicam a ocorrência de duas fases de deformação: uma transpressão sinistral E-W e uma distensão NNW-SSE (com pequeno componente sinistral). Como não foram observadas estrias com caimentos diferentes em um mesmo plano de falha e nem mais de uma geração de rochas de falha, não é possível determinar se estes eventos ocorreram em tempos distintos, ou se eles são contemporâneos e característicos de zonas irregulares de falha.

**Falha do Morro do Mico** - possui extensão de 5,5 km, com largura que varia de 80 cm a 150 m (Machado, 2009) e mergulhos intermediários a altos para NNW. É composta por brechas e cataclasitos mapeáveis na escala de até 1:50.000. Foram identificadas duas gerações de rochas de falhas através da análise petrográfica. A primeira geração é vista na forma de clastos de paleobrecha (com clastos angulosos a subarredondados) dentro da matriz de um cataclasito muito intemperizado e mais recente. As análises cinemática e dinâmica da Falha do Morro do Mico mostram evidências de duas fases de deformação: uma transcorrência dextral NE-SW e uma distensão NNW-SSE (com pequeno componente dextral). As estrias que indicam a distensão foram observadas em planos de falha bem mais polidos do que os planos com estrias indicando transcorrência. As falhas WNW-ESE, que cortam a Falha do Morro do Mico, foram interpretadas como suas conjugadas devido a sua orientação e cinemática, pois foi identificada uma transcorrência sinistral NW-SE nestas falhas. As falhas conjugadas possuem larguras que variam de 8 a 200 m (Machado, 2009) e nas suas zonas de falha existem falhas secundárias paralelas, além de falhas no padrão dominó, todas associadas à falha principal. As análises cinemática e

dinâmica do conjunto de falhas transcorrentes ENE-WSW (Morro do Mico) e WNW-ESE (conjugadas), apontam para uma distensão N-S.

**Falha da Fazenda São João** - é a falha de menor extensão caracterizada neste estudo, com apenas 1,3 km e largura de 4 m. Possui mergulho intermediário para NNW. É composta por brechas e cataclasitos. A análise petrográfica revelou a existência de duas gerações de rochas de falha. A primeira geração é composta por cataclasitos que estão em contato brusco com as brechas da segunda geração, estas compostas por clastos de paleocataclasitos orientados em uma matriz muito fina. As análises cinemática e dinâmica da Falha da Fazenda São João revelaram o possível desenvolvimento de duas fases de deformação: uma distensão oblíqua dextral NNW-SSE e uma distensão NNW-SSE (com pequeno componente dextral). As estrias que indicam a distensão NNW-SSE (com pequeno componente dextral) foram observadas em um plano de falha bem polido e obliteram as estrias que indicam a distensão oblíqua dextral. Desta forma, concluiu-se que a distensão oblíqua dextral NNW-SSE é mais antiga do que a distensão NNW-SSE (com pequeno componente dextral).

**Falha NW-SE** - interrompe e desloca as falhas ENE-WSW, sua direção é coincidente com a borda leste da Lagoa de Araruama. Possui mergulhos intermediários a altos para SW. Sua extensão pode chegar a 9,5 km. Foram observadas brechas e cataclasitos somente ao longo de uma zona onde esta falha trunca a Falha da Fazenda São João, com extensão de cerca de 20 m por 4 m de largura. Logo, não é possível determinar se estas rochas cataclásticas foram originadas na Falha NW-SE ou se elas faziam parte da Falha da Fazenda São João e foram deslocadas para dentro da zona da Falha NW-SE, durante a evolução da mesma. Não foi possível observar a continuidade das falhas ENE-WSW truncadas pela falha NW-SE. As análises cinemática e dinâmica da Falha NW-SE indicam uma distensão oblíqua dextral ENE-WSW.

**Falha de Arraial do Cabo** - possui uma extensão em terra de 2,2 km com mergulho alto para N e NNW. Esta falha não apresenta largas zonas de rochas cataclásticas, compostas principalmente por brechas silicificadas, uma das características principais do sistema de falhas ENE-WSW. Apenas zonas falhadas



com até 30 cm de espessura e com níveis de cataclasitos de até 1 cm de largura foram observadas. Estas zonas falhadas cortam todas as litologias da área incluindo as rochas derivadas do magmatismo alcalino com idades entre 52 e 56 Ma (Ferrari, 2001). As análises cinemática e dinâmica da Falha de Arraial do Cabo indicam uma transcorrência sinistral E-W. Esta falha foi incluída neste trabalho porque corta as rochas mais jovens da região (entre 52 e 56 Ma), podendo, desta forma, ser útil para a definição da idade máxima do sistema de falhas ENE-WSW. Por outro lado, não apresenta zonas cataclásticas espessas como as demais falhas do estudo, apesar de possuírem a mesma orientação e cinemática.

## 5.2 Cronologia das falhas

As falhas ENE-WSW, caracterizadas neste estudo, não possuem datações absolutas, porém é possível inferir suas idades, se for levado em conta que:

- Os diques de diabásio NE-SW, assim como aqueles orientados NW-SE se apresentam cortados e cataclasados pelas falhas N80E, indicando que a direção estrutural E-W seria a mais jovem na área, sobrepondo-se às demais, comumente sob a forma de zonas cataclásticas dextrais (Stanton & Schmitt, 2007).
- Devido as suas características estruturais e petrográficas, as falhas ENE-WSW são consideradas contemporâneas à Falha do Pai Vitório, que limita o Gráben de São João, de idade eocênica, na sua borda sul.
- Considerando-se a Falha de Arraial do Cabo contemporânea às outras falhas ENE-WSW caracterizadas neste estudo, é possível concluir que estas falhas possuem idade máxima entre 52 e 56 Ma, pois a Falha de Arraial do Cabo corta todas as litologias da área de Arraial do Cabo, incluindo as rochas derivadas do magmatismo alcalino com idades acima datadas (Ferrari, 2001).

- Cabe ressaltar que alguns autores associam as brechas silicificadas às falhas contemporâneas à hidrotermalização que acompanhou as fases finais do magmatismo alcalino (Valença 1975, Dalcolmo *et al.* 1982, Coelho *et al.* 1986, Coelho & Dardene 1987, Becker *et al.* 1997, Valente 1997 *apud* Ferrari, 2001).
- A análise do contexto regional pode indicar que as falhas ENE-WSW também possuem relação com o prolongamento da Zona de Fratura de Martim Vaz em direção ao continente durante a evolução da margem continental, associada à Zona de Transferência do Rio de Janeiro, de direção E-W. As falhas NW-SE poderiam ser interpretadas como reativações das zonas de acomodação associadas às falhas de transferência do rifte (Alves, 2002; Stanton *et al.* 2010).

### **5.3 Rochas cataclásticas e a profundidade de geração das falhas**

Uma das principais evidências de que as falhas ENE-WSW foram geradas no mesmo regime tectônico é o fato das mesmas serem constituídas principalmente por brechas silicificadas e cataclasitos com características petrográficas semelhantes. As zonas de brechas podem atingir até 200 m de espessura, enquanto que as zonas de cataclasitos não passam de 30 cm. A brecha é a litologia predominante, sendo caracterizada em afloramento por uma coloração escura (marrom avermelhada) devido à percolação de óxidos de ferro. Veios de quartzo associados às zonas de falha indicam precipitação de sílica durante e após a cataclase. A análise petrográfica também confirma a percolação significativa de sílica e óxidos de ferro após o falhamento, através da presença de veios tardios, provavelmente associados ao fraturamento hidráulico, e drusas de cristais de quartzo. Além disso, foi possível observar que grande parte dos feldspatos foi alterada para albita. Alguns feldspatos ainda estão preservados, porém com hábito muito fragmentado, indicando que em alguns pontos a alteração não foi tão intensa. O embasamento, composto pelos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, encontra-se caulinizado à medida que se aproxima da zona de falha. A matriz das rochas de falha é dada essencialmente por argilo-minerais e seus clastos são compostos principalmente por quartzo (alguns

fragmentados), paleobrechas e paleocataclasitos, todos com formas que variam de subarredondadas a angulares.

Um dos critérios para determinar a profundidade na qual as rochas de falha são geradas é a sua coesão. Segundo as classificações de Twiss & Moores (1992) e McClay (2000), modificada de Sibson (1997) *apud* McClay (2000), as rochas cataclásticas podem ser incoesas, se geradas em profundidades de até cerca de 4 km, ou coesas, se geradas em profundidades maiores, porém a deposição de sílica durante ou subsequente à formação das rochas incoesas, pode torná-las rochas de falha silicificadas, duras e coesas (Twiss & Moores, 1992; Passchier & Trouw, 1996). Neste estudo, contudo, foi possível observar a ocorrência de clastos de paleobrechas e paleocataclasitos em meio à matriz das rochas cataclásticas, ambos cortados por veios silicosos tardios (matriz e clastos). Isto indica que estas rochas já eram coesas quando houve a percolação de sílica e, desta forma, poderiam ter sido formadas em profundidades maiores do que 4 km.

#### **5.4 Reativações**

A presença de clastos de paleocataclasitos e paleobrechas envoltos na matriz de brechas e cataclasitos, tanto na escala do afloramento quanto na lâmina petrográfica, é uma evidência importante que indica que as falhas foram reativadas. Além disso, em algumas falhas, estrias com diferentes orientações foram encontradas sobrepostas no mesmo plano de falha, sugerindo a ocorrência de, no mínimo, duas fases de deformação. A maior parte das estrias está presente em planos de falhas em rochas cataclásticas (cataclasitos, brechas e pseudotaquilites), reforçando a idéia de que ocorreram reativações tectônicas. A diferenciação entre as fases de deformação mais antigas e mais novas foi feita com base na sobreposição destas estrias, ou seja, as estrias mais novas (subverticais) aparecem sobrepostas às estrias mais antigas (subhorizontais).

#### **5.5 Descrição das estrias e indicadores cinemáticos**

Apenas dois tipos de estrias foram observados: sulcos e ranhuras, e fibras minerais carbonáticas. As estrias mais novas foram observadas em superfícies bem polidas, que, segundo Doblas *et al.* (1997), podem indicar uma maior magnitude de

deslizamento ao longo do plano de falha. Os indicadores cinemáticos encontrados nos planos de falha não são muito evidentes, porém foi possível reconhecer feições como: ressaltos, que foram interpretados como degraus congruentes (Doblas *et al.*, 1997; Doblas, 1998) e Grãos Assimétricos (Doblas *et al.*, 1997), elevações assimétricas denominadas “*Knobby Elevations*” ou elementos deformados denominados “*Asymmetric protruding grains*” (Doblas, 1998). Segundo Doblas *et al.* (1997), os degraus congruentes indicam um estágio mais avançado da evolução do plano de falha. Outros indicadores cinemáticos, desenvolvidos como estruturas adjacentes ao plano de falha, foram interpretados como: fraturas de cisalhamento sintéticas (R), cisalhamento antitéticas (R’) e tensão (T), conjunto de microfalhas sigmoidais no cataclasito, arrastos rúpteis na foliação da encaixante, veios de quartzo falhados, juntas de refração e falhas conjugadas. Indicadores cinemáticos típicos de zonas de cisalhamento dúcteis também foram encontrados, como pares de superfícies de cisalhamento do tipo “SC” formadas por fluxo cataclástico na matriz da rocha de falha rica em argilo-minerais. Cataclasitos foliados são descritos por Passchier & Trouw (1996) como feições desenvolvidas em rochas ricas em minerais micáceos. No caso desta região, os argilo-minerais gerados durante o falhamento, devido à percolação de fluidos e alteração química dos feldspatos e micas, são os marcadores da foliação dos cataclasitos.

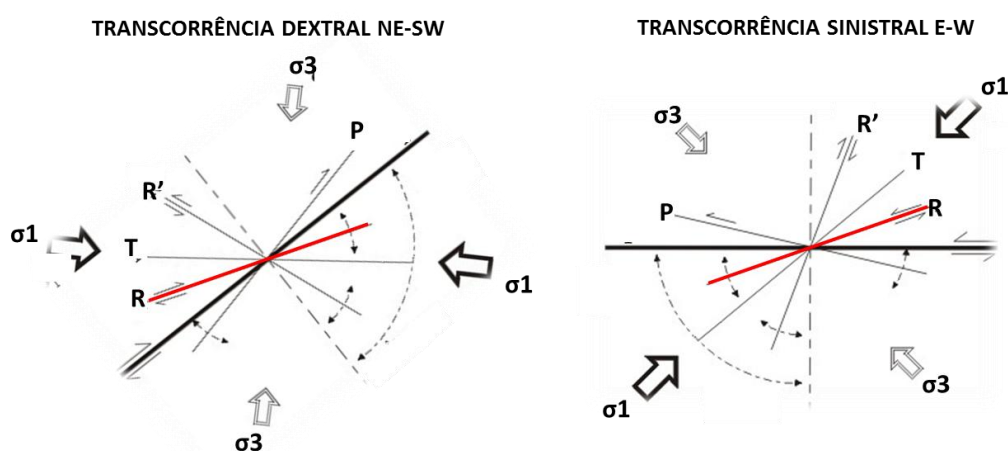
## 5.6 Fases de deformação

Com base nas características petrográficas e de campo destas zonas cataclásticas, na hierarquia das estruturas observadas e nos diagramas de paleotensões calculados para cada falha, ou para cada estágio da falha, propomos uma sucessão de fases de deformação para esta região, ocorrida após 56 Ma. Desta maneira, as análises cinemática e dinâmica, permitiram concluir que as falhas ENE-WSW registram, pelo menos, três fases de deformação no estado rúptil, denominadas aqui: Fases 1, 2.1, 2.2 e 3 (da mais antiga para a mais nova) (**Tabela 5.1 e Anexo 5**).

- **Fase 1**

Na falha Bico Preto foram observadas sobreposições de estrias, sendo que as mais antigas têm baixa obliquidade. Desta maneira, pôde-se inferir que a fase deformacional mais antiga, e que originou a falha do Bico Preto, é relacionada a uma transcorrência dextral NE-SW. Este campo de esforços é coerente com a cinemática da Falha de Iguaba (considerada *split* da Falha do Bico Preto) e da Falha do Morro do Mico com seu par conjugado. Contudo, as falhas da Ponta da Baleia e de Arraial do Cabo mostram uma cinemática que indica uma transcorrência sinistral E-W. Para cada caso, as falhas ENE-WSW, nesta fase, podem ser correlacionadas com as fraturas de cisalhamento sintéticas R, de Petit (1987) (**Figura 5.1**). A cinemática oposta encontrada entre estas falhas pode ser devida apenas ao ajuste geométrico entre os blocos segmentados pela trama das falhas. Esta movimentação lateral seria possível, já que as estrias possuem baixíssima obliquidade. Um exemplo deste ajuste, é o do bloco compreendido entre as falhas do Bico Preto e da Ponta da Baleia, deslocado para SW, gerando movimento dextral na Falha do Bico Preto e sinistral na Falha da Ponta da Baleia.

Considerando-se o regime tectônico transcorrente dextral NE-SW, o  $\sigma_1$  local é subhorizontal com orientação para WNW-ESE, já para um regime tectônico transcorrente sinistral E-W, o  $\sigma_1$  possui orientação NE-SW.



**Figura 5.1** – Correlação das falhas ENE-WSW com as fraturas de cisalhamento sintéticas R, de Petit (1987).

- **Fase 2.1**

Algumas estrias observadas nas falhas do Bico Preto e Fazenda São João, têm obliquidade média (de 30° a 60°) indicando movimento oblíquo com componentes normal e dextral. Desta forma, o regime tectônico correspondente poderia ser caracterizado por uma distensão oblíqua dextral NNW-SSE.

O  $\sigma_1$  obtido para este regime tectônico é de caimento intermediário para ENE. Cabe ressaltar que as análises cinemática e dinâmica da Falha do Pai Vitório, feitas por Rubim (2004), sugerem a presença de um campo de paleotensão com eixo de tensão máxima  $\sigma_1$  orientado NE-SW com caimento de 45° para SW e  $\sigma_3$  sub-horizontal NNW-SSE, indicando também a atuação de uma distensão oblíqua NNW-SSE, porém sinistral.

- **Fase 2.2**

Quase todas as falhas da região apresentam também estrias *down dip* marcadas por sulcos e ranhuras, além de fibras minerais carbonáticas. Na Falha do Bico Preto, esta geração de estrias sobrepõe-se às estrias da Fase 1, logo ela seria mais nova. Esta cinemática, com predomínio do componente normal, estaria relacionada a um regime tectônico de distensão NNW-SSE normal com pequenos componentes dextrais ou sinistrais (todas as falhas ENE-WSW, exceto a Falha de Arraial do Cabo).

O  $\sigma_1$  obtido para este regime tectônico varia de subvertical a vertical.

- **Fase 3**

A falha NW-SE, que ocorre na borda leste da Lagoa de Araruama, trunca as zonas cataclásticas das falhas do Bico Preto, Ponta da Baleia, Fazenda São João e Morro do Mico, segmentando e deslocando estas falhas ENE-WSW. Os pares de plano de falha e estria indicam um regime tectônico de distensão ENE-WSW oblíqua dextral.

O  $\sigma_1$  desta possui orientação NNW-SSE com caimento para 51°.

Esta ordem cronológica relativa não implica, necessariamente, que as fases são separadas em larga escala no tempo geológico, ou seja, que pertençam a eventos tectônicos distintos. As fases 2.1 e 2.2 têm  $\sigma_1$  subvertical com distensão principal

NNW-SSE, portanto poderiam ser fases progressivas. Já a fase 1, apresenta um  $\sigma_1$  subhorizontal, ou seja, uma trama de esforços distinta, cujas estruturas geradas são truncadas pelas estruturas das fases 2.1 e 2.2. Não é possível, então, concluir que as fases 2.1 e 2.2 sejam a progressão da fase 1. A fase 3, é representada por uma falha com geometria distinta que trunca as estruturas anteriores, produto de um campo de esforços também distinto das outras fases, portanto poderia ser relacionada a outro evento tectônico com distensão principal próxima a E-W.

A Fase 1 poderia ser correlacionada com eventos de transcorrência sinistral E-W de Riccomini (1995) *apud* Riccomini *et al.* (2004) e Ferrari (2001), principalmente por estar relacionada à intrusão dos corpos alcalinos e ao hidrotermalismo tardio associado às brechas tectônicas silicificadas. O evento de transcorrência sinistral E-W, segundo Riccomini (1995) *apud* Riccomini *et al.* (2004), ocorreu desde o Neocretáceo ao Paleoceno, e afetou os corpos alcalinos no sul do Estado de São Paulo. Ferrari denominou a transcorrência sinistral E-W de Evento 1, com atuação desde o Campaniano ao Eoceno Inferior, associado à intrusão dos corpos alcalinos e ao hidrotermalismo tardio, representado pelas brechas tectônicas silicificadas do Gráben da Guanabara.

As Fases 2.1 e 2.2 poderiam ser correlacionadas com a distensão NNW-SSE (E1) de Riccomini *et al.* (2004), do Paleógeno, responsável pela instalação das bacias do RCSB. Estas fases também poderiam ser correlacionadas com o Evento 2 de Ferrari (2001), dado por uma distensão NW-SE, ocorrida entre o Eoceno Inferior e Oligoceno Superior, que controlou a implantação e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Macacu.

A Fase 3 poderia ser correlacionada com a distensão E-W (E2) de Riccomini *et al.* (2004), ocorrida no início do Holoceno, porém com distensão local ENE-WSW, que definiu o contorno atual das distribuição dos sedimentos. Esta fase também poderia ser correlacionada ao Evento 4 de Ferrari (2001), caracterizado por uma distensão E-W, também ocorrida durante o Holoceno, responsável pela segmentação dos depósitos da Bacia do Macacu.

A **Figura 5.2** é um quadro comparativo entre fases deformacionais definidas neste estudo para o sistema de falhas ENE-WSW do entorno da Lagoa de Araruama e os eventos deformacionais do Gráben da Guanabara definidos por Ferrari (2001) e do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil de Riccomini *et al.* (2004). Cabe ressaltar que as idades das fases deste estudo, que constam no quadro comparativo, foram inferidas somente com base nas idades definidas pelos autores acima mencionados, exceto pela idade inicial da Fase 1, definida com base na relação de corte das rochas derivadas do magmatismo alcalino, ocorrido na região entre 52 e 56 Ma (Ferrari, 2001), pelas falhas ENE-WSW.

**QUADRO COMPARATIVO ENTRE AS FASES/EVENTOS DEFORMACIONAIS.**

		FERRARI (2001)	RICCOMINI <i>et al.</i> (2004)	Sistema de Falhas ENE-WSW		
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	EVENTO 4 - DISTENSÃO E-W	C - COMPRESSÃO E-W E2 - DISTENSÃO NW-SE A E-W	FASE 3 - DISTENSÃO ENE-WSW OBLÍQUA DEXTRAL	
		PLEISTOCENO	EVENTO 3 - TRANSCORRÊNCIA DEXTRAL E-W	TD - TRANSCORRÊNCIA DEXTRAL E-W		
		PLIOCENO				
	NEÓGENO	MIOCENO		TS - TRANSCORRÊNCIA SINISTRAL E-W		
		PALEÓGENO	OLIGOCENO	EVENTO 2 - DISTENSÃO NW-SE	E1 - DISTENSÃO NNW-SSE	FASE 2.2 - DISTENSÃO NNW-SSE FASE 2.1 - DISTENSÃO OBLÍQUA DEXTRAL NNW-SSE
			EOCENO			
	PALEOCENO	EVENTO 1 - TRANSCORRÊNCIA SINISTRAL E-W		FASE 1 - TRANSCORRÊNCIA SINISTRAL E-W (DEXTRAL NE-SW)		
	NEOCRETÁCEO			TRANSCORRÊNCIA SINISTRAL E-W Riccomini (1995)		

**Figura 5.2** – Quadro comparativo entre fases deformacionais definidas neste estudo para o sistema de falhas ENE-WSW do entorno da Lagoa de Araruama e os eventos deformacionais do Gráben da Guanabara definidos por Ferrari (2001) e do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil de Riccomini *et al.* (2004).



DIREÇÃO PRINCIPAL	FALHAS	ROCHAS DE FALHA	ANÁLISE PETROGRÁFICA	ANÁLISES CINEMÁTICA E DINÂMICA			
				FASE 1	FASE 2.1	FASE 2.2	FASE 3
ENE-WSW	FALHA DO BICO PRETO	brechas, cataclasitos, ultracataclasitos e pseudotaquilitos	3	TRANSTRAÇÃO DEXTRAL NE-SW	DISTENSÃO OBLÍQUA DEXTRAL NNW-SSE	DISTENSÃO NNW-SSE	truncada pela falha NNW-SE
	FALHA DA PONTA DA BALEIA	brechas e cataclasitos	1*	TRANSPRESSÃO SINISTRAL E-W	----	DISTENSÃO NNW-SSE (com pequeno componente sinistral)	truncada pela falha NNW-SE
	FALHA DO MORRO DO MICO	brechas e cataclasitos	2	TRANSCORRENTE DEXTRAL NE-SW	----	DISTENSÃO NNW-SSE (com pequeno componente dextral)	truncada pela falha NNW-SE
	FALHA DA FAZENDA SÃO JOÃO	brechas e cataclasitos	2	----	DISTENSÃO OBLÍQUA DEXTRAL NNW-SSE	DISTENSÃO NNW-SSE (com pequeno componente dextral)	truncada pela falha NNW-SE
	FALHA DE ARRAIAL DO CABO	brechas e cataclasitos	sem lâminas delgadas	TRANSCORRENTE SINISTRAL E-W $\sigma 1$ NNW-ESE (dextral) NE-SW (sinistral)	----	----	----
WNW-ESE	FALHA DE IGUABA (splay Bico Preto)	brechas, cataclasitos e ultracataclasitos	2	DISTENSÃO NNE-SSW (com pequeno componente dextral) e TRANSTRAÇÃO DEXTRAL E-W (localizada)	----	----	----
WNW-ESE	FALHA DO MORRO DO MICO (conjugadas)	brechas e cataclasitos	sem lâminas delgadas	TRANSCORRENTE SINISTRAL NNW-SE	----	----	----
NW-SE	FALHA NNW-SE	brechas e cataclasitos	sem lâminas delgadas	----	----	$\sigma 1$ subvertical	DISTENSÃO OBLÍQUA DEXTRAL ENE-WSW $\sigma 1$ NNW-SSE (caimento 51°)

\*com base nas análises cinemática e dinâmica, existem registros de reativações.

**Tabela 5.1** – Sumário das fases de deformação do Sistema de Falhas ENE-WSW do entorno da Lagoa de Araruama.

## 6 CONCLUSÕES

A falhas do sistema ENE-WSW, e suas subsidiárias, da região do entorno da Lagoa de Araruama, no Estado do Rio de Janeiro, são compostas por zonas de falha constituídas por brechas silicificadas com níveis de cataclasitos. Estas podem alcançar alguns metros ou dezenas de metros de espessura e, em sua grande maioria, apresentam-se sustentando os morros da região.

A Falha do Bico Preto, com cerca de 30 km de extensão, é a maior falha da região, sendo responsável pelo controle morfológico da borda norte da Lagoa de Araruama. As falhas NW-SE são responsáveis pela segmentação dos blocos compreendidos entre as falhas ENE-WSW, deslocando as mesmas. Uma destas falhas NW-SE é responsável pelo controle estrutural da borda leste da Lagoa de Araruama. Há indícios de que a borda oeste da Lagoa de Araruama também seja controlada por uma falha NW-SE, porém esta não foi mapeada em campo.

As falhas do sistema ENE-WSW, devido as suas características estruturais e petrográficas, são consideradas contemporâneas à Falha do Pai Vitório, que limita o Gráben de São João, de idade eocênica, na sua borda sul. Além disso, estas falhas cortam os diques de diabásio NE-SW e NW-SE, assim como as rochas derivadas do magmatismo alcalino ocorrido na região entre 52 e 56 Ma (Ferrari, 2001), como ocorre com a Falha de Arraial do Cabo neste último caso. Logo, a idade máxima deste sistema poderia ser inferida em torno de 56 Ma, relacionada ao final da atividade magmática alcalina na região.

Além da relação das brechas tectônicas silicificadas com a hidrotermalização que acompanhou as fases finais do magmatismo alcalino na região, as falhas ENE-WSW também podem ter sua origem relacionada ao prolongamento da Zona de Fratura de Martim Vaz em direção ao continente durante a evolução da margem continental, associada à Zona de Transferência do Rio de Janeiro. As falhas NW-SE poderiam ser interpretadas como reativações das zonas de acomodação associadas às falhas de transferência do rifte (Alves, 2002; Stanton *et al.* 2010).

As rochas deste sistema podem ter sido formadas em profundidades acima de 4 km devido a sua coesão, segundo as classificações de Twiss & Moores (1992) e McClay (2000), modificada de Sibson (1997). A presença de clastos formados por rochas cataclásticas dentro da matriz de uma geração mais nova, ambos cortados por veios silicosos tardios, indica que estas rochas já eram coesas quando sofreram percolação de sílica.

A presença de clastos de diferentes gerações de eventos deformacionais, compostos por rochas cataclásticas, em meio a uma matriz mais nova, assim como a ocorrência de estrias com diferentes orientações, sobrepostas no mesmo plano de falha, em rochas cataclásticas, são as evidências que comprovam a ocorrência de, no mínimo, duas reativações.

Os indicadores cinemáticos encontrados nos planos de falha não são muito evidentes, porém estruturas adjacentes associadas à movimentação ao longo do plano de falha principal são comuns na área e auxiliam na compreensão da análise cinemática.

As análises cinemática e dinâmica, permitiram concluir que as falhas ENE-WSW registram a ocorrência de, pelo menos, uma sucessão de três fases de deformação na região, sendo duas destas fases (fases 2.1 e 2.2) provavelmente relacionadas à progressão do mesmo evento:

- **Fase 1** – Transcorrência sinistral E-W (dextral NE-SW) (diferente cinemática devido ao ajuste geométrico entre os blocos durante o falhamento). Associada à intrusão dos corpos alcalinos e à hidrotermalização tardia que gerou as brechas tectônicas silicificadas (Ferrari, 2001).
- **Fase 2.1** – Distensão oblíqua dextral NNW-SSE. Reativação das falhas transcorrentes dextrais geradas na Fase 1, como falhas oblíquas dextrais. Instalação das bacias do RCSB (Riccomini, 2004) e do Macacu (Ferrari, 2001).

- **Fase 2.2** – Distensão NNW-SSE (com pequenos componentes dextrais ou sinistrais). Progressão Fase 2.1 para um regime mais distensivo e com pouquíssima obliquidade.
- **Fase 3** – Distensão ENE-WSW oblíqua dextral – caracterizada pela Falha NW-SE, responsável por deslocar e segmentar as falhas do sistema ENE-WSW. Segmentação dos depósitos da Bacia do Macacu (Ferrari, 2001).

Os resultados deste estudo visam contribuir para uma melhor compreensão da atuação da tectônica cenozóica na região, cujo embasamento compõe o Domínio Tectônico Cabo Frio, do Cambriano, que constitui a porção *onshore* do Alto de Cabo Frio. A caracterização, feita neste estudo, de parte das estruturas rúpteis geradas por esta tectônica poderá servir de base para estudos complementares que venham a ser feitos na região. Além disso, é possível que estas estruturas tenham continuidade para as bacias sedimentares de Santos e Campos, influenciando, desta forma, na compartimentalização de seus depósitos sedimentares.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLMENDINGER, R.W., CARDOZO, N. e FISHER, D. 2011. *In: Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*. Cambridge University Press.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. *The system of continental rifts bordering the Santos Basin*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48:15-26 (suplemento).
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. RIO DE JANEIRO, DNPM/DGM. BOLETIM.
- ALMEIDA, F.F.M. 1991. **O alinhamento magmático de Cabo Frio**. II Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG, São Paulo. Anais, p. 423-428.
- ALMEIDA, F.F.M., CARNEIRO, C.D.R. e MIZUSAKI, A.M.P. 1996. **Correlação do magmatismo da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 26 (3): 125-138.
- ALMEIDA, J.C.H., HEILBRON, M., TETZNER, W., VALERIANO, C., EIRADO, L.G. e RUBIM, I.N. 2003. **Tectônica Rúptil no Terreno Cabo Frio**. Anais do IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Armação dos Búzios. p. 432-434
- ALVES, E.C. 2002. **Zonas de Fratura Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil**. Tese de doutorado. Departamento de Geologia da Universidade Federal Fluminense, 247p.
- ALVES, E.C., MAIA, M. e SICHEL, S.E. 2005. **Zona de Fratura de Vitória-Trindade no Atlântico sudeste e suas implicações tectônicas e magmáticas com o bordo continental sudeste**. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio/RJ.
- ANGELIER, J. 1989. *From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data*. Journal of Structural Geology. 11, 37-50.
- ANGELIER, J. 1994. *Fault slip analysis and paleostress reconstruction*. In: HANCOCK, P. L. Continental Deformation. Oxford: Pergamon Press, p. 53-100.
- CHESTER, F.M., FRIEDMAN M., LOGAN J.M. 1985. *Foliated cataclasites*. Tectonophysics 111:139–146.
- COBBOLD, P.R., MEISLING, K.E. e MOUNT, V. S. 2001. *Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil*. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, Tulsa, Okla., v. 85, n. 11, p. 1925-1944.
- COUTINHO, J.M.V. 2008. *Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil*. Revista do Instituto de Geociências. USP, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 29-52.

- DELVAUX, D. 1993. ***The Tensor Program for paleostress reconstruction: exemples from the East African and the Baikal rift zones.*** 1993. EUGVII Strasburg, França, 4-8. Suplemento 1. Terra Nova, vol. 5, p. 216 (resumo).
- DOBLAS, M. 1998. ***Slickenside kinematic indicators.*** Tectonophysics 295, 187–197.
- DOBLAS, M., MAHECHA, V., HOYOS, M. e LÓPEZ-RUIZ, J. 1997. ***Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain.*** Journal of Structural Geology. Vol. 19, nº 2, 159-170.
- ERNESTO, M. 1996. **Determinação da curva de deriva polar aparente para o Mesozóico da América do Sul.** Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 56 p.
- FERRARI, A.L. 2001. **Evolução Tectônica do Gráben da Guanabara.** São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 412p.
- FERRARI, A.L. e SILVA, M.A.M. 1997. **Bacia do Macacu (RJ): Proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil.** V Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG, Rio de Janeiro, Anais, p. 32- 34.
- GÓES, N.F.B. 2007. **Geologia do Pontal do Atalaia, em Arraial do Cabo/RJ.** Monografia de Graduação, UERJ, DGRG, 92p.
- GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F., SILVA, T.M. 2011. **Arcabouço Regional: Arcabouço geomorfológico.** In: Schmitt, R.S. (org): **Folhas Cabo Frio e Rio das Ostras, SF.23-Z-B-VI e SF.24-Y-A-IV: texto e mapas.** Programa Geologia do Brasil – PGB. Belo Horizonte: CPRM/UERJ. 1 CD-ROM.
- HANCOCK, P.L. 1985. ***Brittle microtectonics: principles and practice.*** Journal of Structural Geology, Vol. 7. Nos. 3/4, pp, 4.3-7 to 457.
- HANCOCK, P.L. e BARKA, A.A. 1987. ***Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey.*** Journal of Structural Geology 9, 573-584.
- HEILBRON, M. e MACHADO, N. 2003. ***Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil).*** Precambrian Research, 125:87-112.
- HEILBRON, M., MOHRIAK, W.U., VALERIANO, C.M., MILANI, E.J., ALMEIDA, J. e TUPINAMBÁ, M. 2000. ***From Collision to Extension: the roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil.*** In: MOHRIAK, W.U. e TALWANI, M. 1999. ***Atlantic Rifts and Continental Margins.*** Geophysical Monograph 115, American Geophysical Union, Washington: 1-15.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J. e JANASI, V.A. 2004. **Província Mantiqueira.** In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R. e BRITO-NEVES, B.B. **Geologia**

**do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: BECA, 2004. Cap XIII, p. 203-235.

HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., VALLADARES, C.S. e MACHADO, N. 1995. **A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, 25, 4, 249-266.

HENRY, S.G. 2011. **Crustal structure, basin formation and continental separation.** Workshop of the Equatorial margin - Brazil.

HERZ, N. 1977. **Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks.** Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 101-112.

IBGE 1963. **Folha Farol do Cabo, SF-24-Y-A-IV-3.** Escala 1:50.000. 1ª edição.

IBGE 1978. **Folha Araruama, SF-23-Z-B-VI-3.** Escala 1:50.000. 2ª edição.

IBGE 1978. **Folha Cabo Frio, SF-23-Z-B-VI-4.** Escala 1:50.000. 2ª edição.

MACHADO, G.M.F. 2009. **Mapeamento geológico-geotécnico, na escala 1:10.000, da área do Morro do Mico (Município de Cabo Frio – RJ).** Monografia de Graduação, UERJ, DGRG, 102p.

MCCLAY, K.R. 2000. **Advanced structural geology for petroleum exploration.** Short course. Royal Holloway University of London. 503p.

MEANS, W.D. 1987. **A newly recognized type of slickenside striation.** Journal of Structural Geology 9, 585-590.

MEISLING, K.E., COBBOLD, P.R., MOUNT, V.S. 2001. **Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil.** AAPG Bull, 85(11):1903-1924.

MELLO, C.L., CARMO, I.O., SILVA, R.C.B. e RODRIGUES, H.B. 2002. **Tectônica Cenozóica e compartimentação do relevo ao longo da porção continental emersa adjacente à Bacia de Campos.** Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa– PB. Sociedade Brasileira de Geologia, volume único, p. 361.

MITRA, G. e ISMAT, Z. 2001. **Microfracturing associated with reactivated fault zones and shear zones: what can it tell us about deformation history.** In: HOLDSWORTH, R.E., STRACHAN, R.A., MAGLOUGHLIN, J.F. & KNIPE, R.J. (2001). **The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening.** Geological Society, London, Special Publications, 186, 113-140.

MOHRIAK, U.W. 2003. **Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira.** In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** CPRM, Brasília.

MOHRIAK, U.W. e BARROS, A.Z.N. 1990. **Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: o Gráben de Barra de São João na**

plataforma de Cabo Frio, RJ. Revista Brasileira de Geociências, v. 20 n. 1-4 p. 187 - 196.

MOHRIAK, W.U. e MAGALHÃES, J.M. 1993. **Estratigrafia e evolução estrutural da área norte da Bacia de Santos**. Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG, p. 19-26.

MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; SANTOS, P. F. 2006. **Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no Estado do Rio de Janeiro**. Geologia USP: Série Científica, v. 6, n. 2, p. 19-30.

NURNBERG, D. e MÜLLER, R. D. 1991. **The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present**. Tectonophysics, v. 191, p. 27-53.

OREIRO, S.G. 2005. **Estudo sobre o Magmatismo no Limite entre as Bacias de Santos e Campos**. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio/RJ.

OREIRO, S.G., CUPERTINO, J.A., SZATMARI, P. e THOMAZ-FILHO, A. 2006. **Influence of pre-salt Alignments in the post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos Basins, SE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, Inglaterra.

PASCHIER, W.C. e TROUW, R.A.J. 1996. **Microtectonics**. Springer. 230pp.

PETIT, J. P. 1987. **Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks**. Journal of Structural Geology. 9 (5/6): 597-608.

RICCOMINI, C. 2008. **Rapid changes of stress-field in the passive continental margin of southeastern Brazil**. 33 Int. Geol. Congress, Abstracts, CD-ROM.

RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L.G. e FERRARI, A.L. 2004. **Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil**. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R. e BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p. 383-405.

RUBIM, I.N. 2004. **Análise cinemática e petrográfica das brechas tectônicas silicificadas em dois alvos no Estado do Rio de Janeiro**. Monografia de Graduação, UERJ, DGRG, 49p.

SCHLISCHE, R.W., WITHJACK, M.O. 2008. **Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces: Result of random nucleation and self-organized fault growth**. Struct. Geol. (2008), doi:10.1016/j.jsg.2008.09.005.



SCHMITT, R.S. 2011. **Folhas Cabo Frio e Rio das Ostras, SF.23-Z-B-VI e SF.24-Y-A-IV: texto e mapas**. Programa Geologia do Brasil – PGB. Belo Horizonte: CPRM/UERJ. 1 CD-ROM.

SCHMITT, R.S., GUERRA, J.V., SKREPNEK, C.C., STANTON, N., MOHRIAK, W. e TROUW, R.A.J. 2005. **Tectonic evolution of the offshore islands of the Cabo Frio tectonic High**. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/IV International Symposium on Tectonics, Curitiba-PR, Junho-2003. Boletim de Resumos. p. 84-86.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VANSCHMUS, W.R. e PASSCHIER, C.W. 2008. **Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater**. Journal of the Geological Society of London, v. 294, p. 279-296, 2008.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VANSCHMUS, W.R. e PIMENTEL, M.M. 2004. **Late amalgamation in the central part of West Gondwana: the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil) – new geochronological data**. Precambrian Research, v.133, 3/4.

SERLA. ACSA. 1988. **Fotografias aéreas**. 23 cm x 23 cm. Fx.10, n. 5-17.

SERLA. ACSA. 1988. **Fotografias aéreas**. 23 cm x 23 cm. Fx.2, n.31-65.

SERLA. ACSA. 1988. **Fotografias aéreas**. 23 cm x 23 cm. Fx.4A, n.99-105.

SERLA. ACSA. 1988. **Fotografias aéreas**. 23 cm x 23 cm. Fx.3, n.162-164;167-220.

SERLA. ACSA. 1988. **Fotografias aéreas**. 23 cm x 23 cm. Fx.1A, n.224-232.

SERLA. ACSA. 1988. **Fotografias aéreas**. 23 cm x 23 cm. Fx.4, n.239-248; 256-264.

SOUZA, K.G. 1993. **Tectono-magmatic periodicity of the southern Brazilian margin and the adjacent Cretaceous magnetic quiet zone in respect to the evolution of the South Atlantic Ocean**. Tese (concurso de professor Titular), UFF/LAGEMAR, Niterói, 43 p.

SOUZA, S.B. 2006. **Feições regionais da região emersa do Alto de Cabo Frio e sua continuação para as Bacias de Campos e Santos**. Dissertação de Mestrado. UERJ - Rio de Janeiro. 127 p.

STANTON, N., 2009. **Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através de magnetometria e suas implicações tectônicas**. Tese de Doutorado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 170 p.

STANTON, N.S.G. e SCHMITT, R. S. 2007. **Cronologia relativa das estruturas rúpteis e diques Meso-cenozóicos na porção onshore do Alto do Cabo Frio – região costeira e ilhas adjacentes, RJ**. Resumos expandidos. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, Natal, RN, CD-ROM.

STANTON, N.S.G., SCHMITT, R., GALDEANO, A., MAIA, M. e MANE, M. 2010. ***Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos Basin, from aeromagnetic data: New kinematic constraints***. Tectonophysics. Volume 490, Issues 1-2, p. 15-27.

THOMAZ FILHO, A., MIZUSAKI, A.M.P., CÉSERO, P. e LEÃO, J.G. 2005. ***Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, campos Basin (Rio de Janeiro state), Brazil***. Journal of South American Earth Sciences, v. 18, n. 3, p. 383-389, Grã-Bretanha.

THOMAZ FILHO, A. e RODRIGUES, A.L. 1999. **O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua Continuidade na Cadeia Vitória-Trindade**. Revista Brasileira de Geociências. , v.29, n.2, p.275 – 280.

TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M. e ANDREIS, R.R. 2000. ***The Central Segment of the Ribeira Belt***. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A. e CAMPOS, D.A. ***Tectonics Evolution of South America***, p. 287-310.

TROUW, R.A.J., PASSCHIER, C.W., WIERSMA, D.J. 2010. ***Atlas of Milonites – and related microstructures***. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co. 330p.

TURNER, J.P., WILSON, P.G. 2005. ***Structure and composition of the ocean–continent transition at an obliquely divergent transform margin, Gulf of Guinea, West Africa***. Petroleum Geoscience, Vol. 15 2009, pp. 305–311.

TWISS R.J. & MOORES E.M. 1992. ***Structural Geology***. New York, W. H. Freeman and Company, 532p.

TWISS R.J. & MOORES E.M. 2007. ***Structural Geology***. New York, W. H. Freeman and Company, 736p.

WINTER, W.R., JAHNERT, R.J., FRANÇA, A.B. 2007. **Cartas estratigráficas – Bacia de Campos**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2.

ZALÁN, P. V. e OLIVEIRA, J. A. B. 2005. **Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil**. Boletim de Geociências da Petrobras, v.13, n. 2.

## **8 ANEXOS**

**ANEXO 1 – Imagem de satélite e fotos aéreas**

**ANEXO 2 – Mapa de lineamentos**

**ANEXO 3 – Mapa geológico-estrutural do entorno da Lagoa de Araruama  
(com pontos)**

**ANEXO 4 – Mapa das falhas do entorno da Lagoa de Araruama (com  
estereogramas)**

**ANEXO 5 – Mapa das falhas do entorno da Lagoa de Araruama (com Fases de  
deformação)**

**ANEXO 6 (a, b, c, d) – Modelo 3D das falhas do entorno da Lagoa de  
Araruama**

**ANEXO 7 – Tabela de pontos**



# IMAGEM DE SATÉLITE E FOTOS AÉREAS DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA

Dissertação de Mestrado 2011/2

Pricilla Camões Martins de Souza

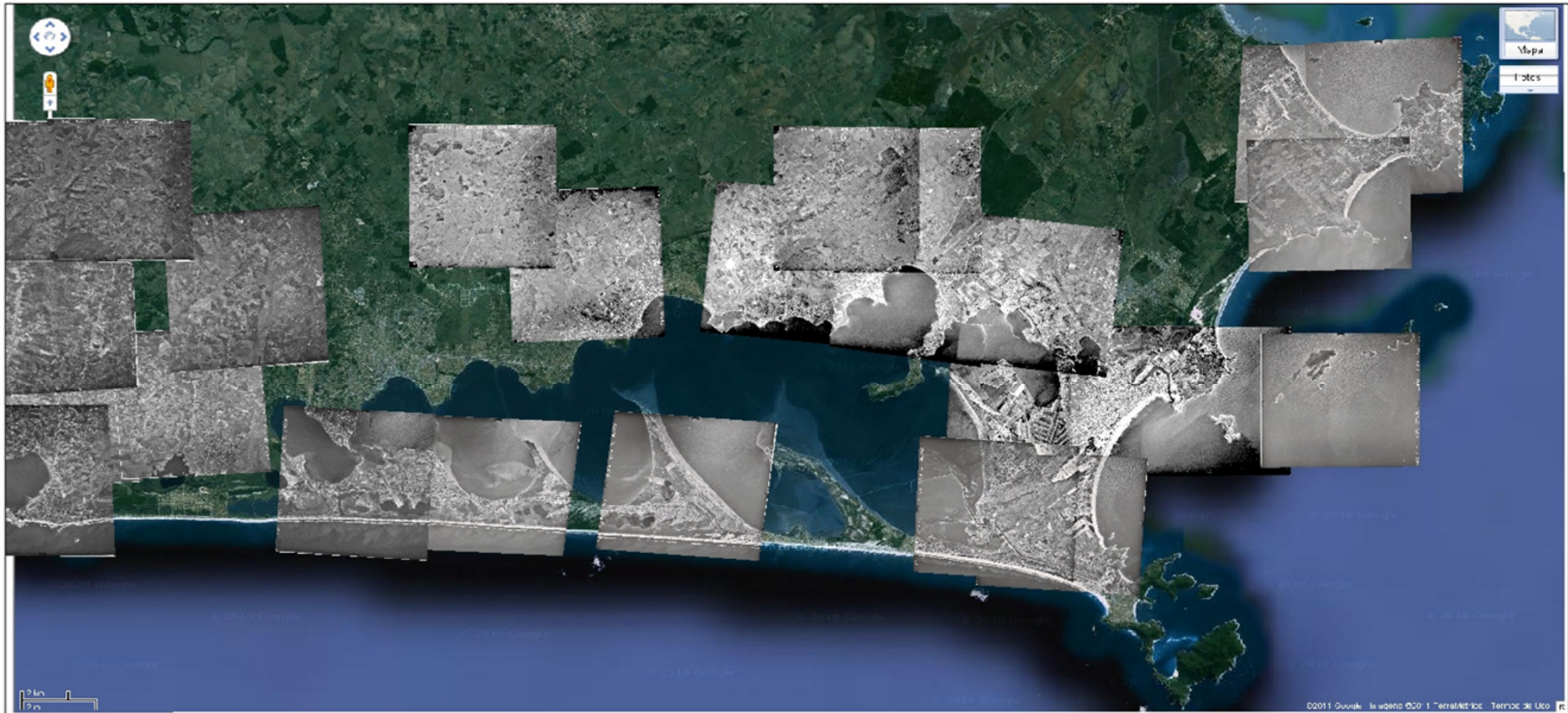


Imagem de satélite (Google Maps, 2011)  
Fotos Aéreas (SERLA, ACSA., 1938)



# MAPA DE LINEAMENTOS DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA

Dissertação de Mestrado 2011/2

Pricilla Camões Martins de Souza

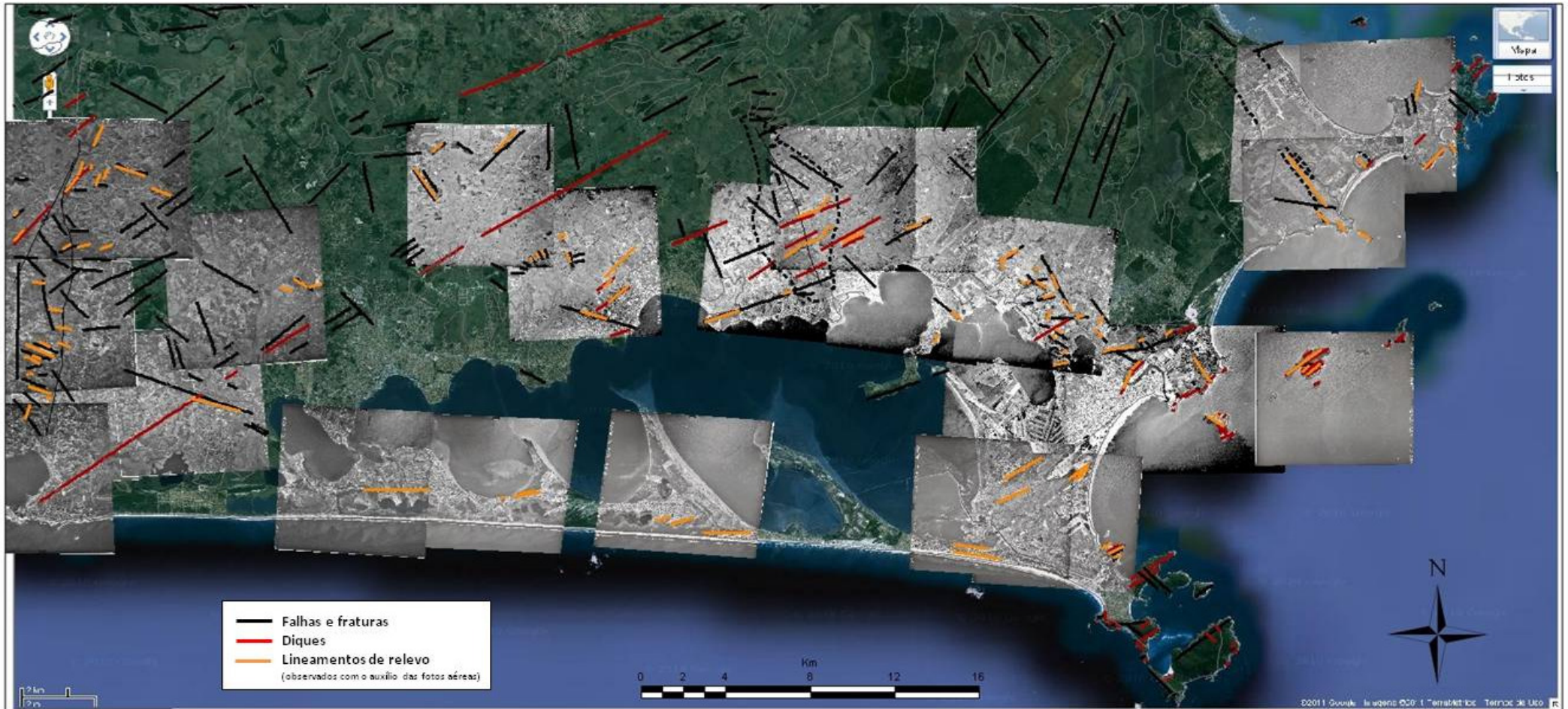


Imagem de satélite (Google Maps, 2011)

Fotos aéreas (SERLA, ACSA., 1988)

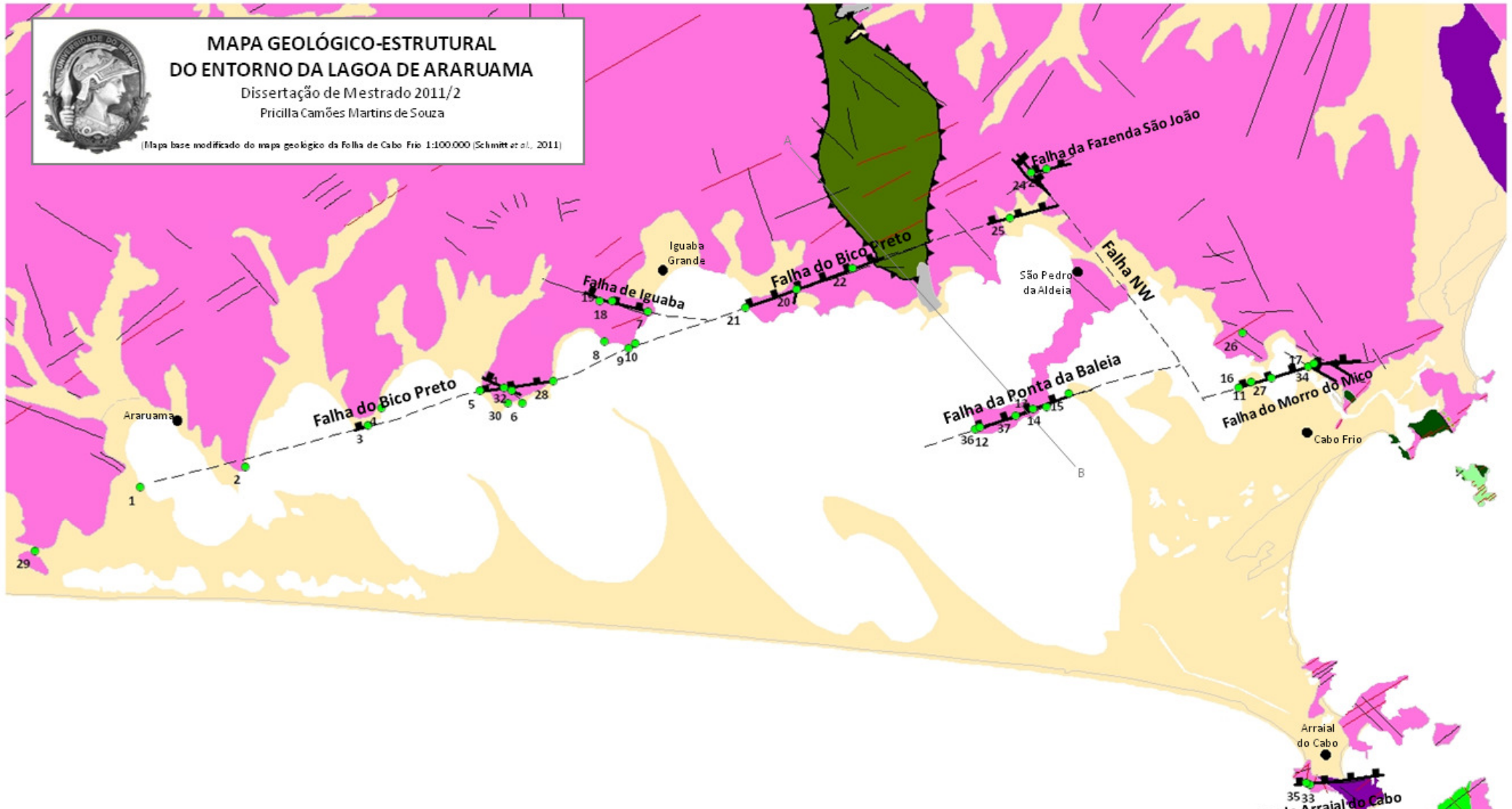
Falhas, fraturas e diques extraídos do mapa geológico da Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011)



**MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL  
DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA**

Dissertação de Mestrado 2011/2  
Pricilla Camões Martins de Souza

(Mapa base modificado do mapa geológico da Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011))



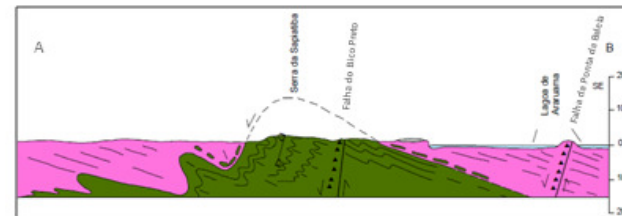
**GEOLOGIA**

- Depósitos do Quaternário
- Grupo Barreiras
- Complexo Alcalino Ilha do Cabo Frio
- Grupo Búzios-Palmital: (granada)-sillimanita gnaisses
- Grupo Búzios-Palmital: granada-anfibolitos
- Grupo Búzios-Palmital: sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses
- Complexo Região dos Lagos: hornblenda-biotita metagranitos
- Complexo Região dos Lagos: hornblenda-biotita ortogneisses

Pontos

**ESTRUTURAS**

- Diques de diabásio e alcalinos
- Contato
- Zona de empurrão
- Falhas e fraturas



(Seção geológica e extraída do mapa geológico da Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011))

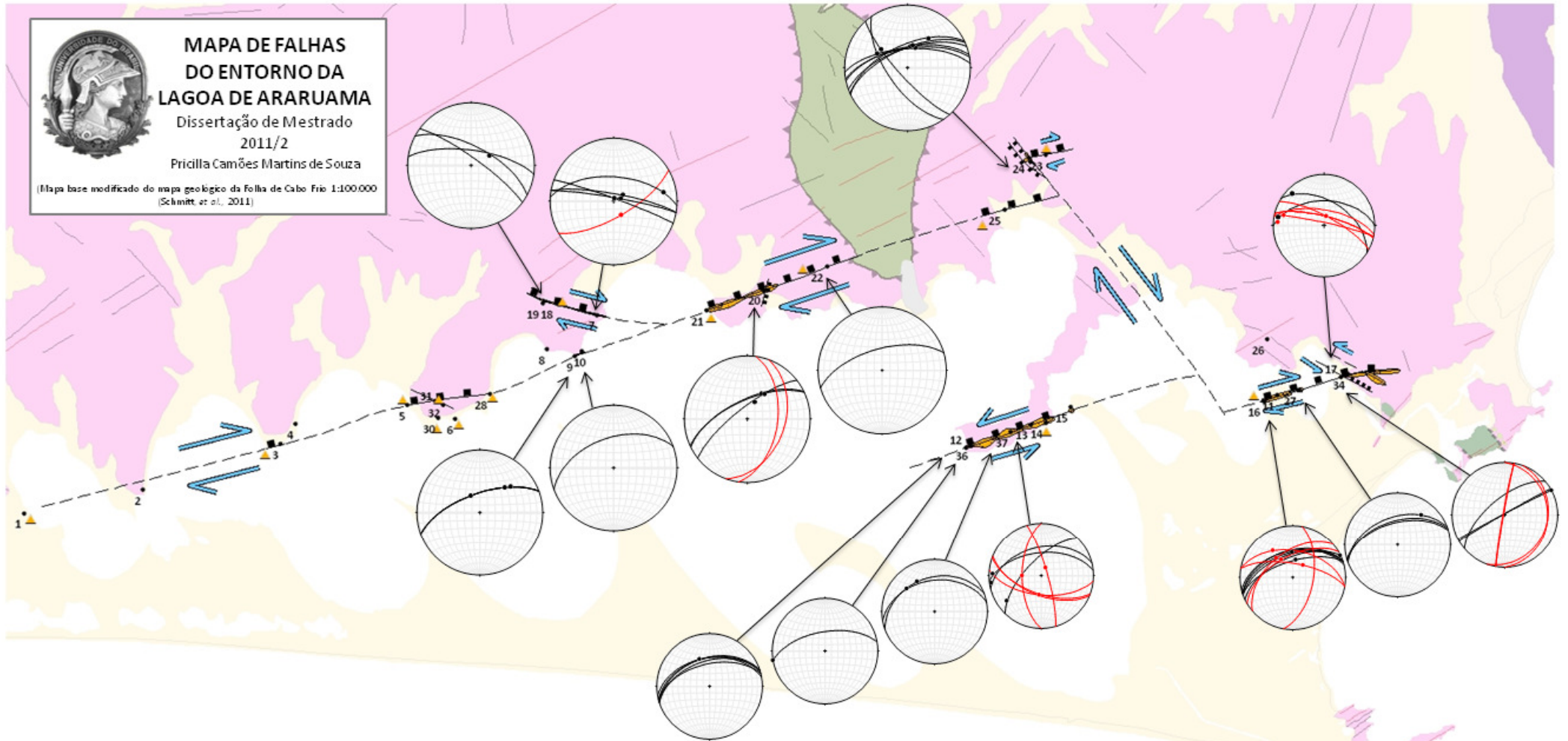




**MAPA DE FALHAS DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA**

Dissertação de Mestrado  
2011/2  
Priscilla Camões Martins de Souza

(Mapa base modificado do mapa geológico da Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011))

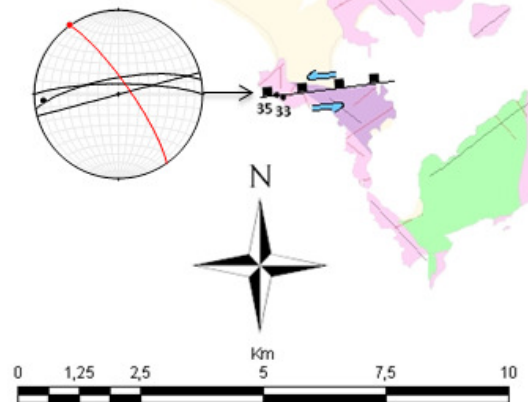


**LEGENDA**

- Pontos
- Falhas provadas
- - - Falhas inferidas
- Indicadores cinemáticos
- ▲ Blocos de brechas tectônicas
- Afloramentos de brechas tectônicas

**ESTEREOGRAMAS**

- Falhas principais
- Falhas secundárias
- Estrias das falhas principais
- Estrias das falhas secundárias

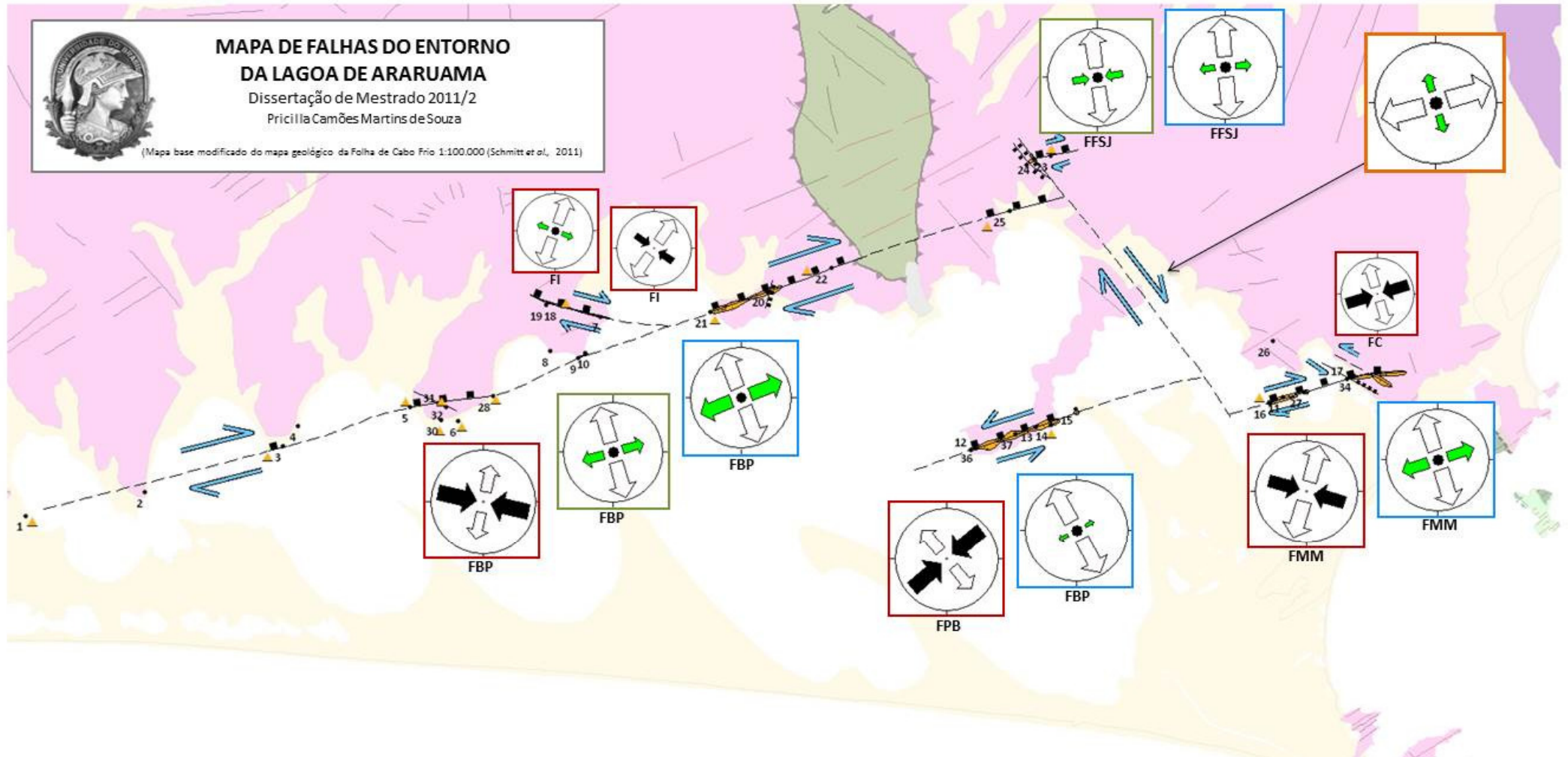




**MAPA DE FALHAS DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA**

Dissertação de Mestrado 2011/2  
Priscilla Camões Martins de Souza

(Mapa base modificado do mapa geológico da Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011))



**FASE 1**  
*Transcorrência E-W sinistral*  
Falhas da Ponta da Baleia e Arraial do Cabo

*Transcorrência NE-SW dextral*  
Falhas do Bico preto e Morro do Mico

Falhas associadas:  
*Transcorrência NW-SE sinistral*  
Conjugadas da Falha do Morro do Mico  
*Transcorrência E-W dextral*  
Falha de Iguaba (splay FBP)  
*Extensão NNE-SSW*  
(com pequeno componente dextral)  
Falha de Iguaba (splay FBP)

**FASE 2.1**  
*Distensão NNW-SSE oblíqua dextral*  
Falhas do Bico Preto e Fazenda São João

**FASE 2.2**  
*Distensão NNW-SSE*  
Falha do Bico Preto

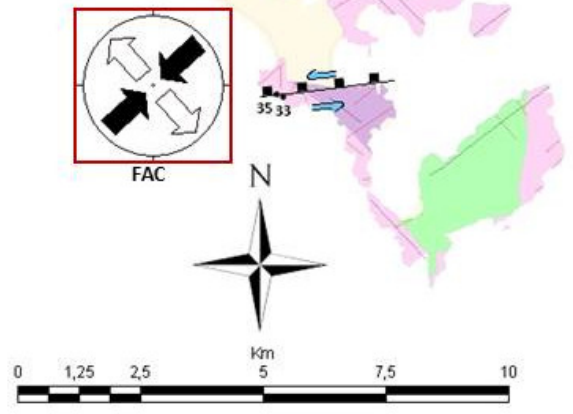
*Distensão NNW-SSE*  
(com pequeno componente dextral)  
Falhas da Fazenda São João e Morro do Mico

*Distensão NNW-SSE*  
(com pequeno componente sinistral)  
Falha da Ponta da Baleia

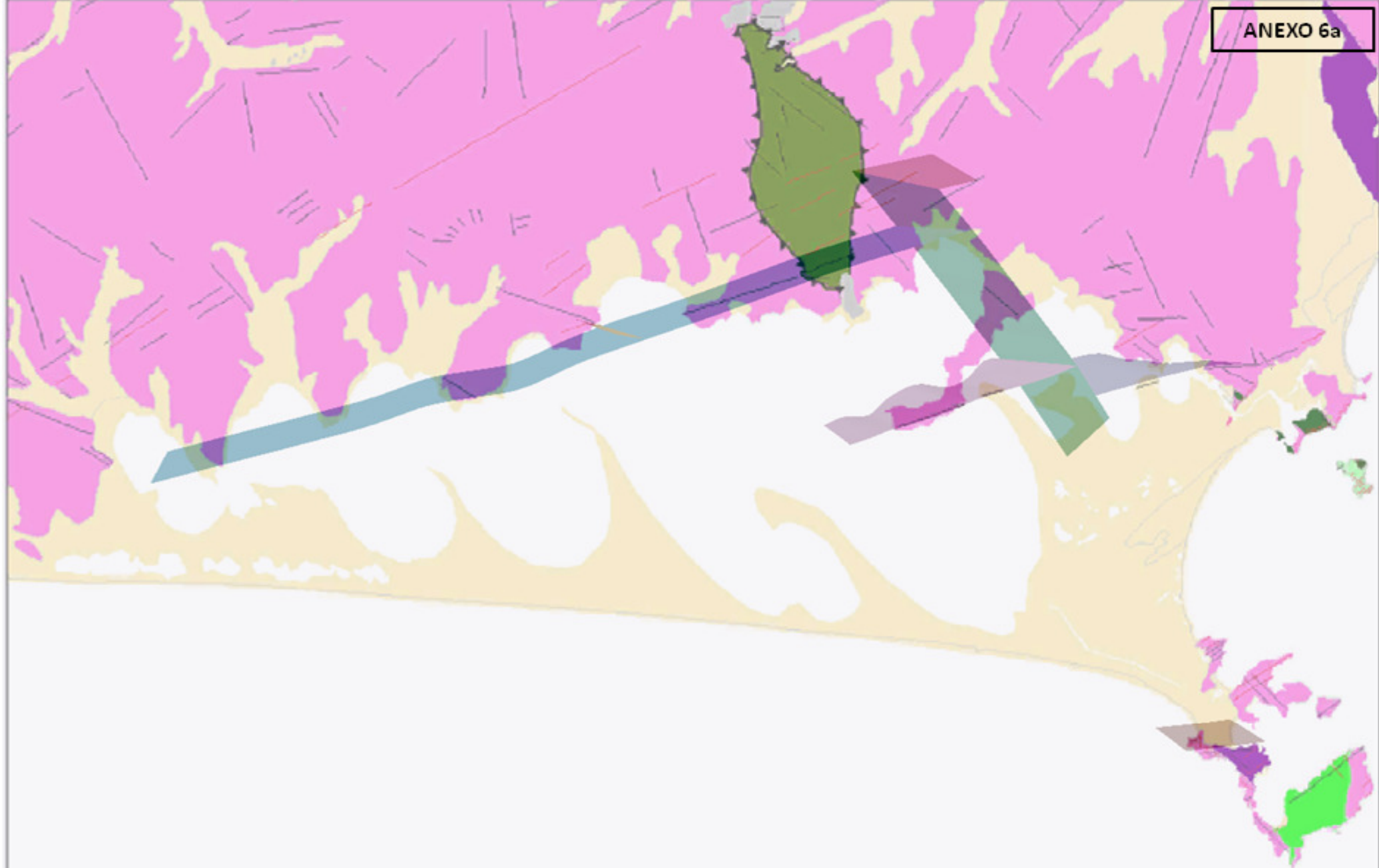
**FASE 3**  
*Distensão ENE-WSW oblíqua dextral*  
Falhas ENE-WSW foram truncadas pela falha NW-SE

**SIGLAS**

- FBP – Falha do Bico Preto
- FPB – Falha da Ponta da Baleia
- FI – Falha de Iguaba
- FFSJ – Falha da Fazenda São João
- FMM – Falha do Morro do Mico
- FC – Falha conjugada
- FAC – Falha de Arraial do Cabo





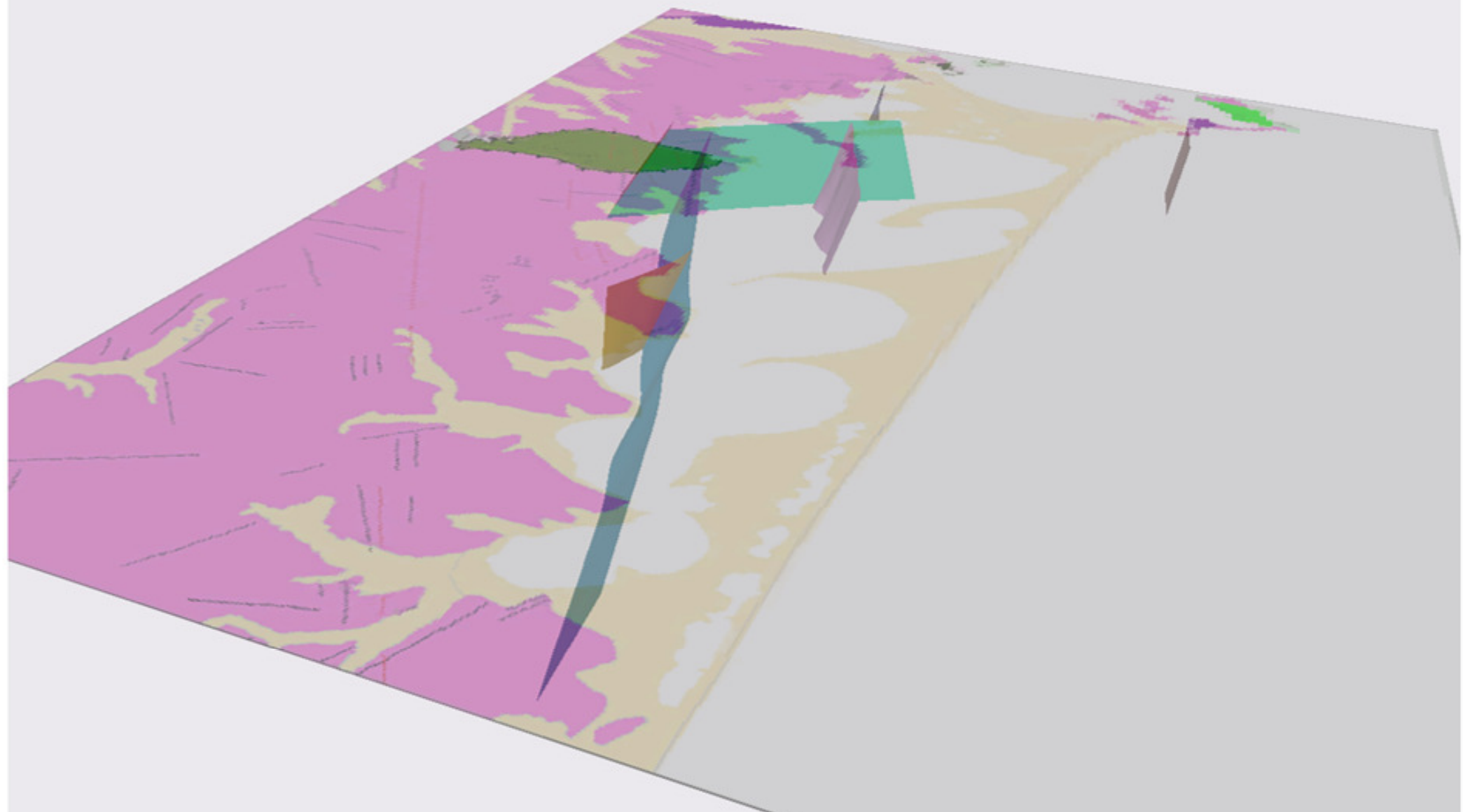


**MODELO 3D DAS FALHAS  
DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA**  
Dissertação de Mestrado 2011/2

Pricilla Canôes Martins de Souza

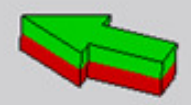
(Mapa geológico modificado do mapa geológico de Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011))

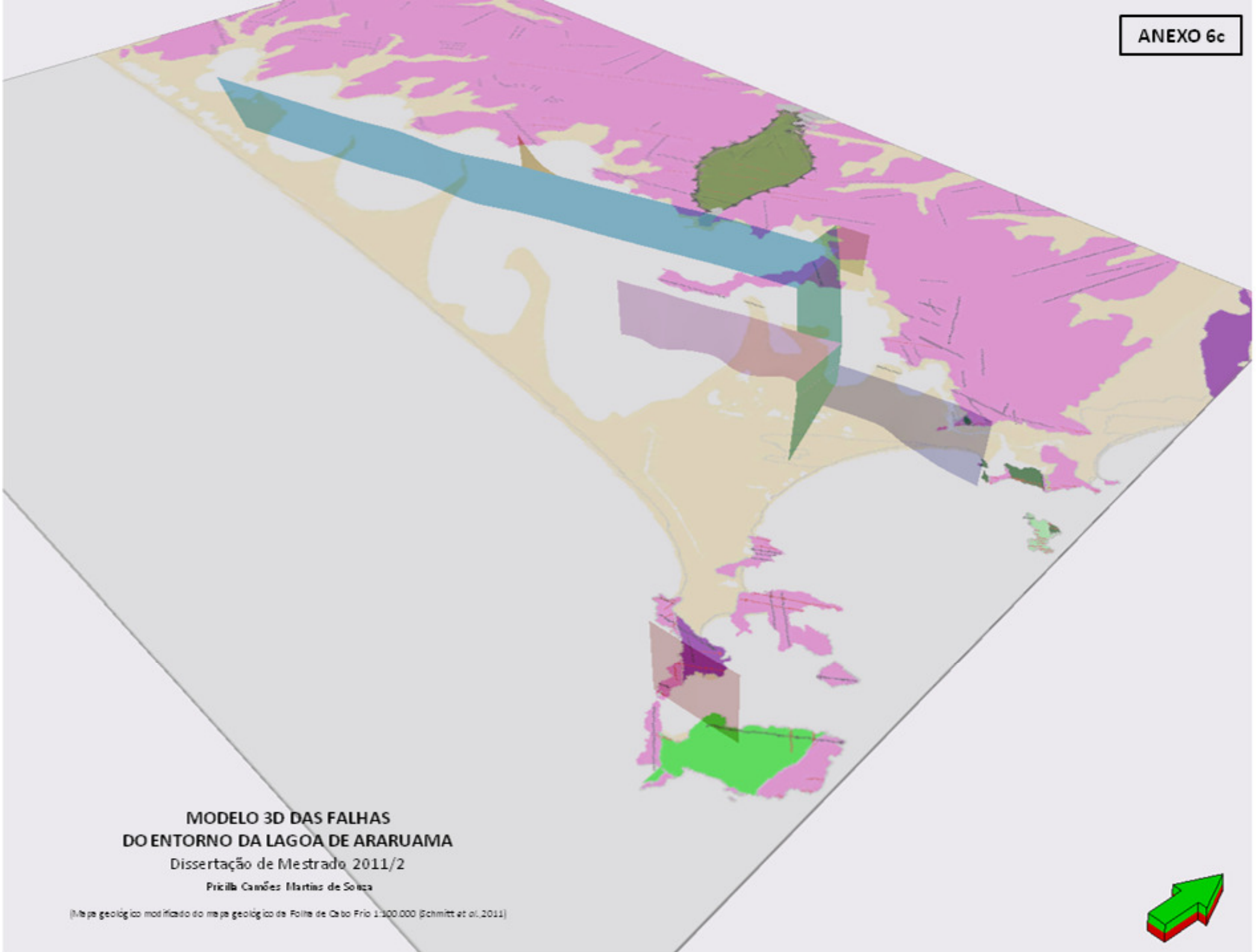




**MODELO 3D DAS FALHAS  
DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA**  
Dissertação de Mestrado 2011/2  
Priscilla Canhões Martins de Souza

(Mapa geológico modificado do mapa geológico da Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011))

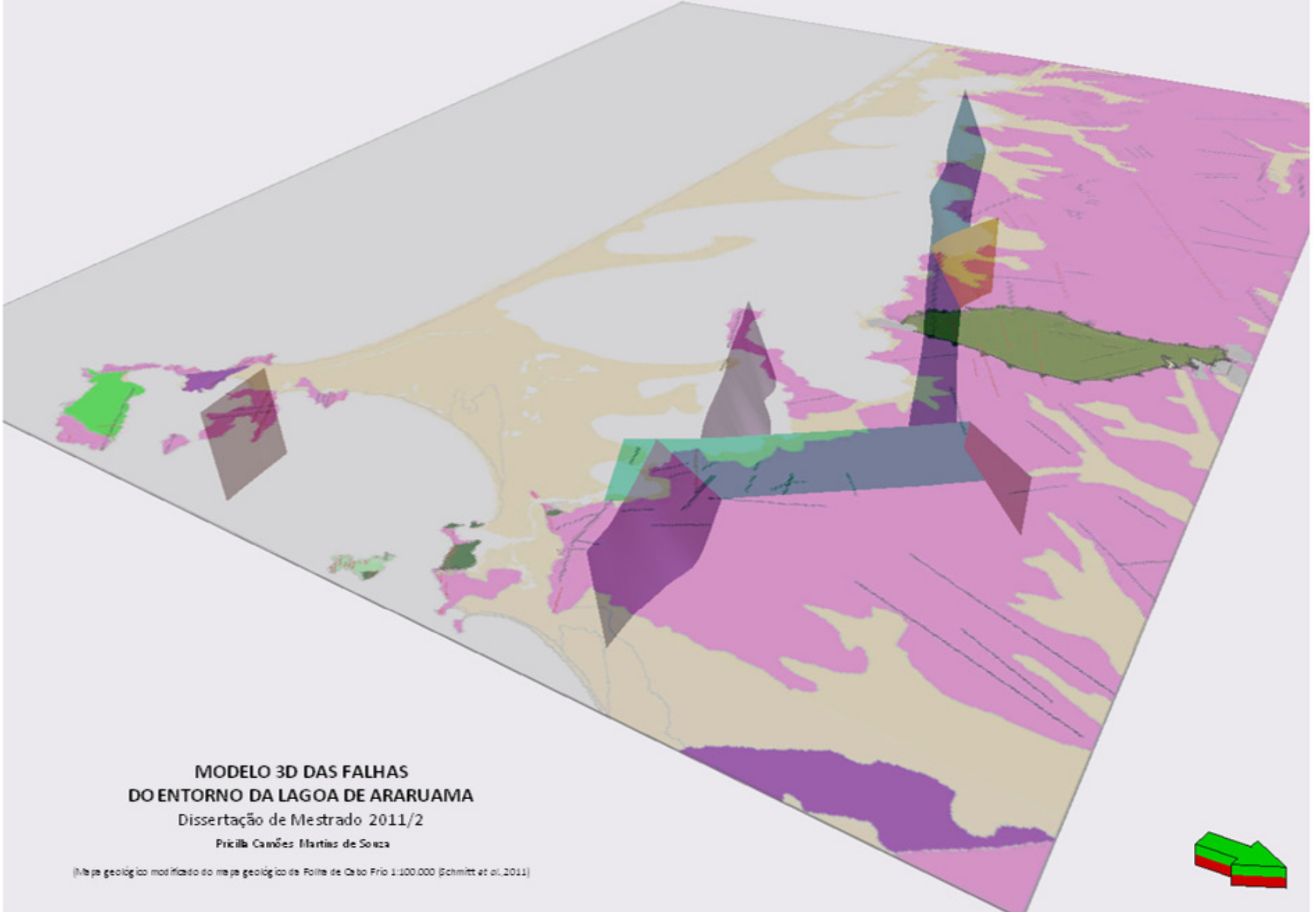




**MODELO 3D DAS FALHAS  
DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA**  
Dissertação de Mestrado 2011/2  
Priscilla Canôes Martins de Souza

(Mapa geológico modificado do mapa geológico de Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011))





**MODELO 3D DAS FALHAS  
DO ENTORNO DA LAGOA DE ARARUAMA**  
Dissertação de Mestrado 2011/2

Pricilla Canôes Martins de Souza

(Mapa geológico modificado do mapa geológico de Folha de Cabo Frio 1:100.000 (Schmitt et al., 2011)

PLANILHA DE FALHAS																
Nº	PONTO	X	Y	FALHA	LOCALIZAÇÃO	PLANO	ESTRIA / Le	ESTRIA (corrige)	ORIENT.	ESTRUTURA	TIPO DE FALHA	ROCHA DE FALHA	UNIDADE ESTRAT	AMOSTRA	LÂMINA	OBSERVAÇÕES
1	PC-AR-01	768370	7465113	Falha do Bico Preto	Margem W Lagoa Araruama	322/60	-----	-----	-----	VEIO DE QUARTZO	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Veio de quartzo com borda caulizada. Blocos soltos de quartzo. 1 bloco solto de brecha silicificada
2	PC-AR-01	771779	7465258	Falha do Bico Preto	Margem W Lagoa Araruama	240/12	-----	-----	-----	FOLIAÇÃO S <sub>n</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Orto gnaisse bandado caulizado
3	PC-AR-02	771779	7465258	Falha do Bico Preto	Praia do Hospício	206/65	-----	-----	-----	FRATURA	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Orto gnaisse bandado fraturado
4	PC-AR-02	771779	7465258	Falha do Bico Preto	Praia do Hospício	280/55	-----	-----	-----	FRATURA	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Orto gnaisse bandado fraturado
5	PC-AR-02	771779	7465258	Falha do Bico Preto	Praia do Hospício	268/60	328/34	-----	-----	FOLIAÇÃO S <sub>n</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Orto gnaisse bandado fraturado
6	PC-AR-03	775637	7466692	Falha do Bico Preto	Praia do Pontinha	002/84	-----	-----	-----	VEIO DE QUARTZO	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Blocos soltos de brecha. Sem embasamento aflorado
7	PC-AR-04	775944	7466955	Falha do Bico Preto	Praia dos Amores	080/05	330/03	-----	-----	FOLIAÇÃO S <sub>n</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Metagranitide homogêneo félsico com magnetita e biotita. Pouquíssimas fraturas. Le bem marcada
8	PC-AR-05	779008	7467686	Falha do Bico Preto	Bairro das Bananeiras (Ecomar)	-----	-----	-----	W-E	ZONA DE BRECHA	-----	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	S	S	Zona de brechas de cataclasto com ~ 50 m. Distância da afloramento até os blocos soltos na praia. Orto gnaisse bandado caulizado
9	PC-AR-06	780301	7467199	Falha do Bico Preto	Ponta a W da Ponta da Bananeira	-----	-----	-----	W-E	ZONA DE BRECHA	-----	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Blocos soltos de brecha
10	PC-AR-06	780301	7467199	Falha do Bico Preto	Ponta a W da Ponta da Bananeira	250/62	340/12	-----	-----	FOLIAÇÃO S <sub>n</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Metagranitide homogêneo félsico com magnetita e biotita. Pouquíssimas fraturas. Le bem marcada
11	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	290/15	-----	-----	-----	FOLIAÇÃO S <sub>n</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Orto gnaisse bandado alterado
12	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	260/12	-----	-----	-----	FOLIAÇÃO S <sub>n</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Orto gnaisse bandado alterado
13	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	340/80	-----	-----	-----	VEIO DE QUARTZO	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Veios de quartzo associados a cataclastos com foliação. Sistema de veios do paredão
14	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	010/80	056/65	056/75	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL DEXTRAL	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de ortognaisse deformado com zonas cataclásticas dentro de ~ 15 m.
15	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	020/86	020/86	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	A (o), B	A	Zona de ortognaisse deformado com zonas cataclásticas dentro de ~ 15 m.
16	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	010/85	070/79	070/80	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL DEXTRAL	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	C (o), D (o), E	C, D, E	Zona de ortognaisse deformado com zonas cataclásticas dentro de ~ 15 m.
17	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	150/70	150/70	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Gnaisse muito fraturado com percolação de óxidos de Fe e zonas cataclásticas
18	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	350/15	-----	-----	-----	FRATURA	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Planos de fraturas regulares com preenchimento de óxidos de Fe na zona de falha
19	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	004/58	080/26	080/21	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL DEXTRAL	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Cataclastos
20	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	350/89	-----	-----	-----	FRATURA	-----	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Micro falhas regulares com zonas cataclásticas de ~ 1 cm e veios de quartzo paralelos de até 15 cm
21	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	345/50	-----	-----	-----	FRATURA	-----	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Micro falhas regulares com zonas cataclásticas de ~ 1 cm e veios de quartzo paralelos de até 15 cm
22	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	070/85	-----	-----	-----	FRATURA	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Fraturas sistemáticas sem cataclasto
23	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	090/85	-----	-----	-----	FRATURA	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Fraturas sistemáticas sem cataclasto
24	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	250/30	328/05	-----	-----	FOLIAÇÃO S <sub>n</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Orto gnaisse bandado alterado
25	PC-CF-07	784053	7470039	Falha de Iguaba	Iguaba Grande	053/76	-----	-----	-----	VEIO DE QUARTZO	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Veio de quartzo microcristalino indicando precipitação de sílica nas fraturas durante a cataclase
26	PC-CF-08	782796	7469128	Falha do Bico Preto	Ponta a W da Ponta da Andorinha	160/15	160/05	-----	-----	FOLIAÇÃO S <sub>2</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Metagranitide homogêneo félsico com magnetita e biotita. Pouquíssimas fraturas. Foliação plano axial. Le bem marcada
27	PC-CF-08	782796	7469128	Falha do Bico Preto	Ponta a W da Ponta da Andorinha	-----	-----	-----	N50E-S50W	FALHA PRINCIPAL	NORMAL DEXTRAL	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falhas com indicadores cinemáticos. Sem cataclasto
28	PC-CF-08	782796	7469128	Falha do Bico Preto	Ponta a W da Ponta da Andorinha	192/80	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falhas com indicadores cinemáticos. Sem cataclasto. Pull apart. Fratura de tensão (T)
29	PC-CF-08	782796	7469128	Falha do Bico Preto	Ponta a W da Ponta da Andorinha	330/85	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL DEXTRAL	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falhas com indicadores cinemáticos. Sem cataclasto. Fratura de cisalhamento sintética (R)
30	PC-CF-08	782796	7469128	Falha do Bico Preto	Ponta a W da Ponta da Andorinha	158/89	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falhas com indicadores cinemáticos. Horse Tail (splay).
31	PC-CF-09	783525	7468929	Falha do Bico Preto	Ponta das Andorinhas	340/65	340/65	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Brecha com cataclastos preenchendo microfaturas. Silicificada. Indicador cinemático - fibras de mineral branco (+ novas)
32	PC-CF-09	783525	7468929	Falha do Bico Preto	Ponta das Andorinhas	340/65	050/15	058/25	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL DEXTRAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	A (o)	A	Brecha com cataclastos preenchendo microfaturas. Silicificada. Estrias - sulcos e ranhuras
33	PC-CF-09	783525	7468929	Falha do Bico Preto	Ponta das Andorinhas	340/65	045/30	045/43	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL DEXTRAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Brecha com cataclastos preenchendo microfaturas. Silicificada. Estrias - sulcos e ranhuras
34	PC-CF-09	783525	7468929	Falha do Bico Preto	Ponta das Andorinhas	355/80	-----	-----	-----	FRATURA	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Sistema de fraturas com espaçamento de 5 cm
35	PC-CF-09	783525	7468929	Falha do Bico Preto	Ponta das Andorinhas	-----	162/05	-----	-----	Le	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Orto gnaisse porfirítico
36	PC-CF-10	783673	7469004	Falha do Bico Preto	Lado E da Ponta das Andorinhas	340/50	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	S	S	Zona de brechas aflorantes e blocos soltos. Cataclasto com foliação
37	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	220/15	-----	-----	-----	S <sub>n</sub>	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Gnaisse intensamente fraturado
38	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	350/68	-----	-----	-----	FRATURA	-----	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Gnaisse intensamente fraturado
39	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	346/48	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm)
40	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	010/47	324/42	324/36	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL SINISTRAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm)
41	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	342/51	358/45	358/50	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL DEXTRAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm)
42	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	010/68	040/54	040/65	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL DEXTRAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm). Fortes estrias
43	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	342/65	010/56	010/62	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL DEXTRAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm)
44	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	025/80	-----	-----	-----	NORMAL (D OU S?)	-----	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Indicador cinemático sigmoidal de ~ 15 cm, indicando movimento normal
45	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	100/58	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	-----	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm)
46	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	340/54	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm)
47	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	335/59	065/47	065/01	-----	FALHA PRINCIPAL	DEXTRAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	A, B	A, B	Amostra A - "Pseudobrecha". B - cataclasto com feldspatos fraturados
48	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	342/47	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm). "Pseudobrecha"
49	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	320/50	320/50	320/50	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm)
50	PC-CF-11	802664	7467918	Falha do Morro do Mico	Ponte do Ambrósio	330/57	328/46	328/57	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL	BRECHA/CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de falha com brecha e gnaisse intensamente fraturado com cataclastos foliados (10 cm)
51	PC-CF-12	794190	7466529	Falha da Ponta da Baleia	Praia Linda	346/55	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Ponta de brecha. Gnaisse muito fraturado perto do contato apenas
52	PC-CF-12	794190	7466529	Falha da Ponta da Baleia	Praia Linda	342/45	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	A, B	N	Ponta de brecha. Gnaisse muito fraturado perto do contato apenas
53	PC-CF-12	794190	7466529	Falha da Ponta da Baleia	Praia Linda	342/50	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Ponta de brecha. Gnaisse muito fraturado perto do contato apenas
54	PC-CF-12	794190	7466529	Falha da Ponta da Baleia	Praia Linda	350/45	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Ponta de brecha. Gnaisse muito fraturado perto do contato apenas
55	PC-CF-12	794190	7466529	Falha da Ponta da Baleia	Praia Linda	345/45	340/44	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL SINISTRAL	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Ponta de brecha. Gnaisse muito fraturado perto do contato apenas. Estrias muito fracas e quase down-dip
56	PC-CF-13	796002	7467059	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro próx. Ponta da Areia	202/60	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	-----	BRECHA/EMBASAMENTO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	B	N	Medidas na brecha ou embasamento caulizado abaixo. Fl e Fr prolongam para cima até a brecha
57	PC-CF-13	796002	7467059	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro próx. Ponta da Areia	200/62	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	-----	BRECHA/EMBASAMENTO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Medidas na brecha ou embasamento caulizado abaixo. Fl e Fr prolongam para cima até a brecha
58	PC-CF-13	796002	7467059	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro próx. Ponta da Areia	354/54	272/20	272/08	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL SINISTRAL	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	A, C	A	Zona de brecha ~ 25 m intensamente fraturada e falhada
59	PC-CF-13	796002	7467059	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro próx. Ponta da Areia	270/60	270/60	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de brecha ~ 25 m intensamente fraturada e falhada. 270/60/270/60 corta 354/54/272/20
60	PC-CF-13	796002	7467059	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro próx. Ponta da Areia	314/66	234/25	234/20	-----	FALHA PRINCIPAL	NORMAL SINISTRAL	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de brecha ~ 25 m intensamente fraturada e falhada. Não vi relação de corta-corta
61	PC-CF-13	796002	7467059	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro próx. Ponta da Areia	005/80	-----	-----	-----	FRATURA	-----	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de brecha ~ 25 m intensamente fraturada e falhada. Fratura preenchida por cataclasto
62	PC-CF-13	796002	7467059	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro próx. Ponta da Areia	186/60	186/60	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	NORMAL	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona de brecha ~ 25 m intensamente fraturada e falhada
63	PC-CF-13	796002	7467059	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro próx. Ponta da Areia	074/80	028/15	028/76								

109	PC-AR-32	779964	7467729	Falha do Bico Preto	Fazenda sem nome	-----	-----	-----	-----	-----	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Blocos de brechas concentrados no topo do morro alinhados NW-SE	
110	PC-CF-33	804516	7455465	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	-----	-----	-----	100-280	FRATURA	-----	?	N	N	Zona muito fratura	
111	PC-CF-33	804516	7455465	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	350/64	-----	-----	-----	FRATURA	CATACLASITO	?	N	N	Fr preenchidas por cataclastos de ~ 1cm. Contemporâneas ao rift.	
112	PC-CF-34	804625	7455505	Falha do Morro do Mico	Frigorífico Boi Bom	332/88	062/00	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	DEXTRAL	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Contato entre ortognaisse e ortoanfibolito	
113	PC-CF-34	804625	7455505	Falha do Morro do Mico	Frigorífico Boi Bom	330/88	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Falhas no ortoanfibolito	
114	PC-CF-34	804625	7455505	Falha do Morro do Mico	Frigorífico Boi Bom	320/64	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	-----	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Falhas no ortoanfibolito	
115	PC-CF-34	804625	7455505	Falha do Morro do Mico	Frigorífico Boi Bom	110/20	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	-----	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona muito Fr (~ 50m) com cataclastos de ~ 1cm espessura no ortognaisse. Veio de quartzo associado. Sistema N-S sem estrias
116	PC-CF-34	804625	7455505	Falha do Morro do Mico	Frigorífico Boi Bom	090/20	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	-----	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona muito Fr (~ 50m) com cataclastos de ~ 1cm espessura no ortognaisse. Veio de quartzo associado. Sistema N-S sem estrias
117	PC-CF-34	804625	7455505	Falha do Morro do Mico	Frigorífico Boi Bom	280/87	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	-----	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona muito Fr (~ 50m) com cataclastos de ~ 10cm espessura no ortognaisse. Veio de quartzo associado. Sistema N-S sem estrias
118	PC-CF-34	804625	7455505	Falha do Morro do Mico	Frigorífico Boi Bom	280/88	-----	-----	-----	FALHA SECUNDÁRIA	-----	CATACLASITO	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	Zona muito Fr (~ 50m) com cataclastos de ~ 10cm espessura no ortognaisse. Veio de quartzo associado. Sistema N-S sem estrias
119	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	350/86	-----	-----	-----	FRATURA	-----	DIQUE - TRAQUITO	N	N	Zona de contato entre traquito e dique (alcalino?), ambos cortados por falha 350/86. Zona intensamente fraturada	
120	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	035/78	-----	-----	-----	FRATURA	-----	DIQUE	N	N	Dique cortado por veios carbonáticos (<1cm).	
121	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	355/80	-----	-----	-----	FRATURA	-----	DIQUE	N	N		
122	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	055/79	320/05	325/00	-----	FALHA SECUNDÁRIA	SINISTRAL	-----	DIQUE	S	N	Zona de veios carbonáticos dentro do dique de diabásio
123	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	-----	-----	-----	320-140	FRATURA	-----	DIQUE	N	N	Faturas de resfriamento do rift	
124	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	-----	-----	-----	085-265	FRATURA	-----	DIQUE	N	N	Faturas W-E refratam ao passarem pelas fraturas de resfriamento do rift	
125	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	-----	-----	-----	050-230	DIQUE	-----	DIQUE	N	N	Dique cortado por fraturas de resfriamento, fraturas E-W e seu par conjugado (030-210)	
126	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	-----	-----	-----	030-210	FRATURA	-----	DIQUE	N	N	Par conjugado das fraturas E-W do dique (050-230)	
127	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	345/90	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	SINISTRAL	CATACLASITO	EMBASAMENTO - DIQUE - TRAQUITO	N	N	Falha com cataclastos e percolação de sílica (drusa de quartzo). Mov sinistral dado pelo padrão em echelon e rejeito do veio de quartzo. Pouco rejeito
128	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	360/80	-----	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	SINISTRAL	BRECHA	EMBASAMENTO - DIQUE - TRAQUITO	S	N	Zona de falha com brecha
129	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	070/20	-----	-----	-----	FOLIAÇÃO Sn	-----	-----	EMBASAMENTO	N	N	Foliação subhorizontal do embasamento
130	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	-----	-----	-----	090-270	FALHA PRINCIPAL	SINISTRAL	CATACLASITO	EMBASAMENTO - DIQUE - TRAQUITO	N	N	Zona cataclástica cortando embasamento + dique + alcalina
131	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	-----	-----	-----	110-290	FALHA PRINCIPAL	SINISTRAL	-----	EMBASAMENTO + DIQUE	N	N	Zona de falha associada (conjugada) às falhas E-W
132	PC-CF-35	804403	7455563	Falha de Arraial	Pontal do Atalaia	350/74	265/14	265/12	-----	FALHA PRINCIPAL	SINISTRAL	PSEUDOTAQUILITO	?	S	N	
133	PC-CF-36	794311	7466567	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro perto Praia Linda	350/60	260/10	080/00 ou 260/00	-----	FALHA PRINCIPAL	DEXTRAL ou SINISTRAL	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	
134	PC-CF-37	795480	7466944	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro perto Praia Linda	350/40	310/32	-----	-----	FALHA PRINCIPAL	SINISTRAL	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	
135	PC-CF-37	795480	7466944	Falha da Ponta da Baleia	Topo morro perto Praia Linda	340/35	330/28	330/34	-----	FALHA PRINCIPAL	SINISTRAL	BRECHA	ORTOGNAISSE EMBASAMENTO	N	N	