



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Davy Raeder Brandão

Evolução estrutural da borda sul do Gráben da Guanabara

Rio de Janeiro

2019

Davy Raeder Brandão

Evolução estrutural da borda sul do Gráben da Guanabara

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre ao programa de Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida

Co-orientador: Dr. Camilo Iván Ordóñez Aristizábal

Rio de Janeiro

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

B819 Brandão, Davy Raeder.
Evolução estrutural da borda sul do Gráben da Guanabara / Davy Raeder
Brandão – 2019.
168 f. : il.

Orientador: Julio Cesar Horta de Almeida
Coorientador: Camilo Iván Ordóñez Aristizábal
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade
de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – Guanabara, Baía de, Bacia (RJ) – Teses. 2.
Geologia estrutural – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 3. Rochas – Deformações –
Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 4. Falhas (Geologia) – Análise – Rio de Janeiro (RJ)
– Teses. 5. Fraturas (Geologia) – Análise – Guanabara, Baía de, Bacia (RJ) –
Teses. 6 Tectônica de placas – Teses. I. Almeida, Julio Cesar Horta de. II.
Aristizábal, Camilo Iván Ordóñez. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.243.1(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Davy Raeder Brandão

Evolução estrutural da borda sul do Gráben da Guanabara

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de mestre ao programa de pós-graduação em Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 23 de maio de 2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida (Orientador)

Faculdade de Geologia – UERJ

Dr. Camilo Iván Ordóñez Aristizábal (Co-orientador)

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. André Luiz Ferrari

Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Luis Guilherme Eirado Silva

Faculdade de Geologia – UERJ

Rio de Janeiro

2019

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pela CAPES, que por isso merece a primeira linha dos meus agradecimentos. Sem este incentivo este trabalho não teria se concretizado.

Aos meus orientadores, Julio Almeida e Camilo Aristizábal. Que acreditaram no meu trabalho e em meio a cobranças e incentivos tornaram este trabalho possível. Cabe aqui também agradecer a minha banca André Ferrari e Luis Guilherme Eirado, pensadores que fazem parte dos trabalhos seminiais sobre a geologia do Rio de Janeiro.

Aos professores da pós-graduação Webster Mohriak, Cláudio Valeriano, Mônica Heilbron e Rodrigo Peternel, que com os seus ensinamentos sobre tectônica abriram novas portas para as minhas interpretações. Fernando Pires, Mauro Geraldes e Egberto Pereira, que com os seus ensinamentos sobre geoquímica, termometria e estratigrafia de sequências engrandeceram as minhas habilidades como geólogo. E também a todos os outros professores do programa que de alguma exerceram influência e energia positiva para a realização deste texto.

Aos alunos da pós-graduação que de algum modo contribuíram para a finalização deste trabalho: Kapetão, Pardão, Pedrinho, Mariana, Ariane Félix, Natália Cota, Lucas, Kaiser, Vinícius, Henrique, Taís, Garça, Presuntinho, Laís, Romário, Henrique, Guilherme, Artur, e a todos os outros não citados aqui, mas que se sintam agradecidos por mim.

Às meninas da secretaria da pós-graduação, Juçara e Marianni, que exercem um trabalho extraordinário e de vital importância para o funcionamento do programa.

RESUMO

BRANDÃO, Davy. Raeder. *Evolução estrutural da borda sul do Gráben da Guanabara*. 2019. 168 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

Este trabalho investiga as deformações tectônicas mesozoico-cenozoica na Borda Sul do Gráben da Guanabara. A área de estudo está localizada na região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro e pertence ao Terreno Costeiro da província tectônica Mantiqueira. Ela está delimitada a oeste pelo Morro Dois Irmãos (zona sul da cidade do Rio de Janeiro) e a leste pela Serra da Tiririca (região oceânica de Niterói). A borda sul do gráben da Guanabara tem direção NE-SW a ENE-WSW e deformações cenozóicas controladas pela Zona de Falha de Rio Bonito. Regionalmente é correlacionável com as falhas de borda das bacias de São José de Itaboraí e Macacu. Na área de estudo corresponde a falha das Paineiras, que deforma o Maciço Costeiro da Carioca. Além disto, esta zona de falha controla a intrusão e deformação dos maciços alcalinos, o *plug* e os diques de Cabuçu, e os *plugs* de Jardim Cabuçu. Estas deformações também são registradas nos maciços alcalinos de Tanguá e *plug* de Itaboraí pertencentes ao alto de Rio Bonito. Para leste do alto de Rio Bonito esta zona de falha tem provável continuidade continental até o Cabo de São Tomé (Almeida, 1976, Ferrari, 2001), e também provável relação com as deformações no Gráben de Barra de São João e bacia de Campos. Na parte distal do Gráben de Barra de São João, o pinchamento das camadas em direção ao continente, e a direção NE-SW do gráben sugerem correlação desta estrutura com as bacias continentais de Macacu e São José de Itaboraí. O método de pesquisa empregado envolve a análise cinemática de falhas de fraturas, além de caracterização da litologia afetada, incluindo minerais neoformados por alterações hidrotermais do embasamento. Foram identificados 3 campos de paleotensões distintos. Os resultados obtidos em campo foram correlacionados aos eventos tectônicos regionais de caráter rúptil deformadores das bacias e maciços alcalinos contidos na Zona de Falha de Rio Bonito. A seguir serão elencadas as deformações reconhecidas na área de estudo, o campo de paleostresse correspondente e a correlação regional: Evento 1 – σ_3 NW-SE paleogênico: deforma diques de diabásio e brechas silicificadas com percolação de fluidos oxidantes. Regionalmente controla a intrusão dos maciços alcalinos e implantação da bacia de São José de Itaboraí. Evento 2 – σ_1 NW-SE neogênico superior: formação falhas destrais reversas de baixo e alto ângulo mergulho e brechas silicificadas associadas a minerais neoformados. Regionalmente correlacionável ao segundo pulso de inversão da bacia de Itaboraí. Evento 3 – σ_3 E-W plio-pleistoceno: forma fraturas N-S em dique de diabásio de direção NW-SE. Regionalmente forma falhas de direção N-S na bacia de Macacu. A partir da correlação destes eventos com dados da literatura foi proposto que os diversos eventos tectônicos responsáveis pela formação e reativação da borda Sul do Gráben da Guanabara exerceu controle na implantação e deformação dos corpos alcalinos nela contidos, e inversão das bacias de Itaboraí e Macacu. Permitindo caracterizar um corredor de deformações desde a zona sul do Rio de Janeiro até o Alto de Rio Bonito.

Palavras-chave: Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro. Análise de falhas e fraturas. Tectônica mesozoica-cenozoica.

ABSTRACT

BRANDÃO, Davy. Raeder. *Structural Evolution of the Guanabara Graben South Border* *Evolução estrutural da borda sul do Gráben da Guanabara*. 2019. 168 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

This work investigates the Cenozoic tectonic deformations on the southern edge of the Guanabara Gráben. The study area is located in the metropolitan area of the city of Rio de Janeiro. It is bordered on the west by Morro Dois Irmãos (southern zone of the city of Rio de Janeiro) and, on the east, by Serra da Tiririca (oceanic region of Niterói). The southern border of Guanabara graben has NE-SW direction to ENE-WSW and Cenozoic deformations controlled by the Rio Bonito Fault Zone. Regionally it is correlated with the border faults of the basins of São José de Itaboraí and Macacu. In the study area corresponds to the fault of the Paineiras, which deforms the Carioca Coastal Massif. Besides, this fault zone controls the intrusion and deformation of the alkaline massifs, the plug and dikes of Cabuçu, and the plugs of Jardim Cabuçu. These deformations are also recorded in the Tanguá alkaline massifs and Itaboraí plug. To the east of the Rio Bonito high, this fault zone has probable continental continuity up to the Cape of São Tomé (Almeida, 1976, Ferrari, 2001), and also probable relation with the deformations in Gráben of Barra de São João and Campos basin. In the distal part of Gráben de Barra de São João, the pinching of the layers towards the continent, and the NE-SW direction of the graben suggest a correlation of this structure with the continental basins of Macacu and São José de Itaboraí. The employed method involves the kinematic analysis of fracture failures and characterization of the affected lithology, including minerals newly formed by basement hydrothermal alterations. Five distinct paleotension fields were identified, with the interaction between the upper Cretaceous and the Holocene. The geochronological characterization was made based on the regional events and field criteria such as the overlap of striations, the timing relation of fault movements and hidrotermalized rocks and their mineralizations. The results obtained in the field were correlated to regional tectonic events of a brittle nature deforming the basins and alkaline massifs contained in the Fault Zone of Rio Bonito. The deformations recognized in the study area, the corresponding paleostress field and regional correlation will be listed below: Event 1 – σ_3 paleogenic NE-SW: deforms diabase dikes and silicified breccias with percolation of oxidizing fluids. Regionally controls the intrusion of the alkaline massifs and implantation of the São José de Itaboraí basin. Event 2 – σ_1 upper neogenic NW-SE formation of low-angle and high-angle dips reverse faults associated with neofomed minerals. Regionally correlated to the second inversion pulse of the Itaboraí basin and control of the formation of fluorite veins in the Tanguá alkaline massif. Event 3 – σ_3 E-W forms N-S fractures in NW-SE direction diabase dike. Regionally it forms N-S faults in the Macacu basin. From the correlation of these events with literature data, it was proposed that the tectonic events responsible for the formation and reactivation of the southern border of Guanabara Gráben exerted control in the implantation and deformation of the alkaline bodies contained therein, and inversion of the basins of Itaboraí and Macacu, characterizing a corridor of brittle deformation from the south zone of Rio de Janeiro to the Rio Bonito High.

Keywords: Brazillian Southeast Rift System. Rio de Janeiro. Faults and fracture analysis. Phanerozoic tectonics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa topográfico da região do Gráben da Guanabara e localização da área de estudo.....	19
Figura 2 –	Elipsoide de strain apresentando estruturas relacionadas ao modelo de Riedel (1929) apud Hancock (1985).....	21
Figura 3 –	Experimento desenvolvido por Tchalenco (1970), mostrando os estágios de desenvolvimento das estruturas.....	22
Figura 4 –	Exemplos de arranjo de fraturas que ocorrem na zona de dano.....	23
Figura 5 –	Classificação de rochas de falha	24
Figura 6 –	Profundidade de formação e processos relacionados a rochas de falha..	25
Figura 7 –	Relação entre SHmax, Shmin e Sv, com os 5 tipos básico de falha e nomenclatura usada no Wintensor.....	26
Figura 8 –	Exemplos de estrias.....	27
Figura 9 –	Comparação entre estrias.....	28
Figura 10 –	Diferentes tipos de estruturas relacionadas a movimento dextral.....	29
Figura 11 –	Indicadores cinemáticos em gouge de falha.....	30
Figura 12 –	Exemplos de indicadores cinemáticos em gouge de falha com argila.....	31
Figura 13 –	Experimento em laboratório recriando deformação em gouge de falha..	32
Figura 14 –	Valores de R'	33
Figura 15 –	Método dos diedros retos, aplicado a dados pareados de falha e estria...	34
Figura 16 –	Sobreposição de campos de tensão.....	35
Figura 17 –	Separação manual dos dados no Wintensor.....	37
Figura 18 –	Relação entre falhas normais e inversas.....	38
Figura 19 –	Estilos estruturais de falhas normais invertidas.....	39
Figura 20 –	Mapa do Rifte Continental do Sudeste do Brasil no contexto regional...	41
Figura 21 –	Mapa Geológico Regional do Gráben da Guanabara e do Estado do Rio de Janeiro.....	45
Figura 22 –	Roseta de direção dos diques de basalto do enxame de diques da Serra do Mar.....	49
Figura 23 –	Mapa de localização dos diques toleíticos.....	50
Figura 24 –	Provável modelo de evolução geológica da borda continental da bacia	

	de Santos.....	52
Figura 25 –	Mapa geológico dos setores central e oriental do RCSB.....	54
Figura 26 –	Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do RCSB....	55
Figura 27 –	Seção sísmica transversal à Bacia de Taubaté.....	58
Figura 28 –	Eventos de resfriamento identificados no segmento central do RCSB...	59
Figura 29 –	Mapa topográfico de satélite da Região Sudeste do Brasil.....	60
Figura 30 –	Mapa das deformações nas intrusões alcalinas do Gráben da Guanabara.....	63
Figura 31 –	Mapa de localização das falhas rúpteis do Gráben da Guanabara e entorno.....	66
Figura 32 –	Fases minerais relacionadas às fluoritas de Tanguá.....	67
Figura 33 –	Geologia Estrutural da mineralização de Fluorita de Tanguá.....	68
Figura 34 –	Concentração de ETR para rochas alcalinas do Maciço de Tanguá e veios de fluorita.....	69
Figura 35 –	Quadro resumo das fácies, descrições e idades das sequências sedimentares que preenchem a Bacia de Itaboraí.....	71
Figura 36 –	Mapa estrutural da bacia de São José de Itaboraí.....	72
Figura 37 –	Seção geológica esquemática da parte invertida da Bacia de Itaboraí....	73
Figura 38 –	Seção esquemática mostrando a distribuição de fácies sedimentares na Bacia Macacu.....	75
Figura 39 –	Modelo tectono-sedimentar para a deposição da Formação Macacu.....	77
Figura 40 –	Mapa tectônico do Gráben de Barra de São João.....	78
Figura 41 –	Linha 28-RL-64. Localização na Figura 46.....	79
Figura 42 –	Detalhe da porção norte da Linha 28-RL-64.....	80
Figura 43 –	Quadro estratigráfico tectônico magmático hidrotermal regional do RCSB.....	81
Figura 44 –	Mapa de lineamentos da área de estudo.....	83
Figura 45 –	Rosetas de lineamentos.....	84
Figura 46 –	Rosetas de azimute e de direção de mergulho das fraturas.....	85
Figura 47 –	Localização dos pontos e estereogramas das fraturas medidas em campo.....	87
Figura 48 –	Resumo dos dados coletados no dique da descida da estrada Nova.....	89
Figura 49 –	Fratura em dique de diabásio apresentado pluma de extensão.....	90

Figura 50 –	Fraturas apresentando estrias horizontais sinistras em dique de basalto..	91
Figura 51 –	Brecha tectônica com cinemática sinistral apresentando plano encurvado.....	92
Figura 52 –	Estrias sinistras no plano de falha.....	92
Figura 53 –	Geometria dos dados da falha silicificada contigua ao dique de basalto.	93
Figura 54 –	Inversão dos dados dique e brecha da cachoeira.....	95
Figura 55 –	Dados coletados no dique em frente ao Itaipu Multicenter.....	96
Figura 56 –	Vista frontal do dique Itaipu Multicenter.....	96
Figura 57 –	Inversão dos dados de fraturas formadas pós intrusão dos diques em frente ao Itaipu Multicenter.....	97
Figura 58 –	Geometria dos dados coletados no mundo novo. Ponto 16.....	99
Figura 59 –	Inversão dos dados coletados no Morro Mundo Novo. Transtensivo com SHmax NE-SW. Ponto 16.....	100
Figura 60 –	Estrias de movimentação sinistral e veios de material óxido.....	101
Figura 61 –	Inversão dos dados coletados no ponto. Dados sem indicação de movimento correspondem à atitude dos veios óxidos.....	102
Figura 62 –	Dados coletados na brecha aflorante na praia das flexas (ponto 74)	103
Figura 63 –	Paleocampo de tensões strike slip puro gerador das famílias NW-SE e WNW-ESE a ENE-WSW que ocorrem na Praia das Flexas (ponto 74).	104
Figura 64 –	Paleocampo de tensões extensional Puro gerador das famílias WNW-ESE e N-S que ocorrem na Praia das Flexas (Ponto 74).....	105
Figura 65 –	Geometria das fraturas descritas.....	106
Figura 66 –	Imagem de detalhe do set 1. As estrias apresentam dupla sobreposição.	107
Figura 67 –	Detalhe de estrias destrais em plano com argila.....	108
Figura 68 –	Estrias destrais afetando a brecha silicificada.....	109
Figura 69 –	Fratura NW-SE preenchida por argila.....	110
Figura 70 –	Inversão dos dados da Falha do Parque Nacional da Tijuca.....	111
Figura 71 –	Foto plano de falha estriado em brecha silicificada.....	113
Figura 72 –	Ultracataclasito, Falha do Túnel Santa Barbara.....	114
Figura 73 –	Geometria dos dados coletados na saída do túnel Santa Barbara e Parque Guinle. Ponto 27.....	114
Figura 74 –	Inversão dos dados de falhas e fraturas coletados no Túnel Santa Bárbara e Parque Guinle.....	115

Figura 75 –	Bolsões de caulinita e veios de calcedônia cortando o embasamento fraturado.....	116
Figura 76 –	Estrias sinistrais reversas no plano da Falha de Itaipu.....	118
Figura 77 –	Inversão dos dados pareados de falha estria do ponto 4.....	119
Figura 78 –	Localização das falhas descritas no Centro de Niterói.....	120
Figura 79 –	Afloramento em corte de estrada da Falha da Rua São Sebastião.....	121
Figura 80 –	Detalhe do gouge da Falha da Rua São Sebastião.....	121
Figura 81 –	Estruturas observadas no gouge da Falha da Rua São Sebastião.....	122
Figura 82 –	Afloramento em corte de estrada da Falha do Morro do Estado.....	123
Figura 83 –	Plano com estrias com movimento normal e inverso localizado no quadrado marcado na figura superior.....	123
Figura 84 –	Detalhe da falha inversa observada na Figura 82.....	124
Figura 85 –	Modelo tectônico para a formação de falhas de reversas associadas às falhas reversas neoformadas.....	124
Figura 86 –	Campo de Paleotensões NE-SW atuante nas falhas da Rua Sebastião e Morro do Estado.....	126
Figura 87 –	Campo de Paleotensões NW-SE atuante nas falhas da Rua Sebastião e Morro do Estado.....	127
Figura 88 –	Falha silicificada deslocada por falha dextral de baixo ângulo.....	128
Figura 89 –	Plano com duas estrias oblíquas subverticais.....	129
Figura 90 –	Estrias dextrais de baixo ângulo de caimento.....	130
Figura 91 –	Detalhe da Figura 88 mostrando a lasca do embasamento muito alterado deslocando brecha silicificada.....	130
Figura 92 –	Inversão dos dados coletados no Bairro de Fátima.....	131
Figura 93 –	Resumo dos dados C&A Niterói.....	132
Figura 94 –	Plano de falha com movimentação reversa.....	133
Figura 95 –	Vista lateral da falha inversa da Figura anterior enfatizando as fraturas oblíquas R.....	134
Figura 96 –	Inversão dos dados coletados em frente a C&A. Compressivo Puro com SHmax NW-SE.....	135
Figura 97 –	Set de fraturas NW escalonadas a esquerda e rampa de alívio de mesma direção.....	137
Figura 98 –	Plano de direção NE-SW com estrias de cinemática dextral.....	138

Figura 99 –	Falha inversa deslocando nível cataclasado do embasamento.....	139
Figura 100 –	Corredor de fraturas de direção NW-SE.....	140
Figura 101 –	Inversão dos dados de fraturas coletados no costão do Leblon.....	141
Figura 102 –	Falha normal com mergulho interdiário para NNE.....	141
Figura 103 –	Mapa síntese com os dados obtidos em falhas com estrias e fraturas com cinemática inferida.....	144
Figura 104 –	Mapa síntese das estruturas mapeadas.....	145
Figura 105 –	Mapa síntese das falhas sinistrais.....	146
Figura 106 –	Mapa síntese das falhas destrais.....	147
Figura 107 –	Mapa síntese das falhas formadas por extensão E-W.....	148
Figura 108 –	Estereograma apresentando as estrias mapeadas nas falhas destrais a reversas.....	152
Figura 109 –	Transpressão com partição da deformação.....	153
Figura 110 –	Mapa tectônico da área de estudo para as deformações neogênicas de sigma 1 NW-SE.....	155
Figura 111 –	Correlação dos eventos identificados na área de estudo com a tectônica fanerozoica regional.....	157

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Índice de qualidade segundo o World Stress Map.....	36
Tabela 2 –	Dados estruturais de falhas e fraturas coletados no dique e brecha da descida da cachoeira, Região Oceânica de Niterói.....	94
Tabela 3 –	Dados estruturais de falhas e fraturas coletados na Falha das Paineiras.	101
Tabela 4 –	Tabela de dados para a inversão feita na Figura 70.....	110
Tabela 5 –	Dados estruturais coletados na Falha do Tunel Santa Bárbara e Parque Eduardo Guinle.....	112
Tabela 6 –	Dados estruturais usados para a inversão apresentada na Figura 77.....	117
Tabela 7 –	Dados utilizados para inversão, SHmax NE-SW.....	125
Tabela 8 –	Dados utilizados para obtenção do paleocampo de tensões NW-SE – Falha da Rua São Sebastião e Morro do Estado.....	128
Tabela 9 –	Dados utilizados para o campo de paleotensões ora atuante na falha do Bairro de Fátima, Niterói.....	129
Tabela 10 –	Dados estruturais coletados na Falha do Leblon.....	132
Tabela 11 –	Dados utilizados para interpretação da estrutura em flor do Leblon.....	140

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
1	CONCEITOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS	20
1.1	Conceitos, terminologia e modelos usados como referência nesta dissertação.	21
1.2	Classificação de Rochas e falhas formadas em ambiente rúptil.....	23
1.3	Indicadores cinemáticos de falhas rúpteis.....	26
1.4	Indicadores cinemáticos no gouge de falha.....	30
1.5	Método dos Diedros Retos.....	32
1.5.1	<u>Inversão de dados estruturais utilizando o Wintensor</u>	35
1.5.2	<u>Procedimentos para a inversão dos dados usando o Wintensor</u>	36
1.6	Inversão de bacias com formação de falhas inversas de alto ângulo de mergulho e estruturas relacionadas.....	38
2	RIFTE CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL (RCSB) NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	40
2.1	Geologia regional do embasamento pré-cambriano.....	42
2.1.1	<u>Geologia local do embasamento pré-cambriano da cidade do Rio de Janeiro</u>	43
2.2	Magmatismo toleítico e modelos geodinâmicos controladores da intrusão	47
2.3	Relação entre a formação da Bacia de Santos e o RCSB	51
2.4	Evolução do Rift Continental do Sudeste do Brasil	53
3	O GRÁBEN DA GUANABARA	60
3.1	Tectonismo formador do Gráben da Guanabara – as intrusões alcalinas	61
3.2	Tectonismo formador do Gráben da Guanabara com ênfase nas bacias de São José Itaboraí, Macacu e na Mina de Fluorita de Tanguá	64
3.2.1	<u>Brechas tectônicas e falhas rúpteis sem preenchimento</u>	65
3.2.2	<u>Bacia de São José de Itaboraí</u>	69
3.2.3	<u>Bacia de Macacu</u>	74
3.2.3.1	Controle tectônico da formação e deformação da Bacia de Macacu.....	75
3.2.3	<u>Gráben de Barra de São João</u>	78
3.3	Síntese da estratigrafia e tectônica do Rift Continental do Sudeste	80
4	RESULTADOS	82
4.1	Relação entre lineamentos e fraturas	82

4.2	Diques toleíticos – fraturamento	88
4.2.1	<u>Descida da Estrada Nova, região oceânica de Niterói</u>	88
4.2.2	<u>Multicenter Itaipu</u>	95
4.2.3	<u>Conclusões Parciais</u>	98
4.3	Falhas	98
4.3.1	<u>Falhas sinistrais</u>	98
4.3.1.1	Morro Mundo Novo, Botafogo.....	98
4.3.1.2	Falha das Paineiras.....	100
4.3.1.3	Praia das Flexas, Centro de Niterói.....	102
4.3.1.4	Conclusões parciais.....	103
4.3.2	<u>Falhas destrais</u>	105
4.3.2.1	Falha próximo a entrada do Parque Nacional da Tijuca.....	106
4.3.2.2	Tunel Santa Bárbara e Parque Guinle.....	111
4.3.2.3	Falha de Itaipu.....	115
4.3.2.4	Morro do Estado e Rua São Sebastião.....	119
4.3.2.5	Falha Bairro de Fátima.....	128
4.3.2.6	C&A Plaza Shopping.....	131
4.3.2.7	Conclusões parciais.....	135
4.3.3	<u>Zonas de fraturas NW a NNW</u>	136
4.3.3.1	Costão do Leblon.....	136
4.3.3.2	Conclusões parciais.....	142
5	DISCUSSÕES	143
5.1	Quanto cinemática das falhas destrais X falhas sinistrais e produtos de alteração relacionados	149
5.2	Quanto ao controle das estruturas pretéritas na formação de falhas	149
5.3	As zonas de fraturas NW-SE	150
5.4	Quanto às reativações observadas nos diques de diabásio	151
5.5	Quanto ao modo de formação das falhas inversas observadas	151
5.6	Quanto à reativação das falhas relacionadas à zona de falha de Rio Bonito na sua projeção para região metropolitana do Rio de Janeiro	153
	CONCLUSÕES	156
	RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHO FUTUROS	158
	REFERÊNCIAS	159

INTRODUÇÃO

O Gráben da Guanabara é definido por um relevo deprimido que se estende desde a Baía de Sepetiba, passando pela Baía da Guanabara até os maciços de Tanguá e Rio Bonito. É bordejado a norte pela Serra do Mar, e a sul pelos maciços costeiros fluminenses. Abriga as bacias de Macacu e São José de Itaboraí, além de diversas intrusões alcalinas (Ferrari, 2001; Heilbron et al., 2016).

O preenchimento sedimentar, restrito às bacias de Macacu e São José de Itaboraí, e a exposição de rochas do embasamento cortadas por falhas relacionadas à evolução do Gráben, proporcionam a oportunidade de avaliação das reativações e hidrotermalismo das raízes do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989) na sua porção oriental.

As fases tectônicas relacionadas à evolução do Gráben da Guanabara foram identificadas nas falhas de borda e no preenchimento das bacias sedimentares, bem como nas intrusões alcalinas nele contidas (Ferrari, 2001). A cinemática da falha de borda é correspondente ao evento gerador do gráben, binário sinistral E-W de idade paleogênica inferior, que regionalmente está relacionado à implantação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (Ferrari, 2001; Riccomini, 1989, Negrão, 2014; Riccomini et al., 2004; Mello, 1995). O desenvolvimento do gráben foi controlado por um paleocampo de tensões distensivo com Shmin de direção NW-SE (Ferrari, 2001). A este paleocampo estão relacionados à implantação e deformação concomitante da Bacia de Macacu (Ferrari, 2001). Depois de um breve período de aquiescência tectônica o Gráben da Guanabara foi palco de reativações neotectônicas representadas pelos eventos de compressão NW-SE pliocênico que deforma a falha de borda da bacia de São José de Itaboraí e seus sedimentos além de fraturar os maciços alcalinos contidos no RCSB (Ferrari, 2001), e por último, extensão E-W que deforma os sedimentos da Bacia de Macacu (Ferrari, 2001). O campo de tensões vigente na Placa Sul Americana é compressivo e tem SHmax E-W (Assumpção, 1998) contudo é reconhecido apenas regionalmente formando fraturas de extensão em sedimentos holocênicos (Riccomini et al., 2004; Mello, 1997; Salvador, 1994; Salvador & Riccomini, 1995), em teste de fraturamento em poços de petróleo nas bacias marginais do sudeste do Brasil, e inversão de mecanismos

focais de sismos (Assumpção, 1998; Riccomini & Assumpção, 1999; Cobbold et al., 2001; Assumpção et al., 2014).

O arcabouço das falhas e diques na região metropolitana do Rio de Janeiro é conhecido por vários trabalhos científicos (e.g. Ferrari, 2001; Silva, 1991; Ferrari & Riccomini, 2003; Valeriano et al., 2012; Almeida et al., 2016).

A Falha da Borda Sul do Gráben da Guanabara, representada por um feixe de falhas que regionalmente é nomeado pela Zona de Falha de Rio Bonito (Almeida, 1967), é preenchida por brecha de falha e produtos associados (e.g. calcedônia, calcita, fluorita), formada por um paleocampo transtensivo com SHmax NE-SW (Ferrari, 2001). A Falha de São José, borda sul da Bacia de São José de Itaboraí, está inserida na Zona de Falha de Rio Bonito (Ferrari, 2001). Esta falha foi formada por um paleocampo de tensão transtensivo de SHmax NE-SW e reativada por um campo de paleotensão de SHmax NW-SE, dados pela relação de corte de veios de travertino (Ferrari, 2001; Hancock et al., 1999).

A Falha de Quatis, borda da Bacia de Rezende, apresenta variação no grau de deformação, determinado por rocha fraturada à formação de cataclasito. Os campos de tensão reconhecidos são distensivo com Shmin N-S e transtensivo com SHmax ESE-WNW. (Rubim, 2004).

A Falha do Pai Vitório, Borda Sul do Gráben de Barra de São João (Mohriak & Barros, 1990; Almeida et al., 2013b), foi estudada com base no modelo proposto por Rubim & Almeida (2003) e revista por Almeida et al. (2013b). As diferentes texturas da matriz da brecha, forma e composição dos clastos constituídos por paleobrecha indicam que a Falha do Pai Vitório apresenta um mínimo de quatro reativações (Almeida et al., 2013b; Rubim, 2004; Rubim & Almeida, 2003). A análise de falhas e estrias indica que a Falha do Pai Vitório foi reativada por um paleocampo de tensões transtensivo com SHmax NE-SW (Rubim, 2004).

Na região da área de estudo estas deformações posteriores à implantação da falha de borda do gráben não foram caracterizadas. Portanto, é foco deste trabalho analisar a tectônica rúptil atuante no embasamento, nos diques de diabásio, bem como nas brechas silicificadas a fim de caracterizar a deformação rúptil formada pelos sucessivos eventos tectônicos.

A primeira etapa da pesquisa se deu pela análise dos lineamentos em imagens adequadas. Nesta etapa foram considerados a direção e tamanho dos lineamentos, que posteriormente foram comparados com os dados de fratura para reconhecimento das famílias

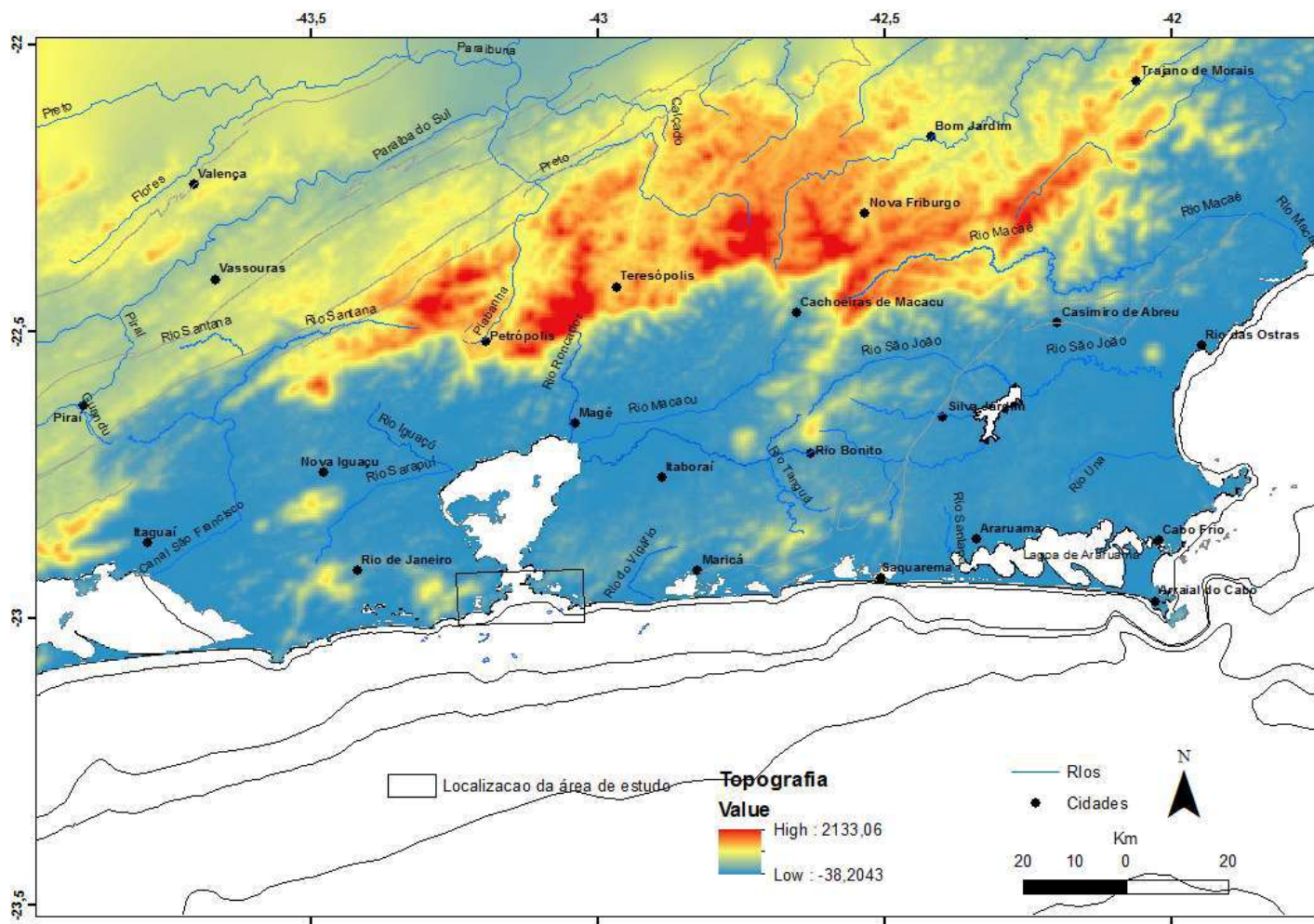
de fratura que apresentam a maior persistência e relações com as estruturas reativadas do embasamento. A próxima etapa foi a análise em afloramento das falhas e fratura que compõem o corpo rochoso fraturado. Foram feitas medidas destas estruturas além da análise dinâmica em conjunto, discernindo contemporaneidade de formação das diversas estruturas, para obter cinemática de formação de cada grupo de estrutura e sua relação com a tectônica regional. Para o discernimento da cronologia dos eventos foram considerados critérios geométricos, litologia afetada e possíveis preenchimentos.

A pesquisa apresentou novos dados de falhas até então não cartografadas que apresentam evidências de mais de uma fase de deformação, com a geração de planos de falhas com mais de uma direção de estria, minerais neoformados e deslocamento de falhas preenchidas por brecha tectônica. Também foram descritas falhas que foram reconhecidas apenas no embasamento, gerando corredores de fratura e deslocamento de veios do embasamento. O resultado da final da pesquisa apresentou novas interpretações para as falhas que afetam as rochas da Região Metropolitana do Rio de Janeiro.

Descrição da área de estudo

O Gráben da Guanabara (Figura 1) está localizado na região centro sul do estado do Rio de Janeiro. Caracteriza-se por um relevo deprimido com maior profundidade na Baía de Guanabara, bordejado a norte pelas serras do Mar e do Órgãos, e a sul pelas Serras da Carioca, do Mendanha e da Tiririca e é dividido em duas grandes regiões pelo alto de Rio de Bonito (Ferrari, 2001). Em seu interior e, especialmente, em suas bordas ocorrem diversas intrusões alcalinas mesozoicas-cenozoicas denominadas de Lineamento Cabo Frio (Almeida, 1991). O seu preenchimento sedimentar é representado principalmente pelas bacias sedimentares de Macacu e São José de Itaboraí.

Figura 1 – Mapa topográfico da região do Gráben da Guanabara e localização da área de estudo.



Fonte: Base cartográfica e topografia IBGE, 2018.

Objetivos:

- a) Analisar e determinar os diversos campos de paleotensão ora atuantes nas rochas do embasamento e rochas de idades conhecidas como diques de rochas básicas, brechas tectônicas e o preenchimento sedimentar.
- b) Correlacionar o fraturamento imposto pelos diversos eventos rúpteis atuantes na área, com as estruturas pretéritas do embasamento relacionadas à formação do Terreno Oriental Costeiro da Faixa Ribeira.
- c) Correlações também serão feitas com os eventos relacionados à formação e deformação Rifte Continental do Sudeste do Brasil.

1 CONCEITOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS

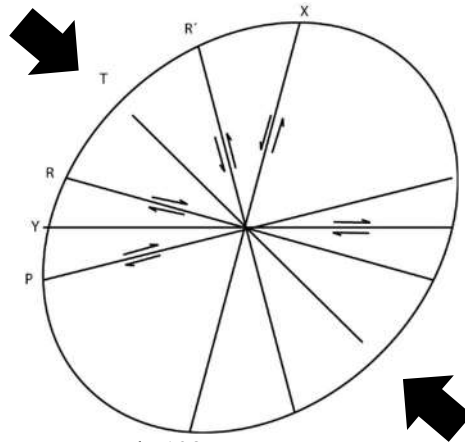
A análise cinemática de estruturas rúpteis será o principal método utilizado nesta dissertação. Terá o intuito de discriminar e qualificar o regime de esforços controladores e deformadores de feições formadas em nível crustal raso como diques, falhas e fraturas. Para tal, foi feita medição do azimute e ângulo de mergulho destas estruturas utilizando bússola tipo CLAR. As anotações das atitudes foram feitas como Direção de Mergulho/Ângulo de Mergulho. E para planos pareados a estrias usou-se a notação plano//estria, com a anotação da estria seguindo o mesmo modelo do plano.

Neste capítulo serão apresentados os materiais e os procedimentos metodológicos utilizados no decorrer da pesquisa referente ao curso de mestrado, desde a coleta de dados em campo e por outros meios indiretos (imagens de satélite, fotografias aéreas, mapas produzidos por órgãos governamentais e de pesquisa, relatórios de projetos do *TEKTOS* – Grupo de Pesquisa em Geotectônica da Faculdade de Geologia da UERJ, teses e dissertações), até os recursos usados para a compilação, o tratamento, a interpretação e a divulgação desses dados e seus resultados.

1.1 Conceitos, terminologia e modelos usados como referência nesta dissertação

A nomenclatura e relação geométrica das fraturas secundárias geradas em ambiente rúptil por cisalhamento simples, são aquelas definidas pelo modelo de Riedel (Figura 2).

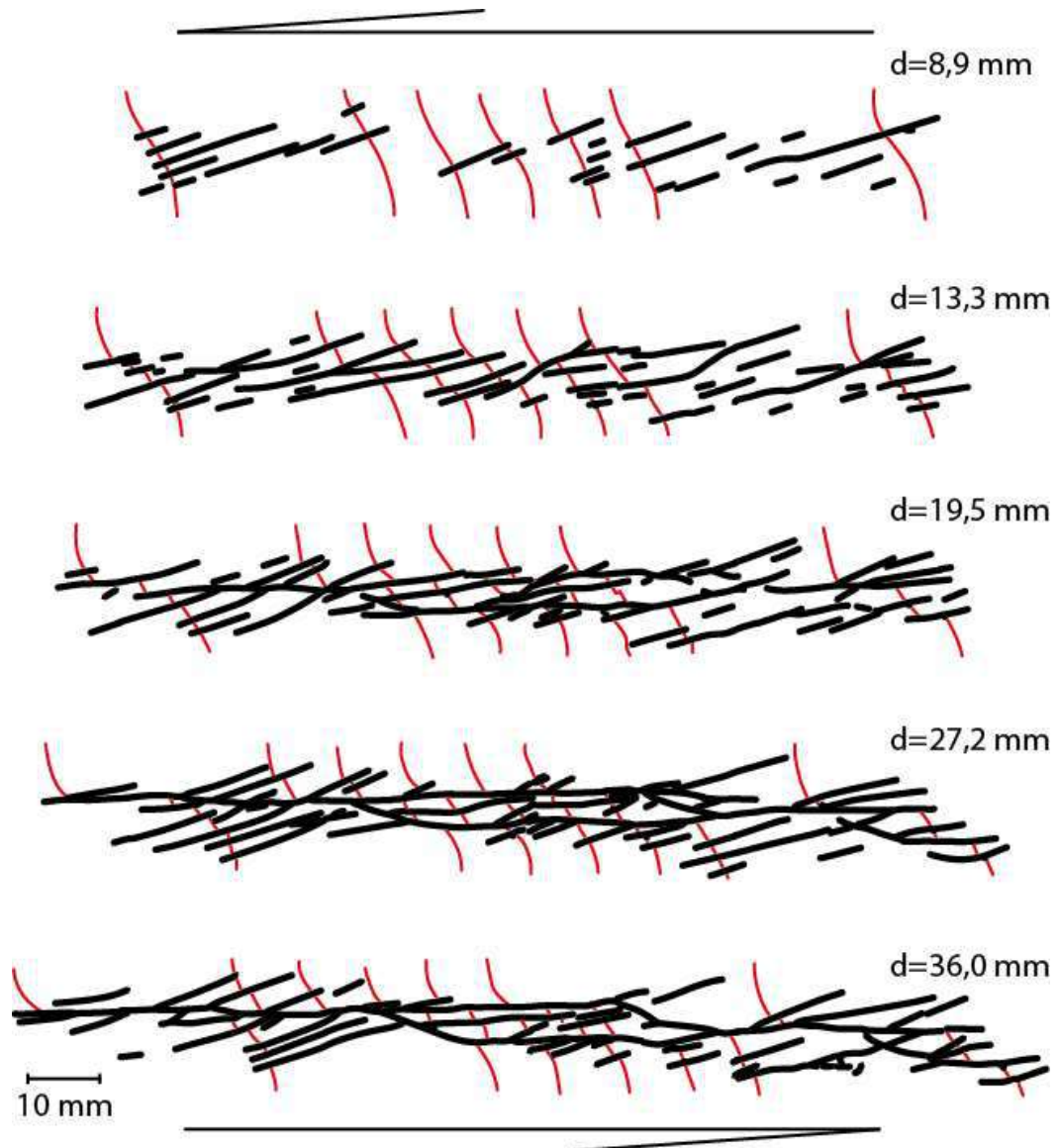
Figura 2 – Elipsoide de *strain* apresentando estruturas relacionadas ao modelo de Riedel (1929) *apud* Hancock (1985).



Fonte: Hancock, 1985.

Este modelo foi testado em laboratório por outros autores (*e.g.* Wilcox et al, 1973; Tchalenco, 1970). Segundo estes autores, no início da deformação teria a formação de estruturas T, mas elas seriam destruídas com a progressão da deformação. As estruturas formadas posteriormente seriam as conjugadas de Riedel, R e R'. A temporalidade dessas estruturas, no decorrer da deformação, seria função da litologia e da profundidade. Porém, R teria sempre ângulos baixos (em torno de 12°), e R', sempre ângulos altos (em torno de 80°), em relação ao tensor principal σ_1 . Com a progressão da deformação R' é rotacionado no sentido do binário de movimento da falha (Tchalenco, 1970) (Figura 3).

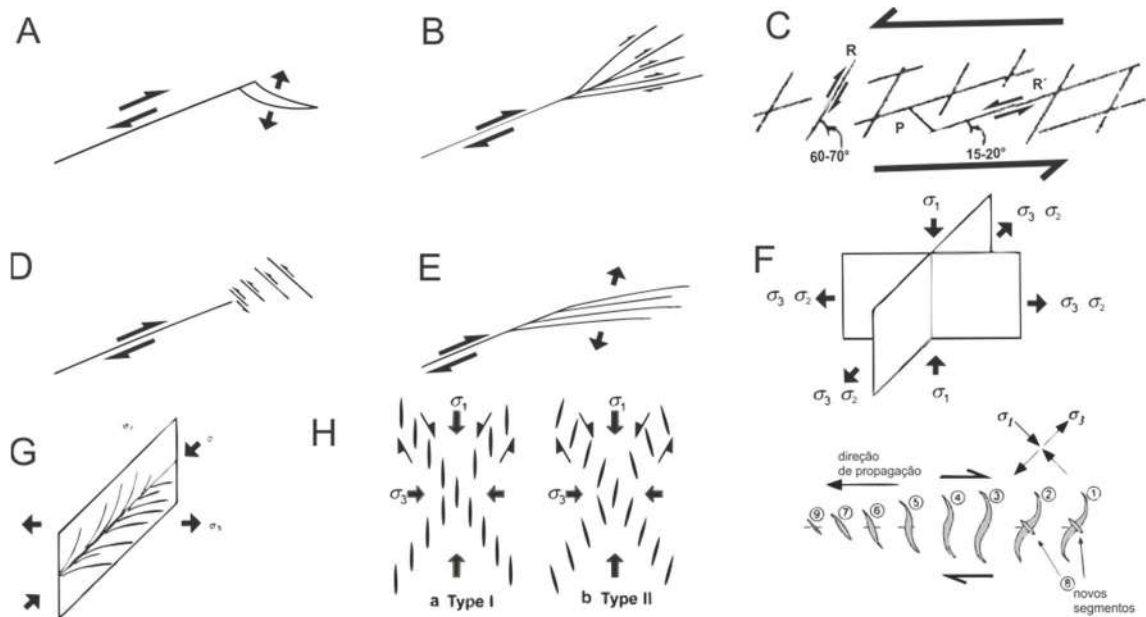
Figura 3 – Experimento desenvolvido por Tchalenco (1970), mostrando os estágios de desenvolvimento das estruturas.



Legenda: Linhas pretas – falhas e fraturas; Linhas vermelhas – marcadores.
 Fonte: Adaptado de Tchalenco, 1970.

Trabalhos posteriores focaram na criação de modelos baseados no modelo proposto por Riedel (1929) *apud* Hancock (1985) para descrever a interação entre fraturas e determinação da cinemática de sua formação (*e.g.* Peacock *et al.*, 2016; Peacock *et al.*, 2017). Alguns exemplos são apresentados na Figura 4.

Figura 4 – exemplos de arranjo de fraturas que ocorrem na zona de dano



Legenda: A) Wing Crack, B) Splaying, C) Fraturas Conjugadas de Riedel, D) Antitetic Shear Fractures, E) Horsetailing, F) Par de fraturas ortogonais não contemporâneas, G) Pluma de extensão, H) Fraturas escalonadas, I) fretas de tração.

Fonte: Sintetizado de Bons *et al.* (2012), Fossen (2010), Dunne & Hancock (1994).

1.2 Classificação de rochas e falhas formadas em ambiente rúptil

A classificação de rochas de falhas adotada para esta dissertação é a de Lin (2008) (Figura 5). A profundidade de formação de rochas de falha segue o modelo proposto por Cao & Neubauer (2016) (Figura 6).

A Figura 6 mostra a formação de kakirito (*kakerite*) + *gouge* de falha em nível crustal raso (~3 km). Kakirito é comumente referenciado como sendo rocha de falha, contudo não há uma definição precisa. Para Sherman (1992) são rochas extremamente fragmentadas. Para Higgins (1971) tem estrutura de microbrecha, contudo mais parecido com um protomilonito do que a um cataclasito.

Para Heitzmann (1985) “*Oft kommt es zu Mineralneubildungen, insbesondere durch Lösungsumsatz auf den Bruchflächen oder innerhalb der feinkörnigen Matrix*”. Traduzindo para o português a “deformação envolve a formação de novos minerais, em particular pela rotatividade de soluções nas superfícies de fratura ou dentro da matriz de grão fino” (traduzido do alemão no *google translator*).

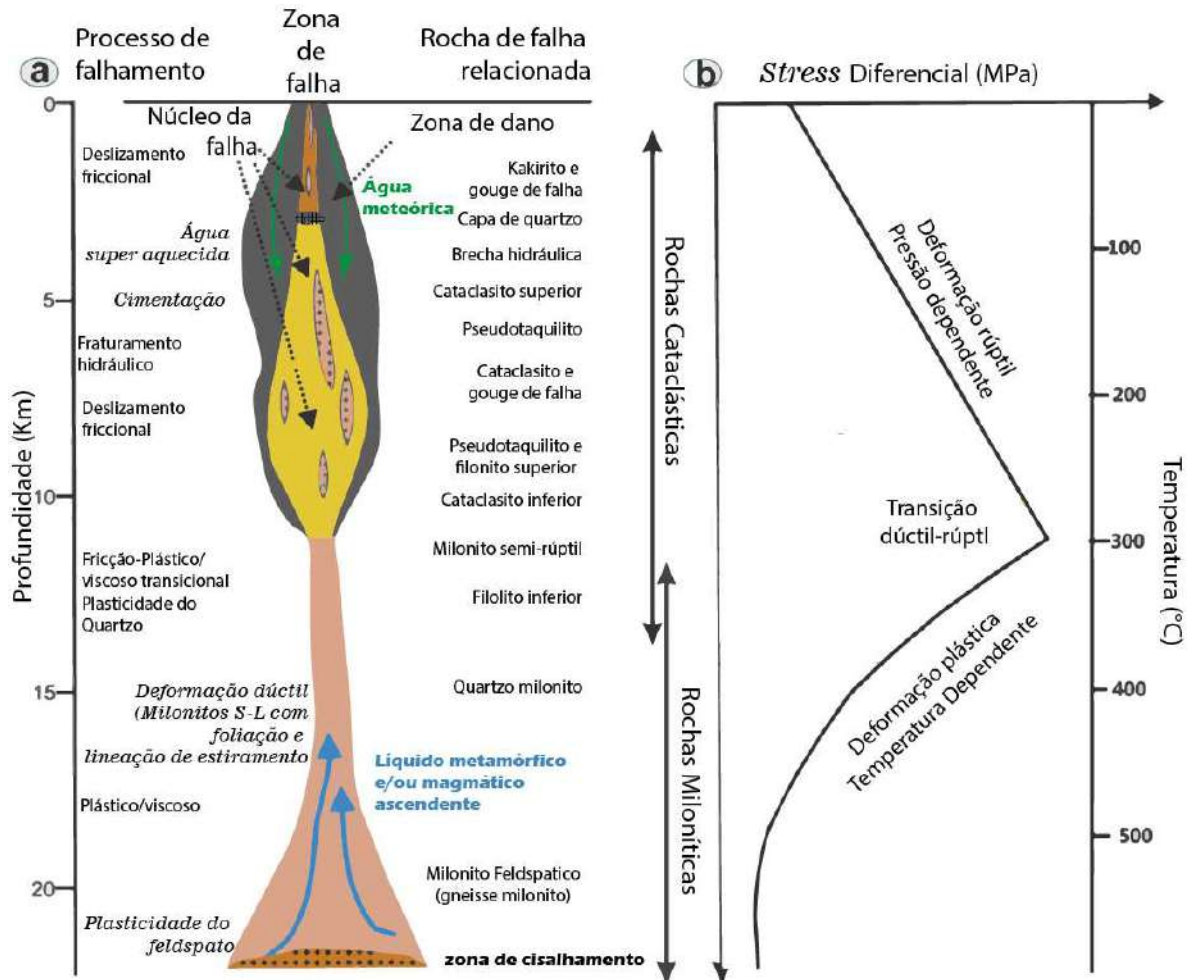
Surace *et al.* (2011) define kakirito como uma rocha de falha cataclástica metassomatizada alterada. Relaciona este litotipo a rochas cataclásticas formadas por evento hidrotermal. No Alpes Central kakiritos são cortados pela última geração de *gouges* de falha.

Figura 5 – Classificação de rochas de falha.

		Textura com foliação aleatória	Foliação plástica			
		Foliação definida pela orientação preferencial de fragmentos e zonas de cisalhamento sem recristalização dinâmica dos grãos	Foliação definida pela orientação de porfiroclastos e grãos dinamicamente recristalizados			
Incoesivo		Brecha de falha Fragmentos visíveis > 30 % da massa rochosa	?			
		Gouge de falha Fragmentos visíveis < 30 % da massa rochosa	?			
		Pseudotaquilito Matriz de vidro-desvitrificado e/ou fragmentos finos da encaixante.	Pseudotaquilito foliado (Matriz de vidro-desvitrificado)			
Coesivo	Natureza da Matriz Comunicação tectônica dos tamanhos dos grãos maior do que crescimento dos grãos por recristalização e neomineralização	Brecha - fragmentos < 0,5 cm Brecha fina - 0,1 cm < fragmentos < 0,5 cm Microbrecha - fragmentos 0,1 cm		0-10		
		Série dos cataclasitos	Protocataclasito	Série dos milonitos	Protomilonito	10-50
			Cataclasito		Milonito	50-90
	Ultracataclasito	Ultramilonito	90-100			
	Filolitos	Porcentagem de matriz				
	Marcante crescimento de grãos	?	Blastomilonito			

Fonte: Lin, 2008.

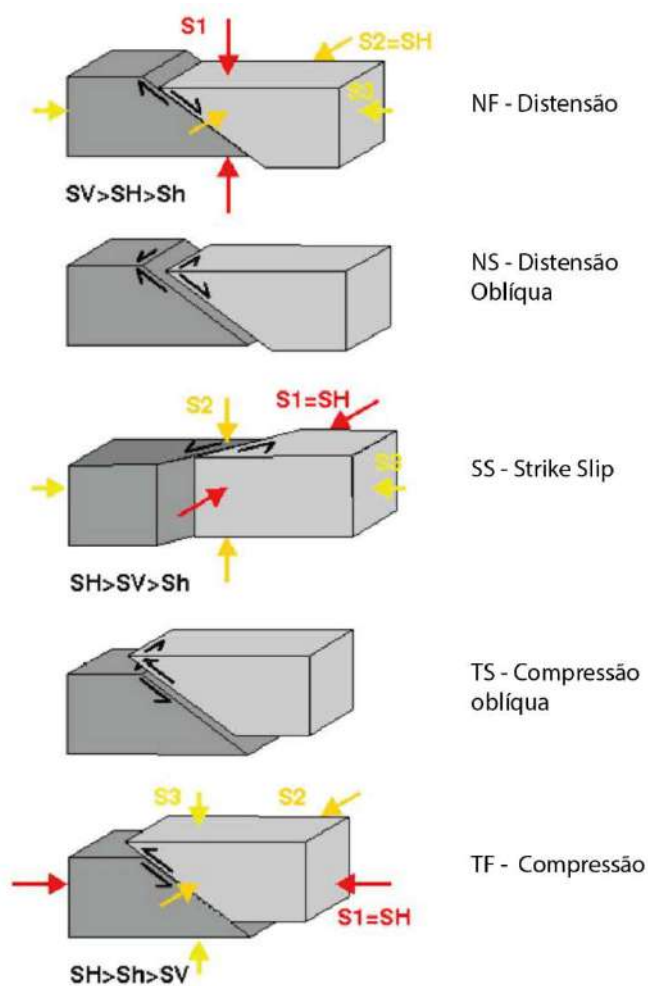
Figura 6 – Profundidade de formação e processos relacionados a rochas de falha.



Fonte: Cao & Neubauer, 2016.

Os conceitos primordiais na descrição de falhas provem da análise do movimento de seu plano principal e sua relação angular com os tensores descritivos do paleocampo de esforços gerador (σ_1 , σ_2 e σ_3), que são perpendiculares entre si e representam esforços máximo, intermediário e mínimo respectivamente. Outra conotação se refere à relação angular com a horizontal, na qual se insere a definição das falhas quanto a sua relação com *stress* horizontal máximo (SHmax), *stress* horizontal mínimo (Shmin) e *stress* vertical (Sv) (Figura 7).

Figura 7 – Relação entre S_{Hmax} , S_{hmin} e S_v , com os 5 tipos básico de falha e nomenclatura usada no *Wintensor*.

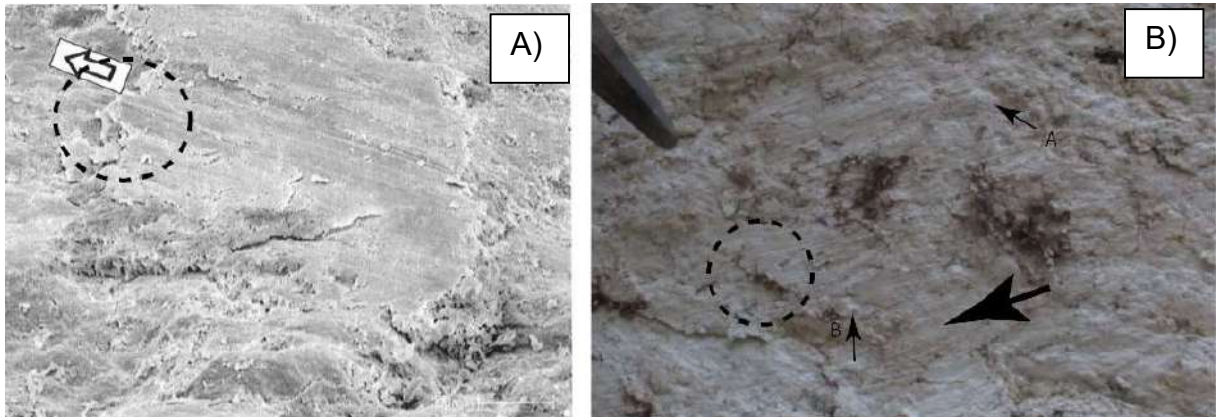


Fonte: Heidback *et al.*, 2016.

1.3 Indicadores cinemáticos de falhas rúpteis

É apresentado no início deste capítulo a descrição dos indicadores no plano de falha rúpteis comparando estrias encontradas na área de estudo com as da literatura (Figuras 8 e 9). Apresenta-se também descrição de estrias de falha da literatura em desenhos esquemáticos (Figura 10). No final do capítulo são apresentados os indicadores em *gouge* de falha (Figuras 11, 12 e 13).

Figura 8 – Exemplos de estrias.

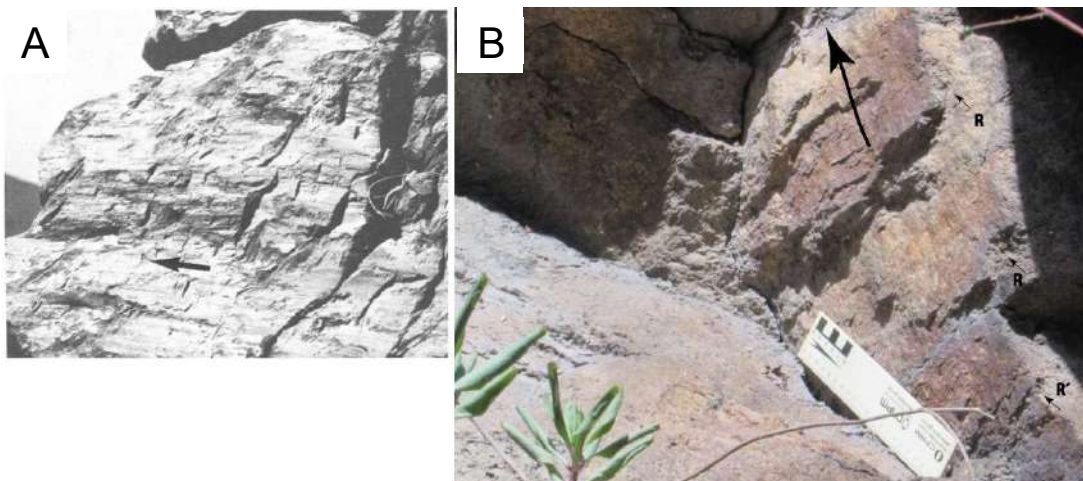


Legenda: Imagem da esquerda mostra um exemplo de estria do tipo cunha arrancada em fonólito (Ferrari, 2001). A imagem da direita mostra o mesmo tipo de indicador em rocha argilosa na área de estudo. Local: Parque Nacional da Tijuca.

Fonte: A) Ferrari, 2001; B) O autor, 2019.

O reconhecimento de estruturas no plano de falha tem sido reportado desde os anos 40 (Billings, 1942 *apud* Paterson, 1958). Porém a base do conhecimento é apresentada por Paterson (1958) que, em teste de compressão triaxial, descreveu marcas de objeto paralelo ao movimento, degraus com a sua parte mais alongada perpendicular ao movimento e sua elevação apontando na direção oposta ao movimento.

Figura 9 – Comparação entre estrias



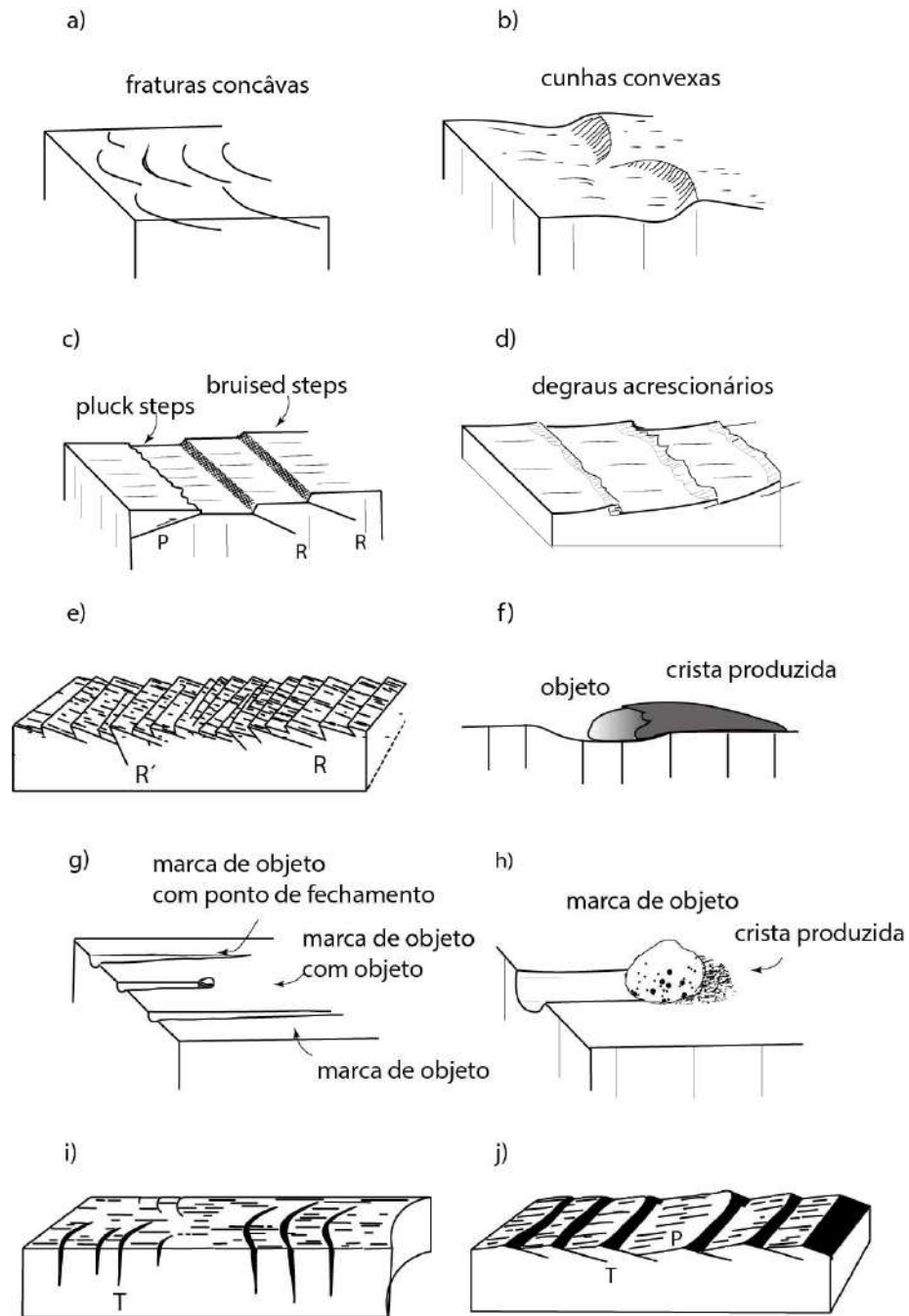
Fonte: A) Petit & Laville, 1987; B) O autor, 2019.

Diversos trabalhos posteriores tratam de descrever estrias em plano de falha. Allmendinger *et al.* (1989) apresenta modelos esquemáticos e sua aplicação para determinação do campo de paleotensão. Pettit (1987), Tjia (2014) e Tjia (1994) apresentam modelos e

exemplos de campo, Ferrari (2001) apresenta exemplos de campo e descrição microscópica com auxílio de MEV. Sperner & Zweigel (2010) apresentam um modelo de aquisição e interpretação de dados de falhas//estrias e fraturas baseado em análise global do afloramento.

Neste capítulo serão apresentados os indicadores cinemáticos de falhas rúpteis. A definição aqui empregada estabelece que a estria é um elemento linear do plano de falha. Em alguns casos é possível reconhecer o movimento pela morfologia da estria, porém, a indicação do movimento é mais confiante quando relacionados a fraturas secundárias. A caracterização de diferentes indicadores no mesmo plano de falha reforça a interpretação sugerida.

Figura 10 – Diferentes tipos de estruturas relacionadas a movimento destral



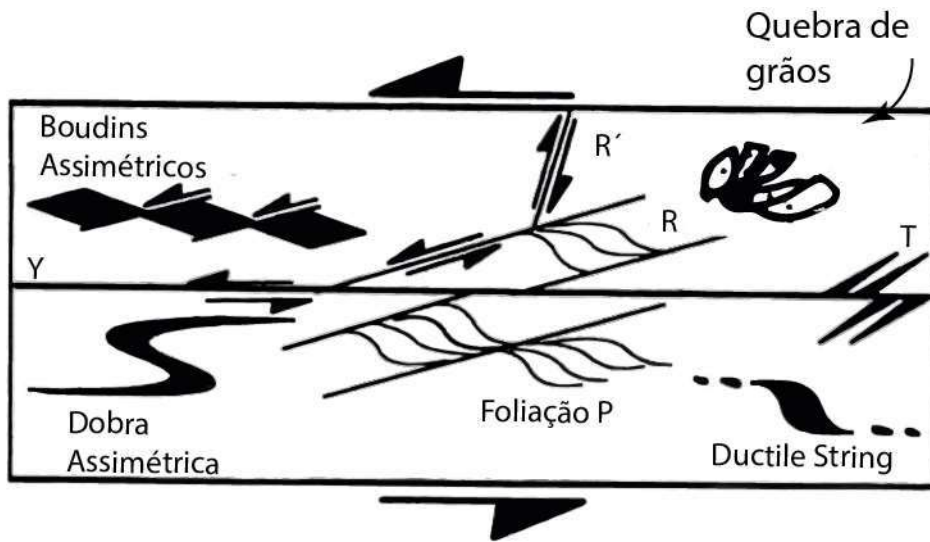
Legenda: a) fraturas côncavas b) cunhas convexas c) pluck steps e bruised steps d) degraus acrescionários e) critério R f) marca de objeto mais crista produzida pelo movimento em perfil g) marca de objeto h) marca de objeto mais crista produzida pelo movimento i) critério T j) Tipo RM.

Fonte: Modificado de Tjia, 2014; Fossen, 2010; Almendiger *et al.* 1989.

1.4 Indicadores cinemáticos no *gouge* de falha

A deformação neste tipo de rocha é dúctil-rúptil. Os melhores indicadores são deslocamentos de grãos fraturados (Figura 11), porém não é fácil de identificar e não são indicativos de qual tipo fratura de Riedel (1929) estão relacionados. Contudo, a combinação de outros indicadores aumenta a confiabilidade da interpretação.

Figura 11 – Indicadores cinemáticos em *gouge* de falha.

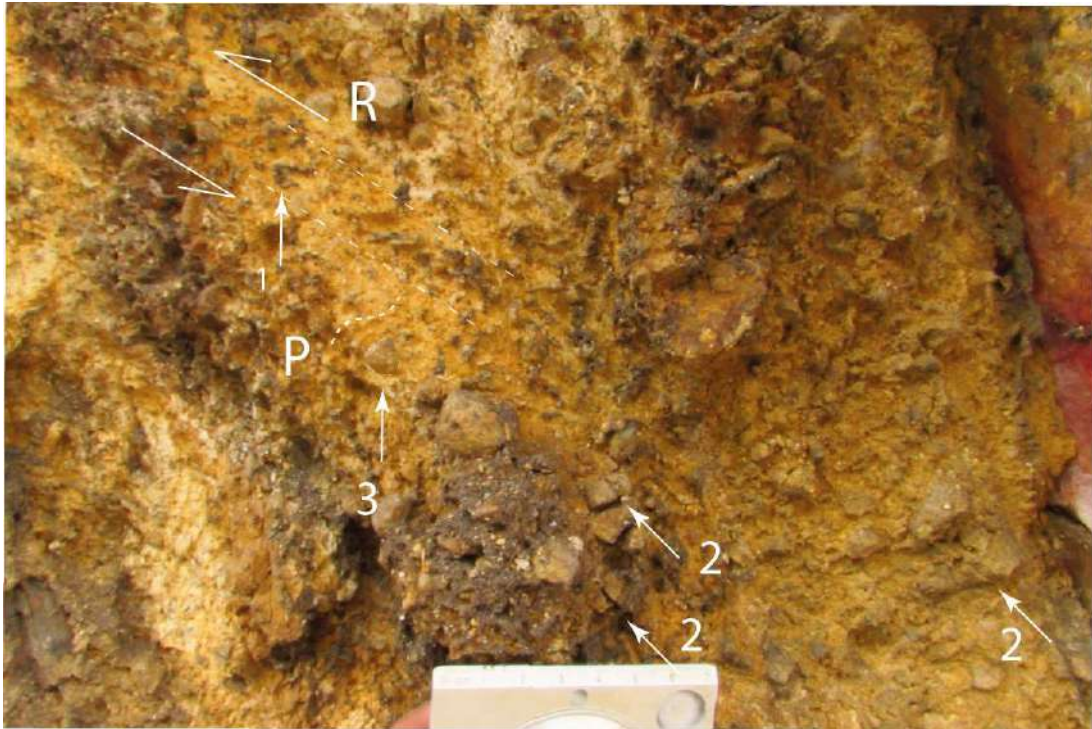


Fonte: Adaptado de Rutter *et al.* (1986) e Blenkinsop (2000).

O indicador de deformação mais presente é a foliação P, dada pelo alinhamento de grãos minerais placoides (argila, micas). O crescimento sintectônico destes minerais (Wintsch *et al.* 1995) forma foliação anastomosada tipo P (Riedel, 1929 *apud* Hancock, 1985; Wintsch *et al.* 1995), contornando grãos sobreviventes de quartzo e feldspato (Wintsch *et al.* 1995; Rutter *et*

al., 1986). Paralelo a esta foliação pode formar *ductile strings* (Rutter *et al.*, 1986). Na Figura 12 é apresentado um exemplo de campo da área de estudo.

Figura 12 – Exemplos de indicadores cinemáticos em *gouge* de falha com argila.

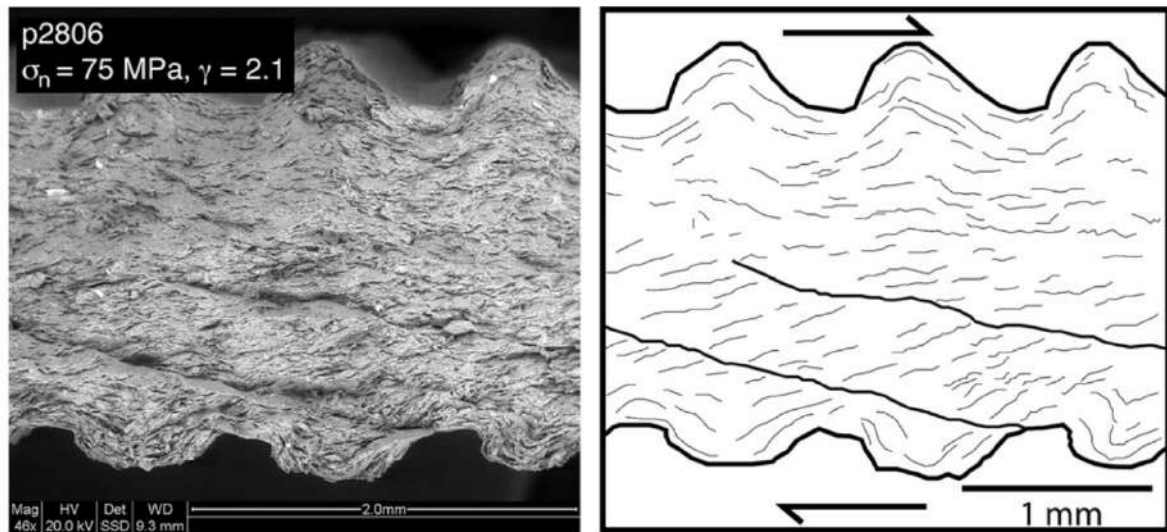


Legenda: 1) Interação entre P e R. 2) Quebra de grãos em fraturas paralelas a R. 3) Grão de quartzo sobrevivente sendo circundado pela foliação P. Local: Rua São Sebastião, Centro de Niterói. Próximo à entrada do morro do Estado.

Fonte: O autor, 2009.

Deformações recriadas em laboratório deixam mais claras a morfologia das estruturas em *gouge* de falha (Figura 13).

Figura 13 – Experimento em laboratório recriando deformação em gouge de falha



Legenda: Os traços pretos longos representam fraturas R, enquanto os curtos representam alinhamento de minerais de argila na direção P.

Fonte: Haines *et al.*, 2013.

1.5 Método dos Diedros Retos

Trata-se de um método gráfico de inversão dos dados para obtenção dos campos de tensão formadores de uma dada falha. A relação entre esses vetores pela equação $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, fornece o valor de R. Este valor é em função do vetor vertical: extensional quando σ_1 ; *strike-slip* quando σ_2 ; compressivo quando σ_3 . Para cada um desses três regimes, o valor de R flutua entre 0 e 1. Quando o valor está próximo de 0,5, o regime de esforços é puro. Para facilitar

a representação desta variação, foi definido o valor R' (Figura 14). Que pode ser representado na forma:

$R'=R$ quando σ_1 é vertical (extensão)

$R'=2 - R$ quando σ_2 é vertical (*strike-slip*)

$R'=2+ R$ quando σ_3 é vertical (compressão).

Este valor será usado para descrever o campo de esforço formador das estruturas mapeadas aliado à direção de SH_{max} . Estes dois valores descrevem com eficácia o regime de paleotensões atuante (Figura 14) (Delvaux & Sperner, 2003). O valor de R' é fornecido pelo wintensor (Delvaux & Sperner, 2003).

Figura 14 –Valores de R' .

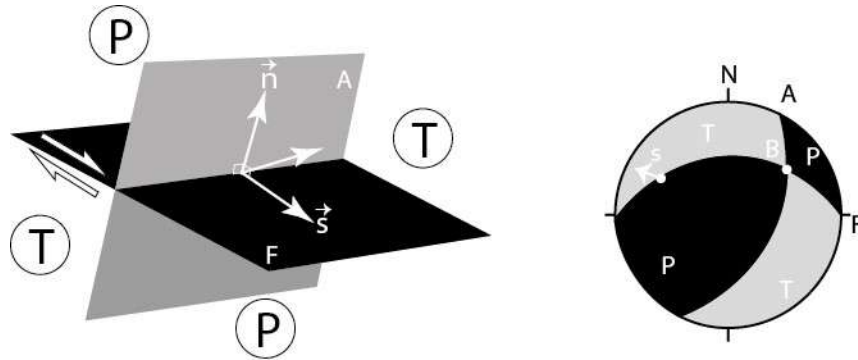
Regime Tectônico	EXTENSIVO				STRIKE-SLIP				COMPRESSIVO					
Razão R	0,00	0,25	0,50	0,75	1,00	0,75	0,50	0,25	0,00	0,25	0,50	0,75	1,00	
Paleocampo	EXTENSIVO Radial		EXTENSIVO Puro		TRANS-TENSIVO		STRIKE-SLIP Puro		TRANS-PRESSIVO		COMPRESSIVO Puro		COMPRESSIVO Radial	
Índice R'	0,00	0,25	0,50	0,75	1,00	1,25	1,50	1,75	2,00	2,25	2,50	2,75	3,00	

Fonte: Modificado Delvaux *et al.* 1997.

A delimitação dos campos é feita pelo cruzamento entre o plano de falha e um plano auxiliar, que é definido pelo plano imaginário que tem a estria como polo. Este plano imaginário deve conter o polo do plano medido em campo. A combinação destes dois planos subdivide a rede em no máximo quatro áreas. Seguindo estes procedimentos é possível obter a direção dos três tensores, já que eles são perpendiculares e a posição do tensor intermediário corresponde

ao cruzamento destes planos (Figura 15). A determinação dos campos compressivos e distensivos provêm da interpretação do indicador cinemático associado à estria.

Figura 15 – Método dos diedros retos, aplicado a dados pareados de falha e estria.

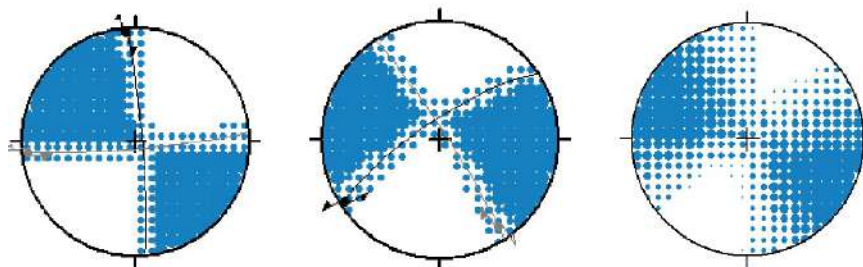


Legenda: P, B e T representam os campos de tensão máximo, intermediário e mínimo respectivamente. Os vetores unitários, n e s , correspondem às forças perpendicular e cisalhante agindo sobre o plano de falha. A seta oblíqua corresponde à resultante destas forças. No diagrama de Schmidt estão plotados os planos de falha e auxiliar. Também estão sendo mostrados os campos compressional e distensivo, assim como a atitude de B.

Fonte: Modificado de Angelier, 1994.

A combinação de diversos destes pares (plano e plano imaginário) irão delimitar áreas compressivas e distensivas cada vez menores (Figura 16). Como enfatizado por Delvaux & Sperner (2003), a determinação do paleocampo de tensões será melhor quanto maior for o número de famílias de falhas. A inversão de apenas uma família de falhas, com a mesma atitude do plano e estria, terá campos de compressão e distensão muito grandes, podendo chegar a uma variação de 15° (Delvaux & Sperner, 2003).

Figura 16 – Sobreposição de campos de tensão



Legenda: Campo distensivo (azul) e compressivo (branco). A interseção restringe o campo de atuação dos tensores refinando o resultado da inversão

Fonte: O autor, 2019.

1.5.1 Inversão de dados estruturais utilizando o Wintensor

A entrada de dados deve ser feita de acordo com o tipo de estrutura medida. O programa Wintensor (Delvaux & Sperner, 2003) oferece quatro opções para estruturas rúpteis. Falhas com estrias, fraturas conjugadas, fraturas com indicação de movimento e fratura cisalhante com estrutura T relacionada.

Para inversão dos dados oferece a opção de Diedros Retos (Angelier, 1994) e *Rotation Optimization*. Delvaux & Sperner (2003) recomendam que se use a função *Rotation Optimization F5*.

O programa oferece três parâmetros de qualidade do resultado, que podem ser gerenciados pelo usuário. Ângulo de desvio das estrias (*Counting deviation - CD*). O primeiro se refere ao desvio entre a estria medida e a teórica para o modelo de paleotensões formador do conjunto falhas a qual pertence. Este pode ser verificado de forma global no histograma ou individualmente na tabela de dados. E QRw (*quality for geological indicators*) (Tabela 1) e QRt

(TENSOR *quality rank*). Ambos têm índice que variam de A a E, sendo A o de melhor qualidade.

Tabela 1 – Índice de qualidade segundo o *World Stress Map*

A	B	C	D	E
SHmax $\pm 15^\circ$	SHmax $\pm 15-20^\circ$	SHmax $\pm 20-25^\circ$	SHmax $\pm 25-40^\circ$	SHmax $>\pm 40^\circ$
ótimo	bom	médio	questionável	não confiável

Fonte: Heidbach, 2016.

QRw se baseia em quatro fatores: quantidade de dados usados na inversão, relação entre dados inseridos e dados usados na inversão, ângulo de desvio das estrias e grau de confiabilidade da cinemática da estria.

QRt se baseia na dispersão de planos e linhas. Quanto maior o número de famílias de dados, melhor será ranqueado a qualidade da inversão.

1.5.2 Procedimentos para a inversão dos dados usando o Wintensor

O objetivo deste item é apresentar a metodologia aplicada para inversão de dados mistos, fraturas e dados pareados (falha//estria) dentro do ambiente do Wintensor (Delvaux & Spenner, 2003). A primeira operação é inserir os dados no programa. Deve ser escolhido o tipo de correto de tipo de dado a ser inserido (*e.g.* dados pareados de falha e estria; fraturas; plano axial; eixo axial; par cisalhante).

A próxima operação deve ser clicar em *processing* e fazer a inversão pelo método dos diedros retos. Feito isso pode ser usada a função *Rotation Optimization*. O programa oferece diversas funções. A usada nesta dissertação foi a função F5, própria para dados mistos de falha//estria e fratura.

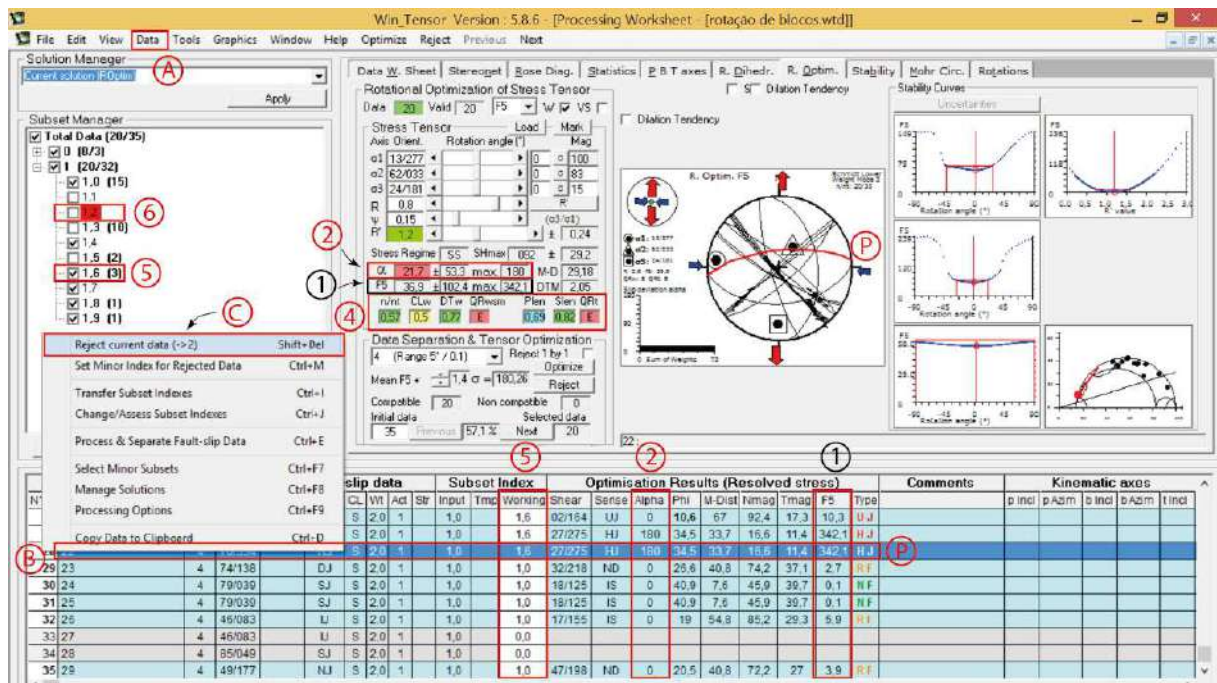
Em *Rotation Optimization* deve-se clicar em *optimize* até que se obtenha um resultado estável. Os dados que apresentarem valores anômalos de F5 e *Alpha* devem ser separados e para serem tratados em outra janela de inversão. O modo de separação dos planos com valores

de α (desvio teórico das estrias) e F5 anômalos para um plano P, é apresentado a seguir (Figura 17).

Os indicadores devem possuir ângulos o mais baixo possível. Valores de $\alpha < 30^\circ$ são em geral compatíveis com o vetor cisalhante (Delvaux & Sperner, 2003). Valores de F5 para fraturas de tensão (T) (e.g. pluma de extensão sem zona de *fringe*) (Dunne & Hancock, 1994) e compressionais (C) (e.g. estilólitos) devem atingir um máximo de 20, e para fraturas cisalhantes (sinistral, destal e inversa) devem atingir um máximo de 22 (Delvaux & Sperner, 2003).

Escolhido os planos a serem removidos, a próxima operação é verificar em qual indexador está o plano P. Deve-se escolher um indexador diferente daquele que está o plano, para isso clique em *Data* e escolha a opção *Set Minor Index for Reject Data*. Feito isso clique o botão direito do *mouse* em cima da linha que contem o plano a ser rejeitado e escolha a opção *Reject Current Data*. Perceba que nesta opção ele apresenta para qual indexador o plano será enviado (Figura 17).

Figura 17 – Separação manual dos dados no Wintensor.



Legenda: 1) Coluna de valores de F5; 2) Coluna de valores de α ; 4) Grau de confiabilidade da inversão; 5) Indexador do dado de falha//estria ou fratura usado na inversão; 6) Indexador do dado de falha//estria ou fratura excluído da inversão; P) coluna com os dados da falha//estria ou fratura selecionado – plano em vermelho no estereograma; A e B) menu e submenu a utilizados para exclusão do dado de falha//estria ou fratura.

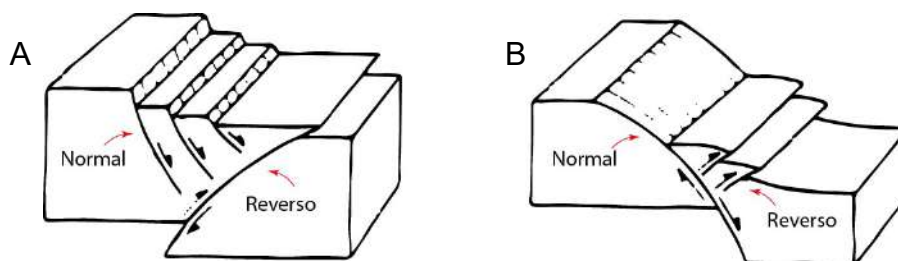
1.6 Inversão de bacias com formação de falhas inversas de alto ângulo de mergulho e estruturas relacionadas

Inversão de bacias é o termo usado para indicar compressão em bacias formadas em ambientes distensionais (Bonini *et al.*, 2012; Coward, 1994). Os esforços para a inversão de bacias têm origens diversas (Coward, 1994). Será tratado aqui a inversão formada por compressão horizontal. Diversos autores descrevem as estruturas, modelos análogos e processos de inversão de bacias (Coward, 1994; Bonini *et al.*, 2012; Granado *et al.*, 2017; Sibson, 1995; Hancock, 1985; Smith *et al.*, 2017)

Reativação de falhas é um processo seletivo onde nem todas as falhas são suscetíveis à inversão, que pode ter alta variação ao longo da bacia. Os principais fatores governantes da reativação preferencial de falhas normais são a atitude e resistência à fricção ao longo do plano de falha (Bonini *et al.* 2012).

Hancock (1985) apresenta modelos de interação entre falhas normais e falhas reversas (Figura 18).

Figura 18 – relação entre falhas normais e inversas.



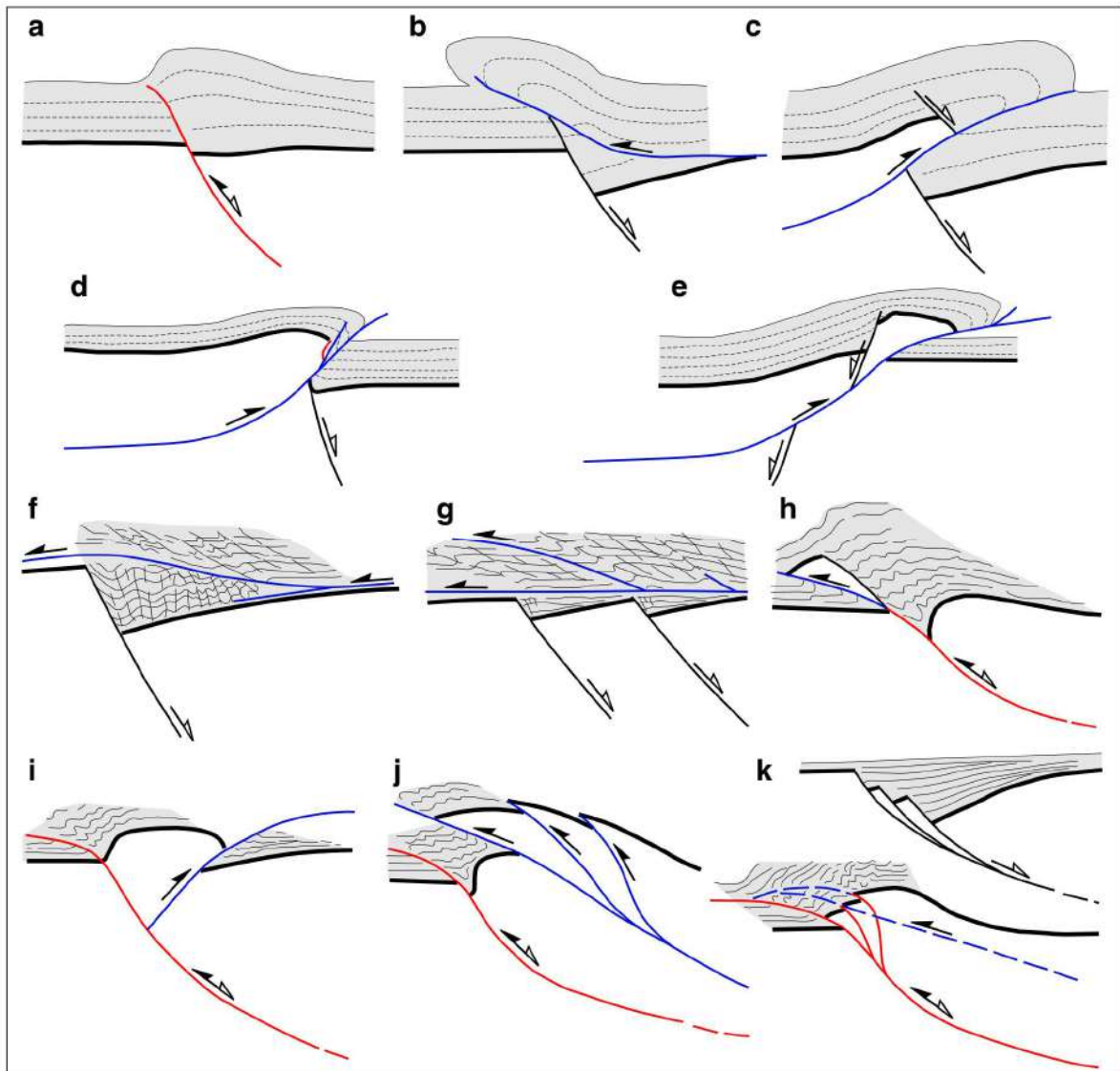
Legenda: A) Formação falhas normais sintectônicas a falha inversa de baixo ângulo. B) Formação de falhas inversas relacionadas à falha normal de alto ângulo.

Fonte: Hancock (1985).

Portanto a tendência para reativação é atribuído a fatores como diminuição do coeficiente de fricção interna, rotação de blocos no estilo domo de falhas inicialmente com alto ângulo de mergulho e interconectividade das falhas (Bonini *et al.*, 2012).

As camadas afetadas apresentarão redução de porosidade e relevante expulsão de fluidos, favorecendo o crescimento da pressão redução do coeficiente de atrito interno. Os estilos estruturais resultantes da inversão de bacias são apresentados na Figura 19 (Bonini *et al.*, 2012).

Figura 19 – Estilos estruturais de falhas normais invertidas



Legenda: a) falha normal parcialmente invertida; b) falha normal delimitada por falha de empurrão; c – e) falha de empurrão decapitando falha normal anterior; f) falha normal agindo como *stress riser* favorecendo a formação de rampa de empurrão sobre a falha normal; g) *cover detachment* sobre os sedimentos de um hemi-gráben; h) *footwall shortcut*; i) estrutura *pop-up*; j) *break back thrust*; k) *thrust stack*, em falhas extensionais embricadas. Traços vermelhos – falha normal invertida; traços pretos – falhas não reativadas; traços azuis – falha inversa sintectônica.

Fonte: Bonini *et al.*, 2012

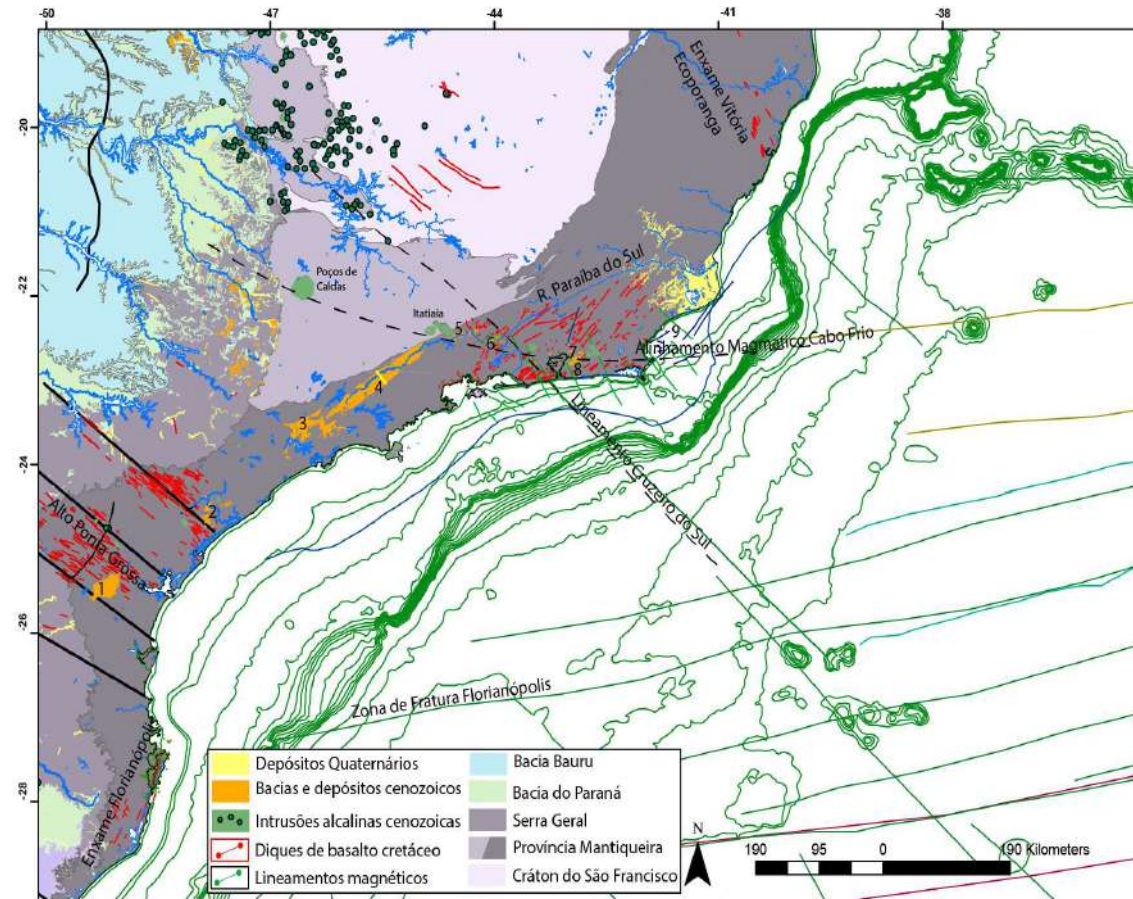
Exemplos de estruturas inversas em bacias continentais são as já citadas falhas inversas, dobras recumbentes (Ehteshami-Moinabadi, 2014, Bonini *et al.*, 2012) (Figura 20) e veios com crescimento mineral na direção do *stress* vertical, indicando que a pressão de fluidos excedeu o esforço vertical (Turner & Wiliians, 1994; Cosgrove, 1993, Sibson, 2017).

2 RIFTE CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL (RCSB) NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região sudeste do Brasil foi formada por três grandes episódios tectônicos. Edificação da faixa ribeira entre o Neoproterozoico e Cambriano. Abertura do oceano atlântico resultando nas intrusões basálticas e implantação das bacias marginais. E, por último, a formação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil acompanhado de magmatismo alcalino máfico (Valeriano *et al.*, 2012).

A partir do Jurássico, com a intrusão dos diques alimentadores dos derrames da formação Serra Geral, tem início os fenômenos relacionados à Reativação Wealdeniana (Almeida, 1976), que evoluiu para a ruptura continental entre Brasil e África, formando assim o oceano Atlântico Sul (Estrella, 1972, Asmus & Ferrari, 1978). É aceito que haja relação entre a instalação e desenvolvimento do RCSB com o Evento Sul-Atlântico (Riccomini *et al.*, 2004; Zalán, 2004). Contudo, ainda não há um modelo único de formação destas bacias e sua relação com a gênese da Serra do Mar e da Mantiqueira (Riccomini *et al.*, 2004, Salamuni, 1998), que são as ombreiras do RCSB (Asmus & Ferrari, 1978) na sua porção central e oriental. A evolução deste processo diastrófico controla a posterior intrusão das rochas alcalinas precursoras do RCSB (Riccomini *et al.*, 2004; Almeida, 1983; Mohriak, 2004). O RCSB desenvolve-se entre as cidades de Curitiba, estado do Paraná, e se entende até Barra de São João, Região dos Lagos do estado do Rio de Janeiro. (Riccomini *et al.*, 2004) (Figura 20). Eventos tectônicos posteriores afetam o embasamento e o preenchimento sedimentar destas bacias continentais.

Figura 20 – Mapa do Rife Continental do Sudeste do Brasil no contexto regional.



Legenda: 1- Curitiba; 2 – Sete Barras; 3 – São Paulo; 4 – Taubaté; 5 – Rezende; 6 – Volta Redonda; 7 – Macacu; 8 – Itaboraí; 9 – São João.

Fonte: Compilado de Bizzi *et al.*, 2003; Comin-Chiaramonti & Gomes, 2005; Ferrari, 2001; Aristizábal, 2013; Negrão, 2014; Sallamuni, 1998; Riccomini, 1989; Almeida, 1991; Quirk *et al.*, 2013; Ribeiro *et al.*, 2018.

Serão apresentados os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira de forma sucinta com uma descrição regional do embasamento pré-cambriano, enfatizando nas estruturas formadas pelos eventos orogênicos sobrepostos.

2.1 Geologia regional do embasamento pré-cambriano

A área de estudo está regionalmente inserida na Província Estrutural Mantiqueira (Valeriano *et al.*, 2012) constituída de rochas pré cambrianas deformadas em diferentes graus e intrudidas por granitóides de origens e idades diferentes entre o Neoproterozoico e o Ordoviciano (Figura 21).

Esta entidade tectônica se estende por 1400 km ao longo da costa sudeste do Brasil, e tem direção estrutural preferencialmente NE desenvolvida em vários episódios de convergência da orogenia Brasileira (Valeriano *et al.*, 2012).

Tem vergência tectônica para NW formado por colisões episódicas datadas em 620-605 Ma, 605-565 Ma e 535-510 Ma. É subdividido em quatro terrenos tectonoestratigráficos: Ocidental, Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2012; Almeida & Heilbron, 2016; Heilbron *et al.*, 2017).

O Terreno Ocidental representa o setor externo da Faixa Ribeira, envolvendo o embasamento cratônico retrabalhado, bacias intracratônicas mesoproterozoicas e bacias marginais neoproterozoicas (Heilbron *et al.*, 2017).

O Terreno Paraíba do sul tem idade entre 620-605 Ma. É composto por embasamento arqueano-paleoproterozoico, unidades metassedimentares neoproterozoicas e um arco magmático continental, Complexo Serra da Bolívia de idade entre 640-595 Ma (Heilbron *et al.*, 2017).

O Terreno Oriental foi formado pela colisão dos complexos Rio Negro e Serra da Prata, ambos de idade entre 860-620 Ma (Heilbron *et al.*, 2017)

O Terreno Cabo Frio representa a última colagem da faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2017). Representa a parte interna do orógeno Ribeira e sua transição para o domínio externo do Cráton do Congo (Schmitt *et al.*, 2016).

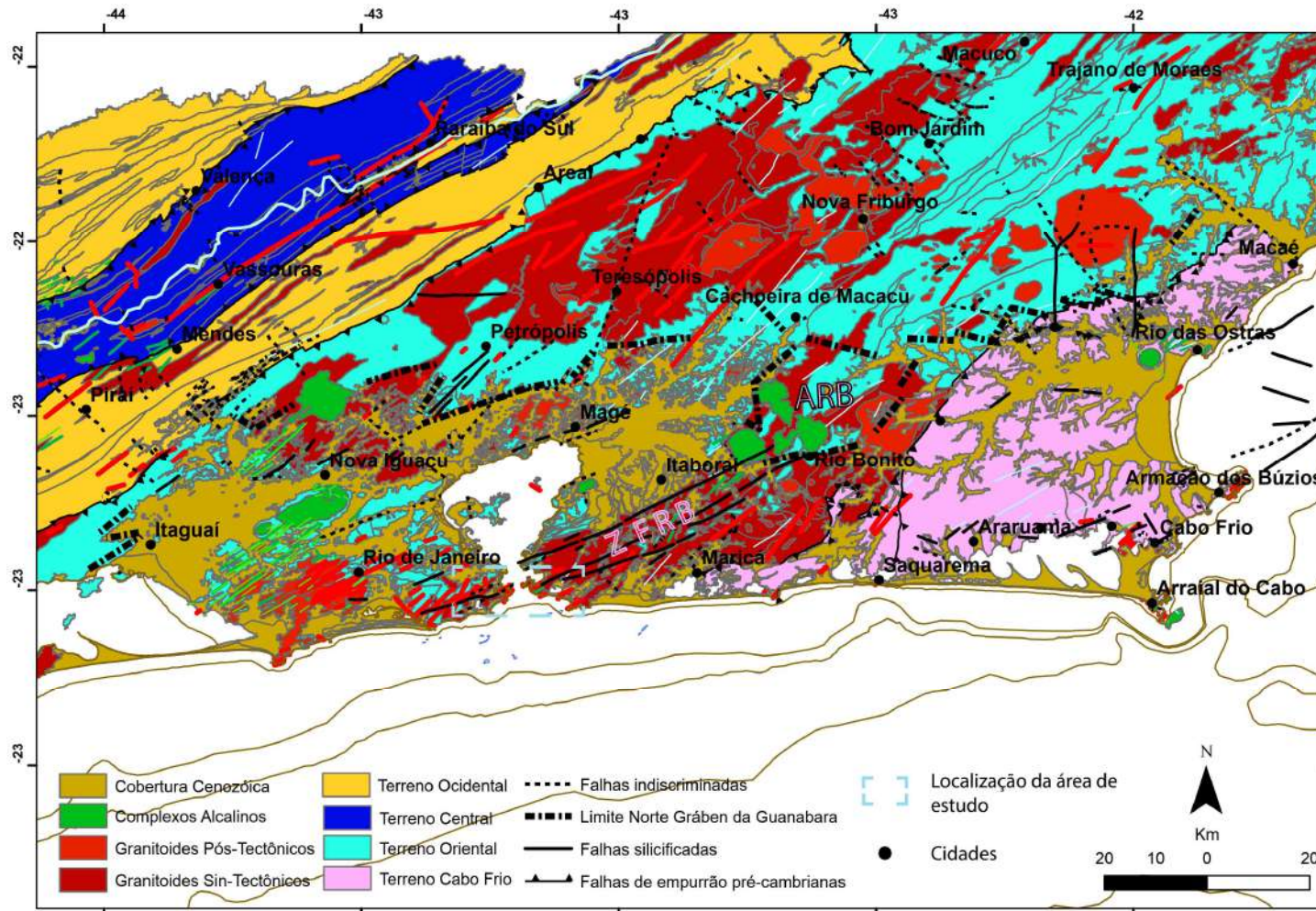
2.1.1 Geologia local do embasamento pré-cambriano da cidade do Rio de Janeiro

O embasamento neoproterozoico-ordoviciano da região metropolitana do Rio de Janeiro é composto por paragneisses e ortogneisses, agrupados no domínio costeiro do Terreno Oriental (TOR), intrudidos por suítes granitoides (Valeriano *et al.*, 2012). As rochas metamórficas de alto grau e graníticas intrusivas formadas no decorrer e após o processo orogênico que formou a Faixa Ribeira, foi estruturado pela deformação compressiva que gerou o orógeno e por zonas de cisalhamento dúctil e rúptil nas fases mais tardias da orogênese.

A evolução estrutural do terreno da área de estudo pode ser agrupada em quatro fases de deformação. D1 e D2 são fases de deformação sin metamórficas, enquanto que D3 e D4 são fases pós-auge metamórfico (Heilbron *et al.*, 1993). Nos próximos parágrafos serão descritos estas fases e deformação. No final será apresentada uma síntese destes eventos e relações com as estruturas do RCSB.

Fase D1 representada pela foliação desenvolvida nos gnaisses. Paralelamente ocorrem veios leucossomáticos (Valeriano *et al.*, 2012). Na região Serra da Carioca, nos planos relacionados a esta fase, foi identificado lineação mineral definida principalmente por quartzo, biotita e feldspato (Silva *et al.*, 1991). Na região do Pão de Açúcar foi identificado xistosidade atribuída a fase D1 em charneiras de dobras D2. Localmente também foram observadas lineações atribuídas a primeira fase (Valeriano & Magalhães, 1984). Fase D2 fase principal de deformação dada por contatos litológicos paralelos à foliação principal formada nesta fase. Trata-se de foliação composta de S1 + S2. Apresenta baixo angulo de mergulho para NW e SE (Valeriano *et al.*, 2012). Raramente foi identificado clivagem plano axial, apenas em porções micáceas do biotita gnaisse.

Figura 21 – Mapa Geológico Regional do Gráben da Guanabara e do Estado do Rio de Janeiro.



Legenda: ZFRB – Zona de Falha de Rio Bonito; ARB – Alto de Rio Bonito.

Fonte: Valeriano *et al.* 2012; Ferrari, 2001, Mohriak & Barros, 1990.

Na região do Pão de Açúcar o plano axial mergulha para sudeste em ângulos entre 20 e 30° e lineação mineral subparalela ao eixo (Valeriano & Magalhães, 1984). Na região da Serra da Carioca os planos axiais mergulham para SSW e eixo axial de orientação variável. Veios leucossomáticos e zonas de cisalhamento dúctil paralelos ao eixo axiais formados nesta esta fase são comuns na região da serra da Carioca (Silva *et al.*, 1991). Na serra da pedra Branca a lineação mineral mergulha para NW e SE (Valeriano *et al.*, 2012).

Fase D3 dobra a foliação D2 estruturando assim Antiformal do Rio de Janeiro. Zona de charneira subhorizontal de direção NE-SW percorre a Serra da Pedra Branca até a foz do Rio Macacu (Valeriano *et al.*, 2012). Na região da Serra da Carioca esta fase se caracteriza por eixos de dobras com caimento suave para WSW e plano axial de direção ENE. O mecanismo de dobramento por flambagem é proposto por Silva *et al.* (1991) que posteriormente foi interpretado por Heilbron *et al.* (1993) como indicador de deformação em nível crustal raso.

Fase D4 se caracteriza por suaves ondulações na foliação principal com eixo subhorizontal e direção dispersa no quadrante NW. Estão associadas a zonas de cisalhamento dúctil de caráter distensivo evidenciado pela presença de veios aplíticos, diques pegmatíticos e dobras de arrasto na foliação principal (Valeriano *et al.*, 2012).

As relações com as estruturas do RCSB podem ser feitas do seguinte modo. As zonas de cisalhamento formadas nas fases D1 e D2 representam zonas de fraqueza regionais (Heilbron *et al.*, 2000) e foram reativadas para formar a falha de borda da maioria das bacias do RCSB (Riccomini, 1989). Contudo esse paralelismo não foi identificado na Zona de Falha de Rio Bonito, que além de ser a borda sul da bacia de Macacu, também é preenchida por diversas ocorrências de brechas silicificadas (Ferrari, 2001). Ainda segundo este autor, esta relação de paralelismo entre as estruturas pretéritas e falhas de caráter rúptil, não é a única condição para reativação. As falhas irão se formar aonde o campo de tensões é propício para tal, como foi observado na região do Rio de Janeiro (Ferrari, 1990). Esta relação também é observada na região de Cabo Frio, onde as estruturas do Terreno Cabo Frio (Schimitt *et al.*, 2016) têm direção preferencial NE (Heilbron *et al.*, 2017) e as falhas silicificadas que bordejam a lagoa de Araruama tem direção ENE (Ferrari, 2001; Souza, 2011).

No entanto as estruturas internas do Terreno Oriental variam consideravelmente de direção e de mergulho. Exemplo disso é a variação da direção NW, com mergulho suave, para NE, com mergulho íngreme, da foliação da Serra da Carioca para a Pedra do Arpoador,

respectivamente. Esta variação é condicionada por dobramento da foliação e/ou rotação desta foliação pelas zonas de cisalhamento dúctil tardias D3 e D4 (Valeriano et al., 2012).

As fases D3 e D4 são fases pós-pico metamórfico. Geram dobras abertas de plano axial quase ortogonal (Heilbron *et al.*, 1993). A fase D3 é formada em nível crustal raso e tem plano axial ENE (Heilbron *et al.*, 1993), paralelo à direção da Zona de Falha de Rio Bonito (Almeida, 1976) e às falhas que bordejam a lagoa de Araruama (Ferrari, 2001; Souza, 2010).

A fase D4 tem plano axial NNW, subparalelo a zona de transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1993), que tem influência na compartimentação da bacia de Volta Redonda (Negrão, 2014). No gráben da Guanabara esta zona de fraqueza tem direção paralela a Zona de Transferência Tinguá-Tijuca (Zalán & Oliveira, 2005) e tem direção subparalela a borda oeste da bacia de Macacu (Ferrari, 2001).

Como foi visto o embasamento do Rifte Continental do Sudeste foi palco de diversas fases de deformação, criando direções de fraquezas preferenciais para o desenvolvimento das estruturas iniciais de seu desenvolvimento. Os eventos de abertura continental e posterior desenvolvimento das bacias continentais serão abordados no próximo item.

2.2 Magmatismo toleítico e modelos geodinâmicos controladores da intrusão

No trecho delimitado entre a margem continental emersa e o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Figura 20) foi palco da intrusão de diversos enxames de diques paralelos à costa, com exceção do Arco da Ponta Grossa e Enxame de diques Ilha Grande Rezende, que apresentam direção principal perpendicular à costa (Almeida *et al.*, 2013).

O magmatismo toleítico é relacionado à tectônica diastrófica responsável pela separação América do Sul – África e consequente formação do oceano Atlântico Sul. O processo de abertura do oceano atlântico sul se inicia com entumescimento crustal e é seguido de magmatismo toleítico promovido pela pluma Tristão da Cunha (Mohriak *et al.* 2012; Asmus & Ferrari, 1978).

Na região do RSCB os diques foram agrupados em três suítes distintas com base na sua área de ocorrência e classificação química. Os diques que ocorrem na região setentrional da borda norte do gráben da Guanabara foram agrupados na suíte Serrana (Corval, 2012) e aqueles que ocorrem na região dos lagos na porção compreendida entre Saquarema e Búzios foram agrupados na suíte Costa Azul (Dutra, 2004; Carvas, 2016). Os diques que ocorrem entre Ilha Grande e Resende foram agrupados no enxame de diques Ilha Grande-Resende e tem idades Ar^{40}/Ar^{36} entre $156,5 \pm 7,4$ e $144 \pm 3,2$ Ma (Guedes *et al.* 2016).

Na área de estudo ocorre o enxame de diques da Serra do Mar que apresenta concentração na direção N40-60E (Figura 22) medidos em mapa (Figura 23), com espessura variando entre 1,0 e 3,0 metros chegando a dezenas de metros (Valeriano, et al., 2012). Têm composição toleítica a andesítica (Valente, 1997; Dutra 2006; Corval, 2016; Corval *et al.*, 2012), que podem ser subdivididos em por alto e baixos teores de TiO_2 (Dutra, 2006; Corval, 2016; Corval *et al.*, 2012).

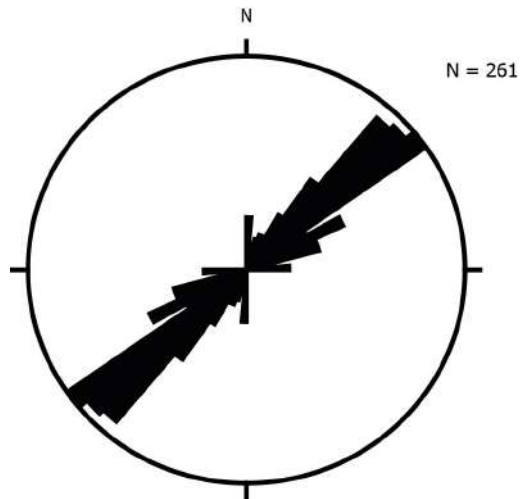
No Gráben da Guanabara o enxame de diques da Serra do Mar é subdividido em duas grandes províncias. Mais próximo ao mar o enxame tem valores de $TiO_2 < 2,0$ (Dutra, 2004; Carvas, 2016) com algumas análises apresentando valores pouco acima de 2.0 (Carvas, 2016). E próximo a escarpa de falha norte do gráben o enxame assume valores e $TiO_2 > 2,0$ (Dutra, 2004). Variações locais são percebidas na assinatura dos ETR em Búzios e Arraial o que levou a Carvas (2016) propor mais de uma fonte geradora dos diques ali intrudidos.

Os diques da suíte Costa Azul apresentam idade Ar/Ar mínima de 96 Ma e valores isotópicos de Nd/Nd e Sr/Sr incompatíveis com o *trend* de variação das rochas extrusivas relacionadas à pluma Tristão da Cunha (Figura 32). Os baixos valores de TiO_2 poderiam estar relacionados a bolsões de magma sublitosféricos, como sugerido por Valente *et al.* (2007), e a idade mais nova desta intrusão poderia ser explicada por reaquecimento regional (Carvas, 2016).

Os diques da suíte Região Serrana tiveram a sua intrusão controlada por zonas de cisalhamento crustais pretéritas ligadas ao CTB. Valente *et al.* (2007) apresenta um modelo geotectônico para intrusão dos diques da Região Serrana. A pluma litosférica reativa zonas de fraqueza crustais, afinando a crosta e, transmitindo estresse para as regiões adjacentes. Seguindo este conceito, Ferrari & Riccomini (2000) interpretam que os diques de basalto foram

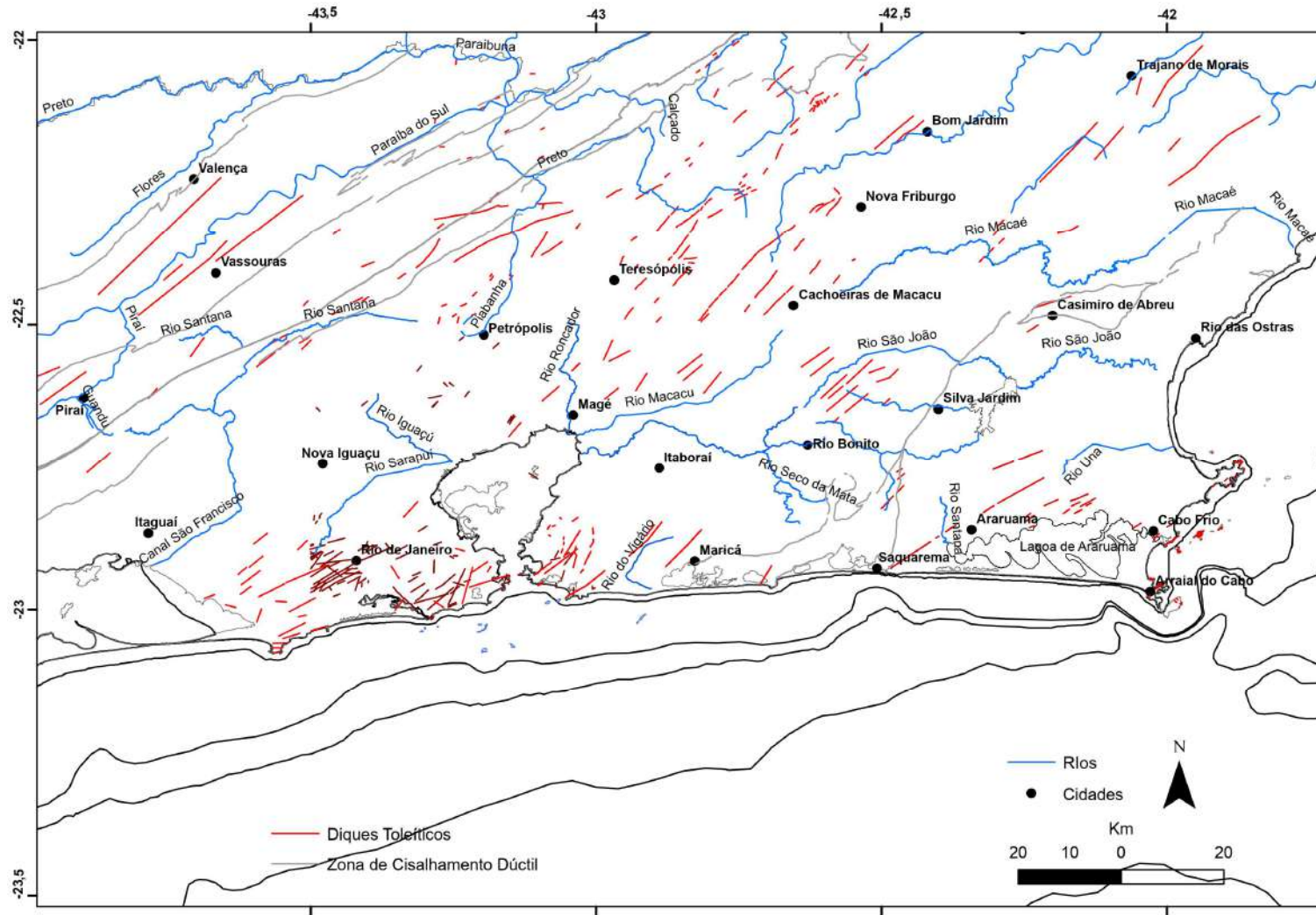
intrudidos sob um campo de paleotensões transtensivo segundo um binário sinistral E-W, com SHmax paralelo a direção principal dos diques.

Figura 22 – Roseta de direção dos diques de basalto do enxame de diques da Serra do Mar.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 23 – Mapa de localização dos diques toleíticos.

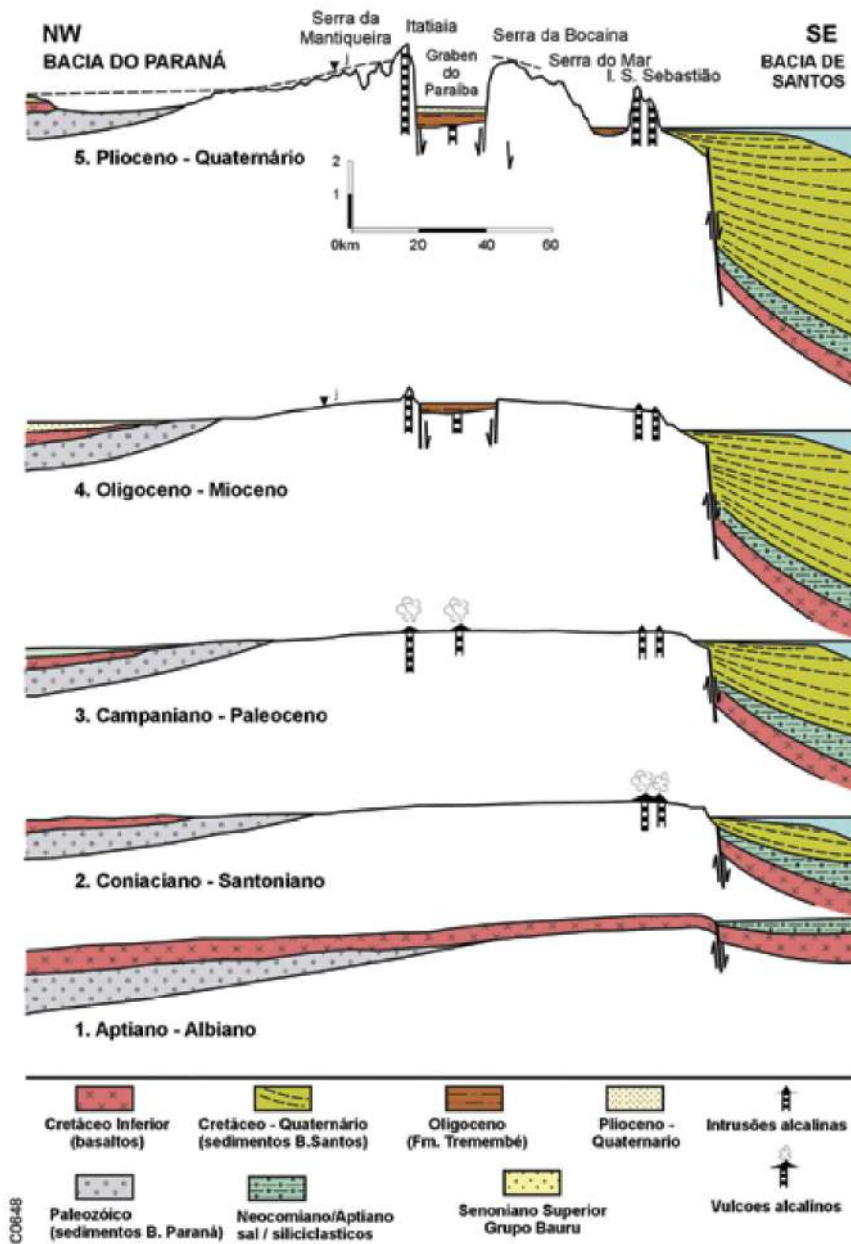


Fonte: Compilado de Ferrari (2001); Valeriano *et al.* (2012); Heilbron *et al.*(2016); Tupinambá *et al.* (2012); Schmitt *et al.* (2012).

2.3 Relação entre a formação da Bacia de Santos e o RCSB

As bacias da margem continental brasileira se formaram como consequência dos processos distensionais controladores da intrusão dos diques toleíticos (Asmus & Ferrari, 1978; Mohriak, 2004; Szatmari *et al.*, 1985). O tectonismo formador da serra do Mar é relacionado a uma regressão na bacia de Santos associado à progradação de areias do Rio Paraíba do Sul oriundas da erosão do relevo deformado da superfície Japi (Almeida & Carneiro, 1998). Resultando em progradação de cunhas siliciclásticas com a migração do depocentro em direção a bacia (Figura 24).

Figura 24 – Provável modelo de evolução geológica da borda continental da bacia de Santos



Fonte: Almeida, 1967 *apud* Mohriak, 2004.

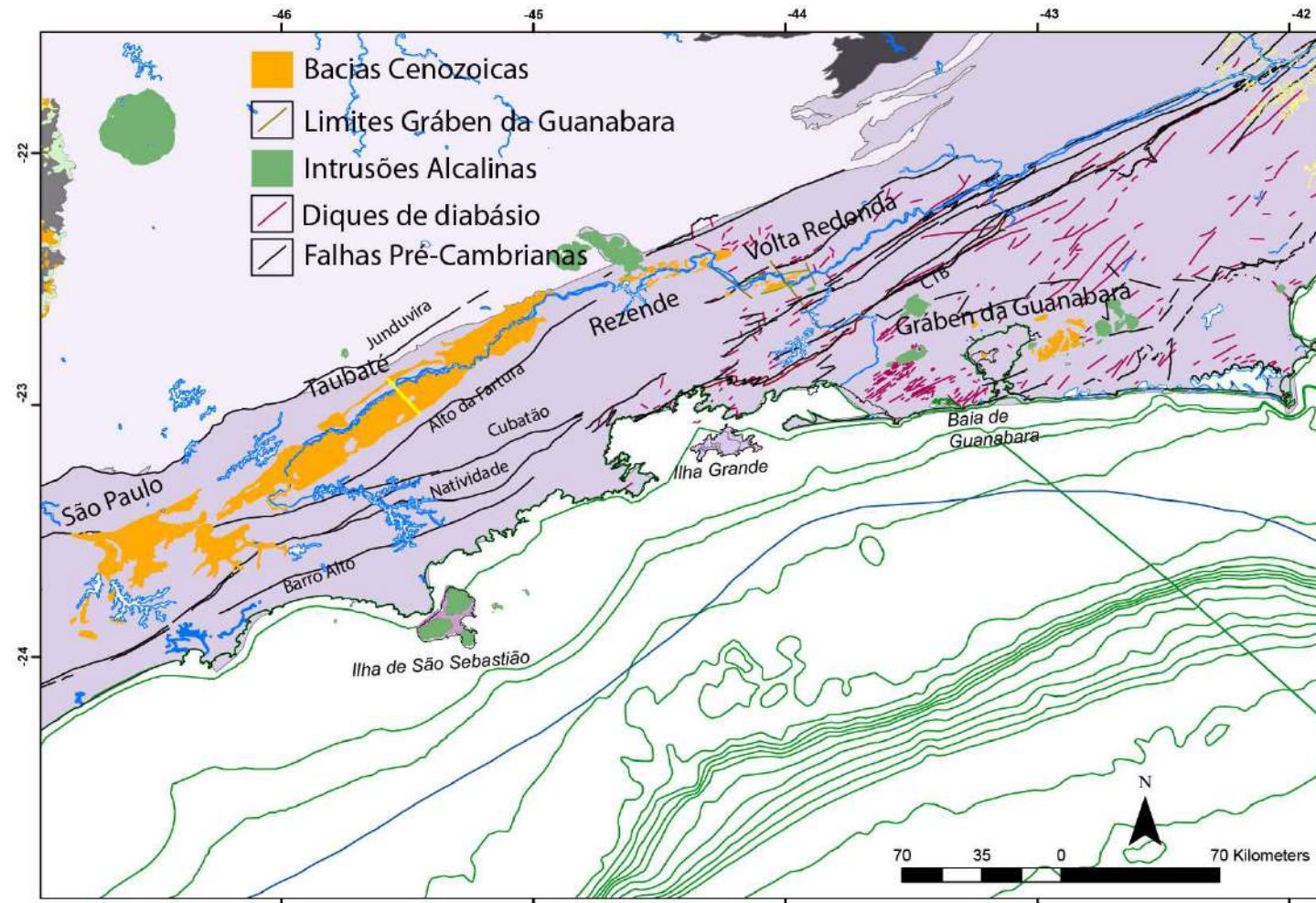
A Bacia de Santos é compartimentada por falhas de transferência NW-SE. A zona de transferência na área do campo de Tubarão separa parte sul da bacia de Santos da plataforma de Florianópolis, que é associada a um alto vulcânico. As partes sul e central da bacia são separadas pela zona de transferência Merluza, que ocorre ao longo de um alto do embasamento. O setor mais ao norte da bacia se separa do setor mais ao sul da Bacia de Campos pela Zona de Transferência Cabo Frio.

A deflexão para E-W na região entre Cabo Frio e São Paulo pode ser indicativo de sistema obliquo de riftes marcado por zonas de transferência (Mohriak *et al.*, 2012). Esta rotação afeta tanto as falhas de borda do rifte quanto a linha de charneira aptiana. A Ilha de Cabo Frio está localizada no ponto de inflexão desta curva e é marcada por intrusões alcalinas do final do cretáceo (Mohriak *et al.*, 2012).

2.4 Evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil

O modelo de formação do RCSB foi criado com base nas deformações registradas nos sedimentos das bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e São Paulo (Figura 25). Este sistema de bacias compreende o segmento central do RCSB (Riccomini, 1989). A depressão inicial da bacia se formou no Paleógeno em resposta ao basculamento termomecânico da bacia de Santos. Este evento reativou zonas de cisalhamento brasileiras como falhas lítricas com caimento para o mar (Riccomini, 1989). Os pacotes sedimentares relacionados a esta fase são leques aluviais associados à planície fluvial de rios entrelaçados (formação Resende) e, depósitos lacustres (formação Tremembé) (Riccomini, 1989; Negrão 2014). Na bacia de Volta Redonda foram intrudidos ankaramitos Casa de Pedra datados em $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma pelo método K-Ar (Riccomini *et al.* 1983; Riccomini *et al.* 1992), e em $48,3 \pm 0,5$ e $47,6 \pm 0,7$ Ma pelo método K-Ar (Riccomini *et al.* 2004). Na bacia de Volta Redonda foi identificado um pacote de rochas conglomeráticas (formação Ribeirão dos Quatis), interpretada como relacionadas a uma fase pré-rifte (Negrão, 2014).

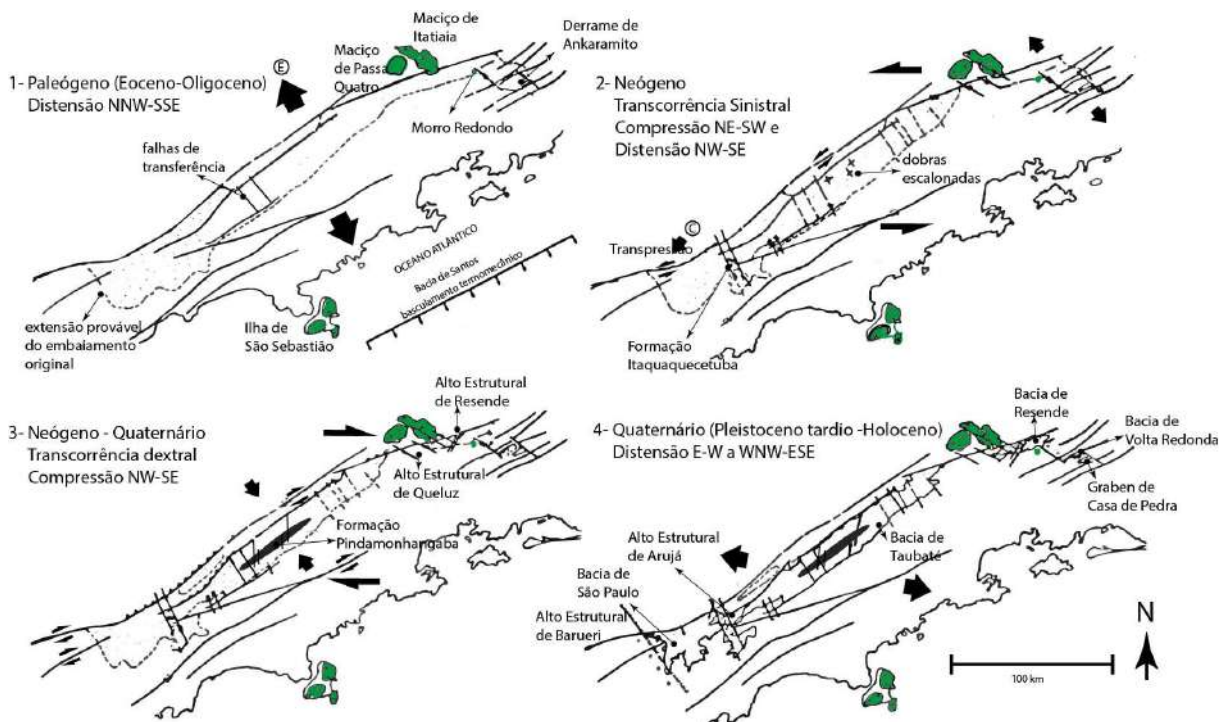
Figura 25 – Mapa geológico dos setores central e oriental do RCSB.



Fonte: Compilado de Bizzi *et al.*, (2003); Comin-Chiaramonti & Gomes (2005); Ferrari (2001); Negrão (2014); Riccomini (1989); Almeida (1991); Gontijo *et al.* (2010).

A fase seguinte é caracterizada por transcorrência sinistral com SHmax NE-SW com variações para compressão e distensão dependendo da geometria e direção da zona de fraqueza reativada (Riccomini, 1989). A transpressão formou o alto do embasamento, conhecido como soleira do Arujá, separando as drenagens do Rio Tietê e Paraíba do Sul. A este paleocampo de tensões transpressivo com SHmax NE-SW também é atribuído a formação do alto de Queluz entre as bacias de Resende e Taubaté, e provável avanço do afinamento crustal em Casa de Pedra na bacia de Volta Redonda. Ao paleocampo transtensivo com SHmin NW-SE está ligado a formação de bacias *pull apart* que acomoda os sedimentos de Itaquaquecetuba (Riccomini, 1989, Mancini, 1995). Após o levantamento destes altos, ocorre um breve intervalo de aquiescência tectônica, que é marcado pela deposição da formação Tremembé (Riccomini, 1989; Cogné *et al.*, 2013) (Figura 26).

Figura 26 – Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do RCSB.



Fonte: Adaptado de Riccomini, 1989 e Riccomini *et al.*, (2004).

Após este período tem início a ação de nova fase transcorrente, agora dextral com SHmax NW-SE. Que a exemplo da fase transcorrente anterior gera campos de compressão e tração dependendo da geometria das discontinuidades reativadas (Riccomini, 1989). Em resposta a este paleocampo de tensores se dá a formação dos altos estruturais de Caçapava, soleira Floriano-Barra Mansa e o alto Casa de Pedra, que separa os sedimentos da Bacia de

Volta Redonda (Riccomini, 1989). A compartimentação da Bacia de Volta Redonda por zonas de transferência dextrais NW-SE é associado a esta fase (Negrão, 2014). No Gráben da Guanabara, esta fase é acompanhada por hidrotermalismo marcado pelas idades de U-Th/He das fluoritas de Tanguá.

O alto estrutural de Floriano-Barra Mansa é relacionado à zona de transtensão Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1993). É formado por um enxame de diques toleíticos jurássicos, falhas e fraturas NW-SE. Esta associação de estruturas sugere que a zona de Transtensão Volta Redonda foi ativa em fase pré -abertura do Oceano Atlântico, sendo reativada no Paleógeno como uma zona de transferência do segmento central RCSB (Valeriano *et al.*, 2012; Schmitt *et al.*, 2012). Estes diques podem estar relacionados ao enxame de diques Ilha Grande-Resende (Guedes *et al.*, 2005).

Nesta fase de SHmax NW-SE pleistocênica é que se dá a formação as principais estruturas compressivas observadas em afloramento (Riccomini, 1989) e em seções sísmicas (Cogné *et al.*, 2013) na Bacia de Taubaté.

Na Figura 27, é apresentada uma seção sísmica de direção NW-SE da porção central da bacia de Taubaté. É utilizado aqui a interpretação feita por Cogné *et al.* (2013). São apresentadas diversas linhas sísmicas ortogonais ao eixo principal da bacia. A linha 225-0058 é apresentada aqui porque é a que contém os melhores indicadores de atividade tectônica compressiva.

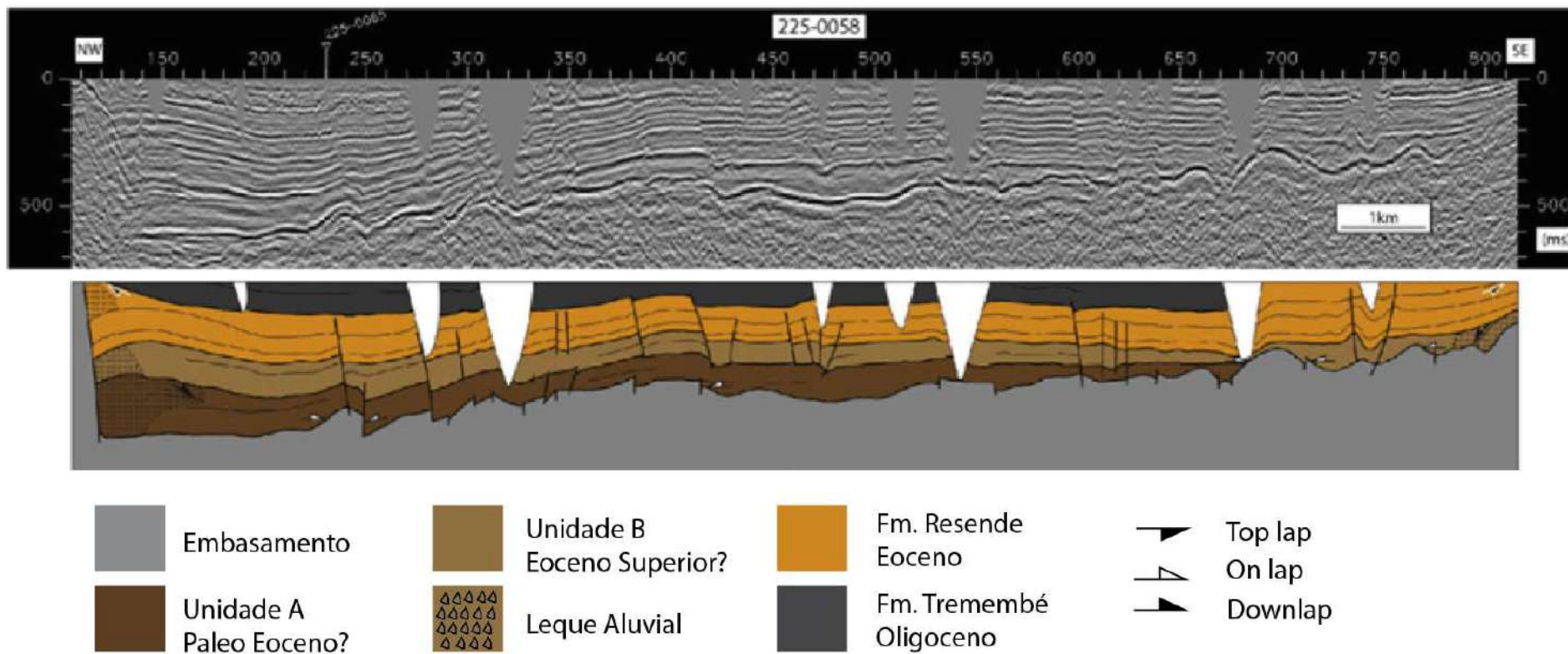
Foram identificados por Cogné *et al.* (2013) estes autores 6 unidades sísmicas relacionadas ao preenchimento da bacia.

Cunha estratigráfica junto as falha de borda. Indicando atividade tectônica distensiva durante o Eoceno. Além disso, há indicações de deformações após a deposição da Fm. Tremembé.

As deformações foram descritas com base em indicadores relacionados ao pinchamento de camadas, dobramento das camadas próximo à falha de borda formando uma estrutura que pode ser classificada como *butress fold*. No centro da Figura 27 forma uma estrutura classificada falha normal parcialmente invertida. As setas representam *down laps* da estratificação das camadas.

Na porção NW a falha de borda forma cunha estratigráfica. Indicando atividade tectônica distensiva durante o Eoceno. Top laps aparentes ao longo de toda a seção evidenciam de inversão tectônica. Descontinuidades deslocam pacotes estratigráficos que, em alguns casos, são posterior a deposição da Fm. Tremembé..

Figura 27 – Seção sísmica transversal à Bacia de Taubaté.

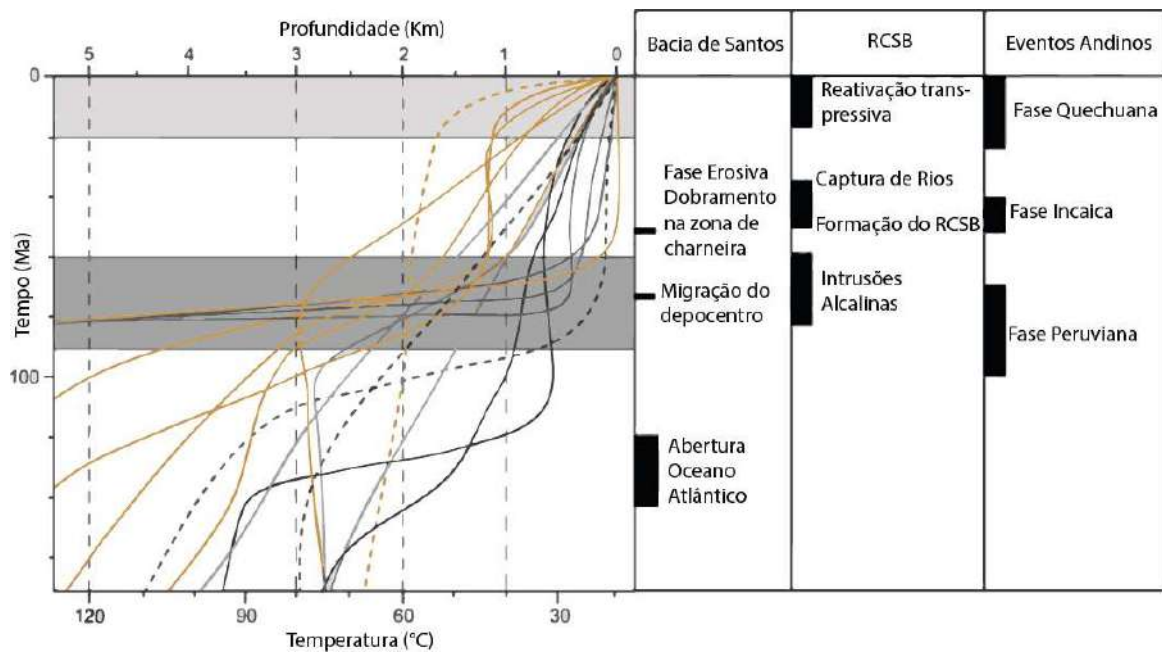


Fonte: Cogné *et al.*, 2013.

A porção NW da linha é interpretada como a falha de borda da bacia, dado pela maior impedância dos refletores, interpretados como sedimentos rudáceos relacionados à falha de borda.

Três eventos de resfriamento foram reconhecidos pela análise de idades U-Th/He e traços de fissão em apatita (Cogné *et al.*, 2011; Cogné *et al.*, 2012) (Figura 28). O primeiro está relacionado com o formação do relevo pós-abertura do Oceano Atlântico. O segundo é correlacionável com as intrusões alcalinas. O terceiro no Neógeno indicando um rápido evento de resfriamento (Cogné *et al.*, 2011; Cogné *et al.*, 2012), correlacionável com os eventos compressoriais identificados em campo e seções sísmicas (Cogné *et al.*, 2013; Riccomini, 1989).

Figura 28 – Eventos de resfriamento identificados no segmento central do RCSB



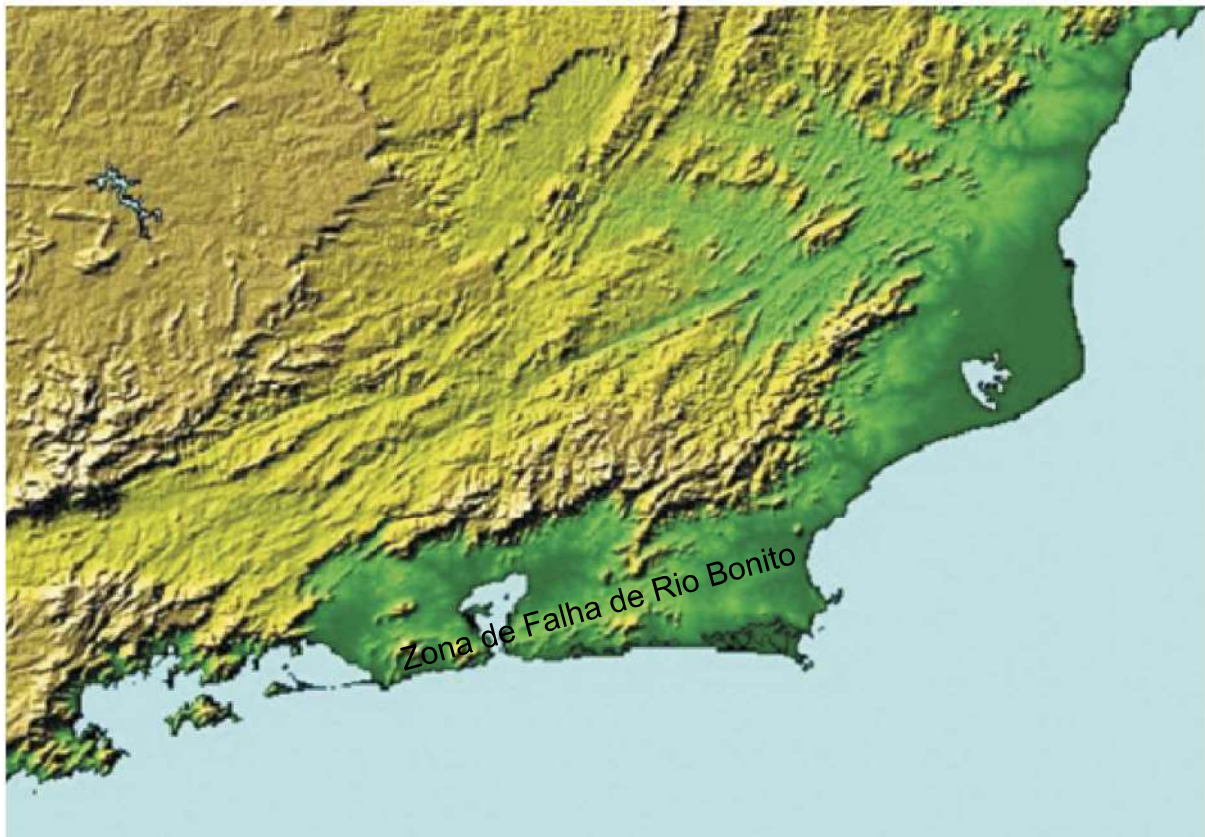
Fonte: Cogné *et al.*, 2011.

3 O GRÁBEN DA GUANABARA

É delimitado ao norte pela zona de falha junto a escarpa das serras do Mar e do Órgãos, e a borda sul é, em parte, delimitado pela Zona de Falha de Rio Bonito (Rosier, 1965 *apud* Almeida, 1976) (ZFRB) de direção ENE se estende desde a Serra da Carioca, controla as falhas de borda das bacia de Macacu e São José de Itaboraí, até o alto estrutural de Rio Bonito (Ferrari, 2001).

Segundo Almeida (1976) a ZFRB tem continuidade até a Falha de São Tomé (Mohriak & Barros, 1990) (Figura 29), delimitando o relevo deprimido do gráben que se estende desde o Sub-Gráben de Sepetiba (Zalan & Oliveira, 2005), na região da Baía de Ilha Grande, até a região da Bacia de Campos (Mohriak, 2004).

Figura 29 – Mapa topográfico de satélite da Região Sudeste do Brasil



Fonte: Françolin, 2003 *apud* Mohriak, 2004.

Nos próximos itens serão apresentados os eventos tectônicos relacionados a implantação e deformação do Gráben.

3.1 Tectonismo formador do Gráben da Guanabara – As intrusões alcalinas

Regionalmente representado por rochas alcalinas ultramáficas a félsicas de idades entre o Eocretáceo e Eoceno que ocorrem na área continental como nas bacias offshore (Mohriak *et al.*, 2012, Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 2005). As idades dos corpos alcalinos datam da formação do gráben da Guanabara, relacionado ao ankaramito que intrude na bacia de São José de Itaboraí. Este dique alcalino máfico tem idade Ar/Ar de 52 Ma (Riccomini & Francisco Rodrigues, 1983).

Regionalmente estas rochas alcalinas estão inseridas no Lineamento Magmático Cabo Frio (Almeida, 1991). Correspondem as intrusões plutônicas que ocorrem desde Jaboticabal ao Monte Almirante Saldanha (Riccomini *et al.*, 2005). São essencialmente nefelina sienitos, sienitos e suas vulcânicas relacionadas (Riccomini *et al.*, 2005).

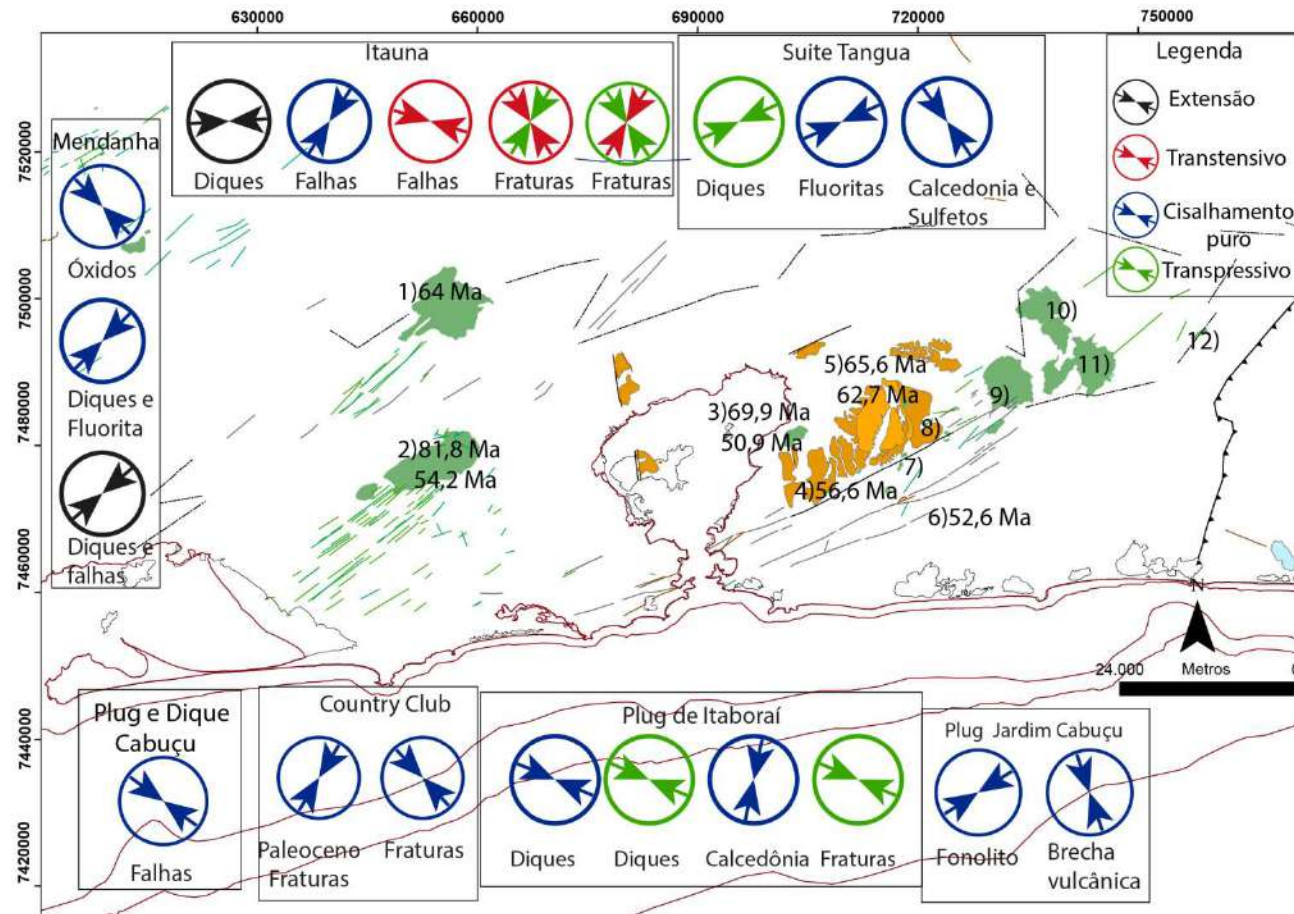
No Gráben da Guanabara, as deformações mais antigas observadas estão registradas no Maciço do Mendanha e diques associados, que tem idades Ar/Ar entre 81,8 Ma e 54,2 Ma (Ferrari, 2001; Deckart *et al.*, 1998). O maciço é cortado por diques máficos (mais antigos) e félsicos (mais novos), os quais tiveram campos de paleotensões controladores da intrusão distintos (Figura 30).

Os diques máficos tiveram a sua intrusão controlada por um campo de paleotensões distensivo de SHmax NE-SW. A redução das tensões verticais relacionadas ao intumescimento promovido pela intrusão é responsável pela permutações dos tensores σ_1 e σ_2 . Esta variação controla a intrusão dos diques félsicos, agora com campo de paleotensões cisalhante puro ainda com SHmax NE-SW. Este decréscimo no tensor vertical é verificado em outros corpos alcalinos do Gráben.

No *plug* de Itaboraí, os diques mais antigos têm a intrusão controlada por um campo de paleotensões cisalhante puro de SHmax WNW-ENE. Já os diques mais novos têm a intrusão controlada por um campo de paleotensões transpressivo de SHmax WNW-ENE. A permutação do tensor vertical, neste caso, ocorreu entre σ_2 e σ_3 .

Portanto, a intrusão dos maciços e diques associados foi controlada por um paleocampo de esforços distensivo de direção NW-SE (Ferrari, 2001) gerando um binário sinistral de direção E-W (Riccomini, 2005, Ferrari, 2001) associado aos esforços transtensivos relacionados à pluma mantélica que os gerou e sua interação com as zonas de fraqueza pré-cambrianas locais (Ferrari, 2001)(Figura 30).

Figura 30 – Mapa das deformações nas intrusões alcalinas do Gráben da Guanabara



Legenda: 1) Tingua; 2) Mendanha 3)Itauna; 4)Plug e Dique Cabuçu; 5) Country Club; 6) Ankaramito; 7) Jardim Cabuçu; 8)Plug Itaboraí; 9) Tanguá; 10) Soarinho; 11) Rio Bonito; 12) Morro dos Gatos.

Fonte: Ferrari, 2001; Sonoki & Garda, 1998; Dehira *et al.*, 1998.

Posteriormente entra em vigor nova fase distensiva no Gráben, relacionada ao resfriamento dos corpos alcalinos (Ferrari, 2001) Na Suíte Tanguá esta fase está bem marcada pelo aumento das tensões verticais verificado entre os campos de paleotensões transpressivo de SHmax ENE-WSW controlador da intrusão dos diques alcalinos, seguido de um campo de paleotensões cisalhante puro de SHmax ENE-WSW gerador de falhas preenchidas por fluorita (Ferrari, 2001).

O campo de paleotensões mais novo registrado nas rochas alcalinas do Gráben tem SHmax NW-SE, regionalmente correlacionado a idade pleistocênica (Riccomini, 1989. Ferrari, 2001). É observado em todas as intrusões alcalinas, com pequenas variações para NNW no *Plug* Jardim Cabuçu e para WNW, no *Plug* de Itaboraí. Tem relação entre os tensores cisalhante puro na maioria das intrusões. Com variações para transpressivo no *Plug* de Itaboraí. No maciço de Itauna a relação entre os tensores não é clara. Podendo ser transpressivo a transtensivo com SHmax variando entre NE-SW a NW-SE (Ferrari, 2001).

3.2 Tectonismo formador do Gráben da Guanabara com ênfase nas bacias de São José Itaboraí, Macacu e na Mina de Fluorita de Tanguá

O Gráben da Guanabara foi formado em duas fases e posteriormente deformado em duas fases seguintes. As intrusões alcalinas do Cretáceo Superior tiveram a sua intrusão controlada por um binário sinistral E-W. Este campo de esforços perdurou até o final do Paleoceno e início do Eoceno. As bacias de Macacu e de São José de Itaboraí são depósitos sedimentares relacionados às fases formadoras do gráben. (Ferrari, 2001).

A primeira, binário sinistral E-W controlou a intrusão a intrusão dos corpos alcalinos e brechas silicificadas relacionadas. A implantação do Graben da Guanabara se deu com a formação Bacia de São José de Itaboraí (Ferrari, 2001), que é contemporâneo ao último pulso magmático da pluma Trindade (Thompson, 1998) caracterizado pelos ankaramitos, com idade Ar/Ar de 42 Ma (Riccomini *et al*, 1983)

A segunda fase corresponde à extensão NW-SE, controlou a implantação e a evolução da bacia de Macacu desde o Eoceno Médio até o Oligoceno. A idade inicial deste campo de esforços é caracterizada pela presença de brechas tectônicas sendo sobrepostas pelos sedimentos da formação Macacu.

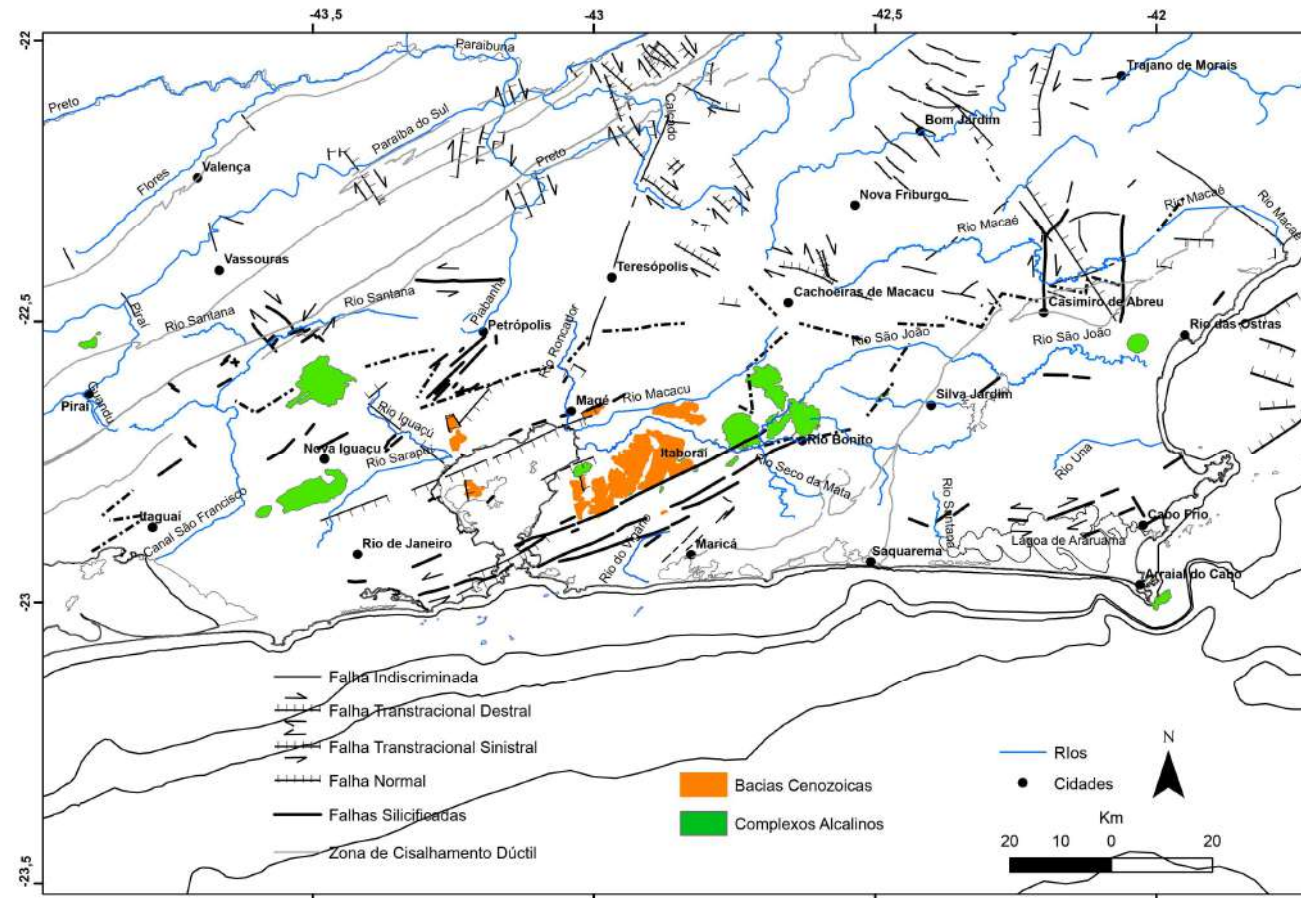
A terceira e quarta fase são eventos essencialmente deformadores do Gráben da Guanabara, ambos caracterizados nas formações neogênicas da Bacia de Macacu. O conglomerado Itambi, regionalmente, se encaixa no início da deformação transpressiva dextral, registrada nos corpos alcalinos do Gráben (Ferrari, 2001).

O objetivo deste capítulo é apresentar os eventos tectônicos formadores e deformadores da RCSB, com enfoque nas bacias do Gráben da Guanabara. Para tal é descrito as deformações relacionadas às brechas tectônicas e às bacias de Macacu e São José de Itaboraí. A descrição da deformação relacionada às fluoritas que ocorrem no maciço de Tanguá também será apresentada no item das brechas tectônicas.

3.2.1 Brechas tectônicas e falhas rúpteis sem preenchimento

Regionalmente falhas acompanhadas de brechação estão presentes nas bordas norte (Falha das Videiras), nordeste (Falha do Sana), noroeste (Distrito de Queimados), sudeste (Zona de Falha de Falha Rio Bonito) e no interior do Gráben da Guanabara (Ferrari, 2001). Na borda oeste foram reportados falhas de direção NE-SW na Ilha da Madeira. Gráben de Santana (Gontijo *et al.*, 2010) (Figura 31) e nos arredores da Lagoa de Araruama (Ferrari, 2001; Souza *et al.*, 2017; Schimitt, 2012).

Figura 31 – Mapa de localização das falhas rúpteis do Gráben da Guanabara e entorno



Fonte: Compilado de Gontijo *et al.*, 2010; Ferrari, 2001; Heilbron *et al.*, 2016; Shimichth. *et al.*, 2012; Tupinambá *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2009; Valladares *et al.*, 2007; Valeriano *et al.*, 2012; Geraldtes *et al.*, 2007.

No Maciço da Carioca foram reconhecidos três tipos de brechas tectônicas. Com silicificação e percolação de óxidos. Com matriz feldspática e fragmentos milimétricos a centimétricos angulosos polimíticos (Figura 37). E microbrecha com material caulinizado (Silva *et al.*, 1991). Essas características descritas acima evidenciam o caráter policíclico desta estrutura, o que foi evidenciado em estudos microtectônicos posteriores.

A Falha do Pai Vitório apresenta quatro fases de deformação diferentes, reconhecidas pela análise em lâmina dos clastos e das relações entre clastos/matriz e matriz/cimento (Rubim, 2004). O sistema de falhas da lagoa de Araruama apresenta três fases de deformação também reconhecidas em lâmina (Souza, 2011).

No maciço de Tanguá, este sistema de falhas está relacionado a veios hidrotermais de fluorita. As fases minerais associadas são calcedônia, pirita e caulim. Calcedônia é mineral mais comum e ocorre associado a todas as fases minerais. Pirita ocorre de forma pontual relacionado às fases intermediárias de formação do veio, enquanto que a caolinita tem ocorrência restrita às fases finais do hidrotermalismo (Coelho *et al.* 1986) (Figura 32).

Figura 32 – Fases minerais relacionadas às fluoritas de Tanguá.

Fases Minerais	Fase Pré-I	Fase I	Fase II	Fase III	Fase IV	Fase V
Calcedônia	—	—	—	—	—	—
Fluorita Roxa		—				—
Fluorita Branca	—	—	—	—		
Fluorita Amarela	—	—	—	—	—	—
Fluorita Verde			—			
Pirita				—		
Caolinita					—	—

Fonte: Coelho *et al.*, 1986.

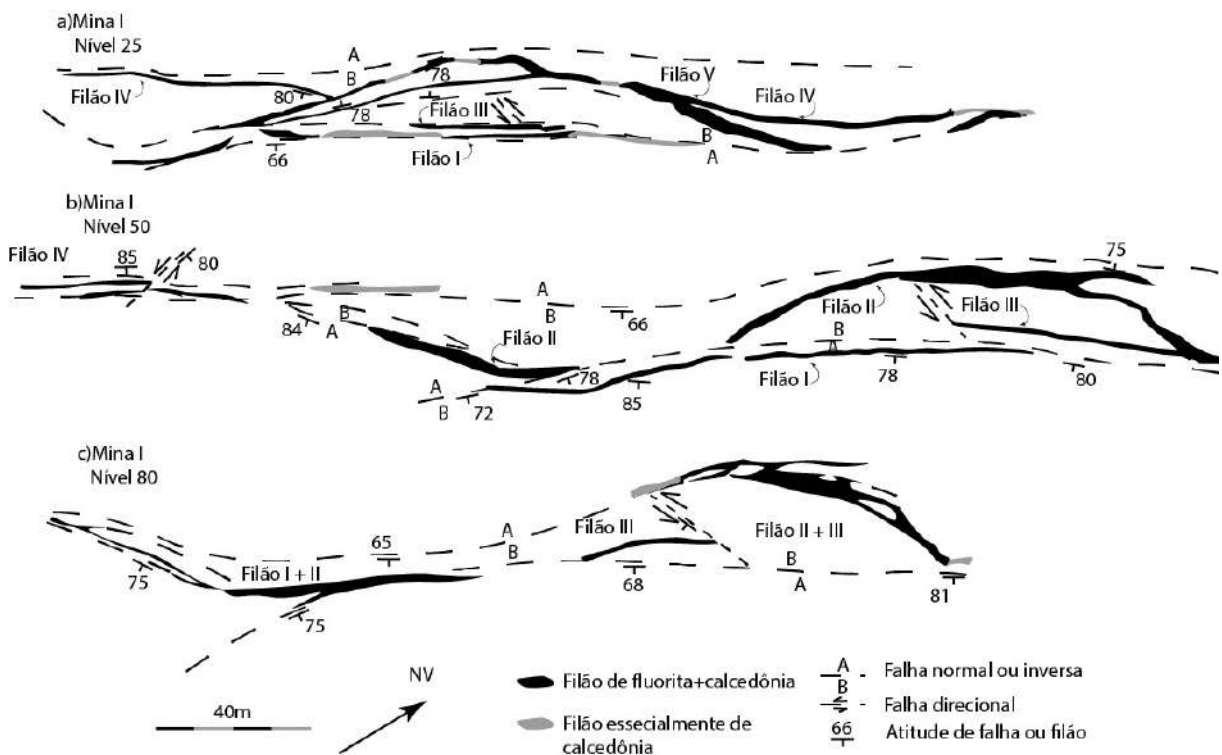
Alterações na encaixante próximas ao filão são argilificação e silicificação. Sericitização e cloritização alteram a encaixante em regiões mais afastadas da falha. Subordinadamente ocorre epidotização e carbonatação, observáveis apenas em lâmina delgada (Coelho *et al.*, 1986)

Os filões tem direção preferencial NE-SW e alto ângulo de mergulho para SE. O controle estrutural da mineralização é feito por fraturas de alívio e falhas direcionais. Estas

características influenciam a estrutura do minério. Também são deslocados por falhas NW direcionais não mineralizadas, indicando que este evento tectônico é posterior ao evento mineralizante.

A fase pós-tectônica é marcada por falhas de rejeito de oblíquo, onde o mesmo traço de falha apresenta rejeitos normais e inversos (Coelho *et al.*, 1986) (Figura 33).

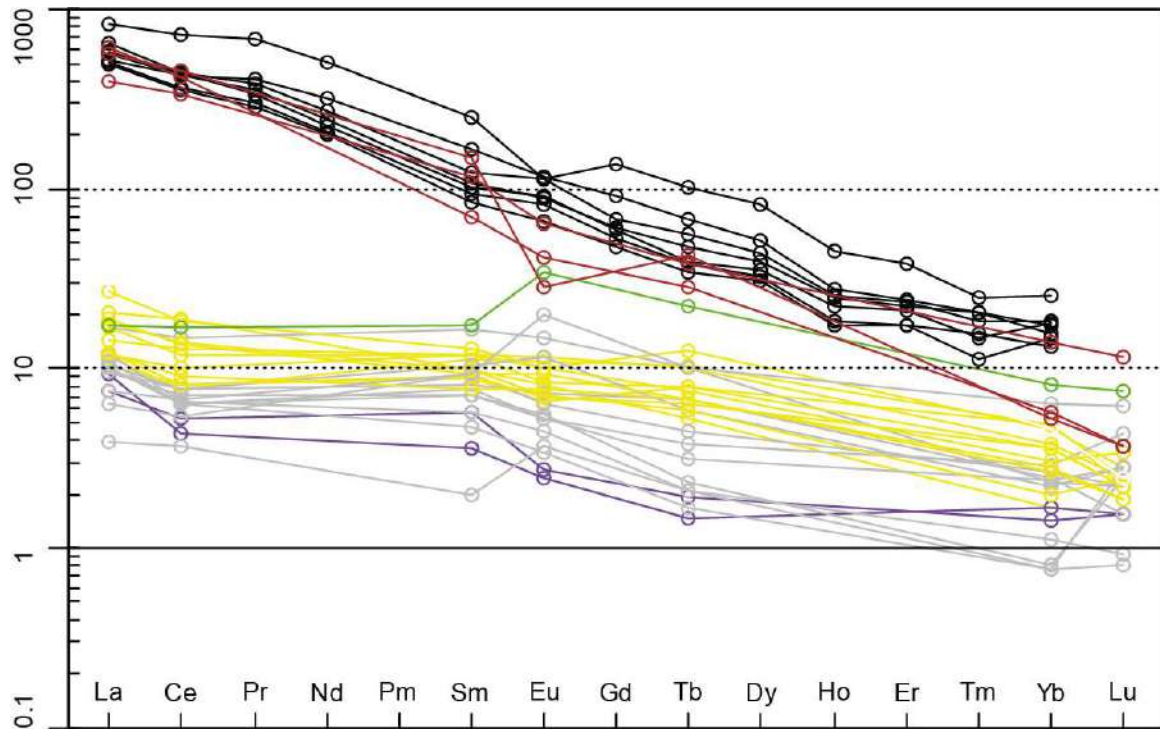
Figura 33 – Geologia Estrutural das mineralizações de Fluorita de Tanguá



Fonte: Modificado de Coelho *et al.* (1986).

Os veios de fluorita ocorrem tanto nas rochas pré-cambrianas do embasamento gnáissico, quanto preenchendo rochas alcalinas do complexo de Tanguá. A relação entre os ETR's nas fluoritas e das rochas alcalinas ainda indica que os veios não são provenientes de pulsos tardios provenientes da pluma mantélica fonte das rochas alcalinas (Coelho & Dardene, 1987). Os valores de ETRL das encaixantes são até 50x maiores do que as da fluorita (Coelho & Dardene, 1987) (Figura 34), fato que não é observado em outras jazidas de fluorita que tem sua gênese ligada às intrusões alcalinas hospedeiras, como a mina de Mato Preto em Curitiba, Paraná (Santos, 1996; Coelho & Dardene, 1987). Além disso, análises de inclusão fluida indicam valores de salinidade discrepantes para as encaixantes e para fluoritas, confirmando o diacronismo entre estes eventos (Coelho & Dardene, 1987).

Figura 34 – Concentração de ETR para rochas alcalinas do Maciço de Tanguá e veios de fluorita.



Legenda: Traços pretos e marrons (Maciço de Tanguá); outras relacionadas a cor de fluorita. A cor cinza se refere a fluorita de cor branca.

Fonte: Compilado de Coelho & Dardene, 1987 e Motoki *et al.*, 2015.

A variação na curva de concentração de ETR das fluoritas indica que a mineralização ocorreu em pulsos. As curvas que apresentam padrão linear mais marcante, com baixo empobrecimento em ETRP, indicam fases finais do pulso mineralizante (Coelho & Dardene, 1987).

3.2.2 Bacia de São José de Itaboraí

Está localizada no distrito de São José, município de Itaboraí – RJ. A bacia tem forma elíptica com aproximadamente 1500 metros de comprimento e 500 metros de largura (Ferrari, 2001) (Figura 36). A espessura de seu preenchimento calcário atinge um máximo de 140 metros. A sua exploração por mais de 50 anos, o acúmulo de rejeitos e o alagamento da bacia



dificultam novos estudos estratigráficos (Bergqvist *et al.* 2009). Contudo, a fauna fóssilífera, coletada ao longo dos anos de exploração do calcário da bacia pela Companhia Nacional de Cimento Portland (CNCV), vem sendo descrita. Permitindo assim, refinamento das idades dos pacotes sedimentares (Figura 35).

A camada basal de conglomerados que acompanha a evolução da bacia com a formação de leques aluviais sobrepondo os carbonatos, é correlacionável com o sistema de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados (Riccomini *et al.* 2004). A descrição de Klein & Valença (1984) que apontam conglomerados basais sobrepostos por carbonatos, a “identidade litológica entre os depósitos conglomeráticos” (Riccomini *et al.* 2004) desta bacia com a bacia de Macacu e, a intercalação de carbonatos com sedimentos aluviais – comprovada com dados de poço – (Sant’Anna *et al.* 2004), sustentam esta afirmativa. Como é provável que as bacias de Itaboraí e Macacu não se conectaram (Ferrari, 2001), esta formação foi nomeada como Rio Frio (Riccomini *et al.* 2004)

Os sedimentos carbonáticos que preenchem a bacia podem ser divididos em duas sequências, englobadas aqui, como formação Itaboraí (Riccomini *et al.* 2004, Ferrari, 2001). A sequência 1 é composta por carbonatos de origem hidrotermal com carbonatos terrígenos formada em ambiente lacustre. A sequência 2 são carbonatos margas produto depositada em cavernas formadas pela dissolução da sequência anterior. A maior espessura da sequência 1, e maior frequência da sequência 2 próxima a falha de São José, são indicações de que esses pacotes são sintectônicos (Ferrari, 2001; Bergqvist, 2011). As idades obtidas através de descrição de fósseis indicam idade entre 61,8 e 56,5 Ma (Kellner *et al.* 2014; Pascual & Ortiz-Jaureguizar, 2007) (Figura 35).

Essas duas sequências são cortadas por dique de ankaramito de direção N45E, datado em $52,6 \pm 2,4$ Ma pelo método K-Ar (Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992), de 10 metros de espessura e 150 metros de comprimento e sobrepostas por derrame alimentado por ele (Klein & Valença, 1984).

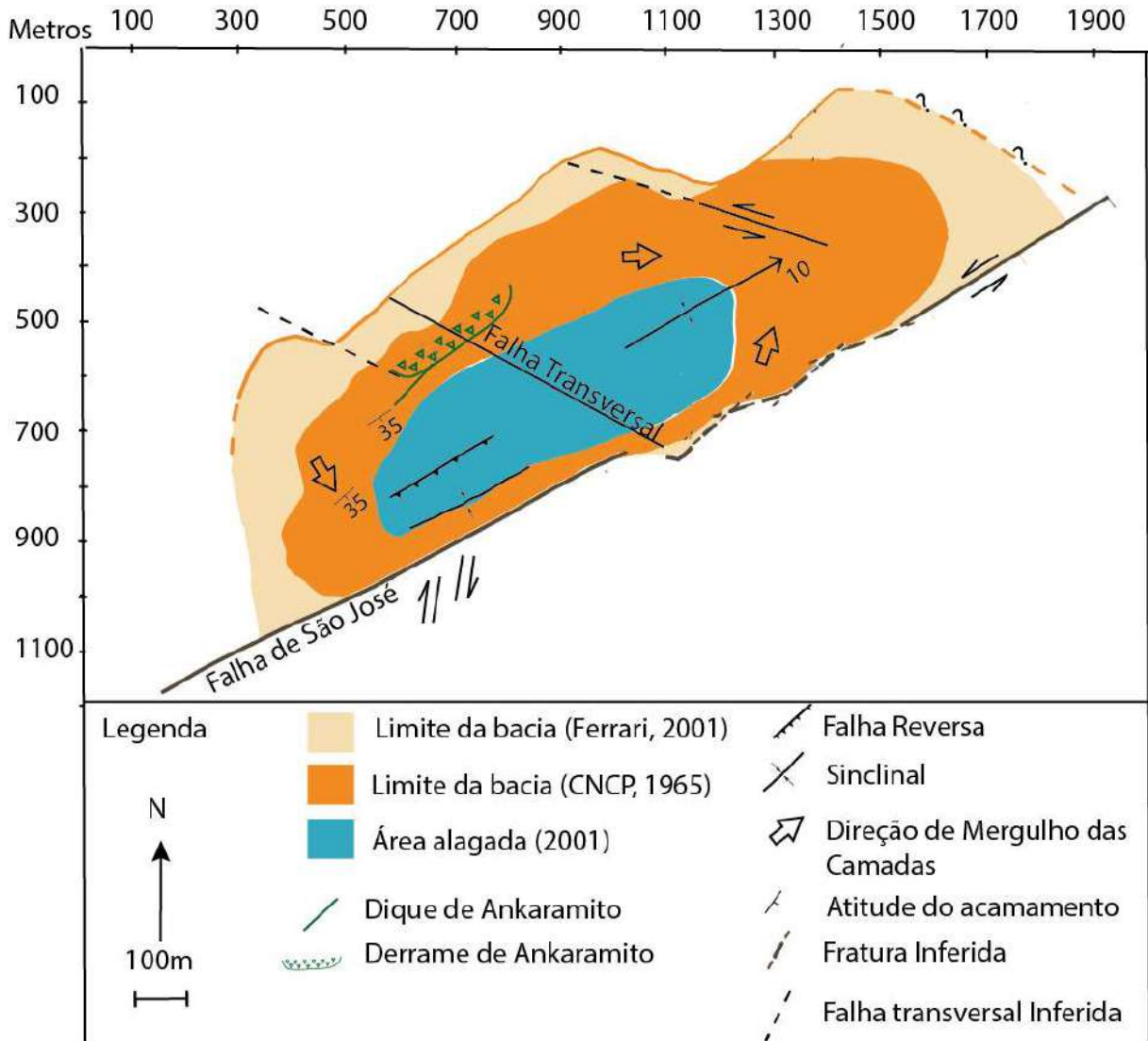
Figura 35 – Quadro resumo das fácies, descrições e idades das sequências sedimentares que preenchem a Bacia de Itaboraí.

	Fácies	Descrição	Idade Método Referência
 Sequência 3	Ruditos	Sedimentos terrígenos grossos	Eoceno/ Oligoceno? Bergqvist et al. 2011
 Sequência 2	Margas e Ruditos	Composição similar ao calcário cinzento. Fracamente consolidada.	58,2 - 56,5 Ma Fóssil Kellner et al. (2014)
 Sequência 1	Oolítico psolítico	Ocorre associado ao travertino. É composta por grãos de 1,0 a 10,0 mm com núcleo de outros minerais ou gastrópodes.	61,8 - 58,5 Ma Fóssil Pascual & Ortiz- Jaureguizar (2007)
	Calcário cinzento	Gradação lateral de calcirrudito, calcarenito, a calcário arenoso a argiloso. Localmente ocorre gradação normal ou inversa.	
	Travertino	Arranjo bandando estromatolítico. Diversas cores.	

Fonte: Compilado de Bergqvist *et al.*, 2011, Kellner *et al.*, 2014 e Pascual & Ortiz Jaureguizar, 2007.

Pela análise de perfis interpretados a partir de furos de sondagem feitos pela CNCP (1965), foi feita uma nova delimitação da bacia e interpretações estruturais quanto ao seu desenvolvimento (Ferrari, 2001) (Figura 36). O limite foi expandido em 50% considerando os carbonatos com menos de 30% de CaCO_3 , fração não aproveitada para extração. O alto ângulo de mergulho da falha de borda aliado a espessura de sedimentos relativamente grande em relação às dimensões da bacia e a maior presença de carbonatos com maior teor de CaCO_3 acastelados a sudoeste da falha de borda, caracterizam a bacia como do tipo *pull apart* (Ferrari, 2001). A taxa de estiramento calculada pelos modelos apresentados por Roberts & Yielding (1994) e por Morley (1988) apresentou valores entre 15,2 e 11% (Ferrari, 2001).

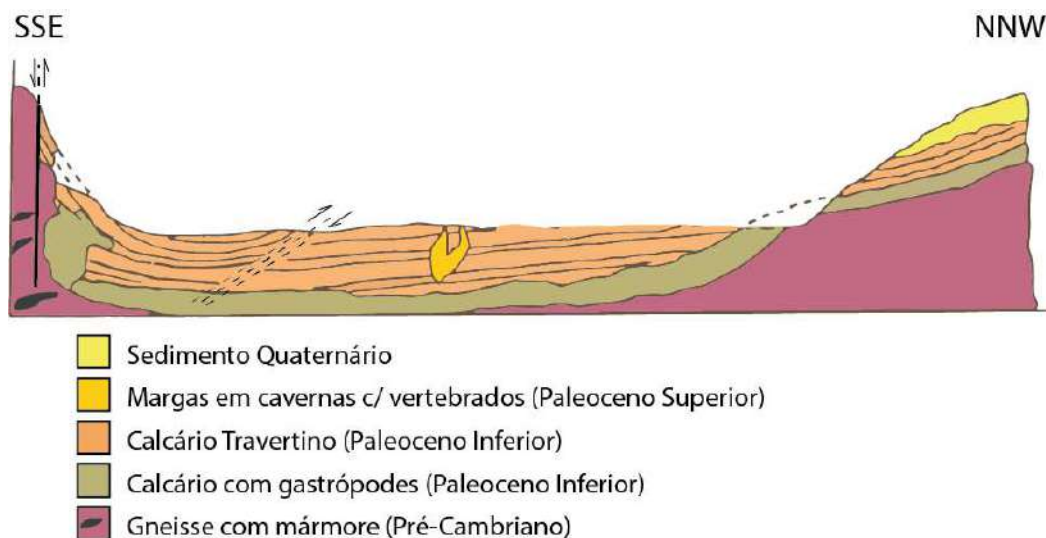
Figura 36 – Mapa estrutural da bacia de São José de Itaboraí.



Fonte: Modificado de Ferrari (2001) e Klein & Valença (1984).

A bacia apresenta ainda diques clásticos de direção NE-SW, que são reportados na literatura, mas não foram inclusos na interpretação da evolução tectônica da bacia (Ferrari, 2001). Variação do ângulo de mergulho das camadas ao longo da bacia limitadas por uma falha NW-SE, falhas transversais NW-SE destrais com brechação e silicificação, dobras e falhas reversas paralelas à falha de borda (Figura 36 e Figura 37) colocando fatias do embasamento sobre os sedimentos da bacia. E veios de travertino que ocorrem junto à falha de borda da bacia. Estes veios são de alto ângulo de mergulho com direções ortogonais a paralelas em relação à falha de borda, cortados por veios de mesma composição de direção principal paralela à falha de borda.

Figura 37 – Seção geológica esquemática da parte invertida da Bacia de Itaboraí.



Fonte: Modificado de Klein & Rodrigues, 1981 *apud* Ferrari, 2001.

Existem atualmente duas linhas de pensamento para os eventos reativantes da bacia. Considerando os veios de baixo ângulo de mergulho, e o traçado sigmoidal da falha de borda, Ferrari & Riccomini (2000) e Ferrari (2001) propuseram que a colocação destes veios cortando os veios de baixo ângulo seria concomitante a fase hidrotermal geradora dos carbonatos travertinos que preenchem a bacia. Para tal argumentam que tenha havido rotação do SHmax paleocênico E-W sinistral para NNW-SSE em função do traçado sigmoidal da falha de São José. E que as dobras e falhas reversas seriam formadas também nesta fase. Admitem ainda que estas estruturas devem ter sido reativadas no evento pleistocênico de SHmax NW-SE. Esta interpretação considera que tenha havido apenas um evento hidrotermal na bacia, ou pelo menos que tenha perdurado desde a formação dos carbonatos que preenchem a bacia até a geração dos veios de baixo ângulo de mergulho. Ferrari (2001) adiciona a esta interpretação a injeção do dique ankaramito e a falha sinistral NW-SE.

Já Riccomini & Rodrigues Francisco (1992) consideram que a falha reversa, as dobras paralelas a falhas de São José e a falhas sinistrais NW-SE tenham se formado no pleistoceno pelo evento de SHmax NW-SE. Desconsideram nesta interpretação os veios de travertino, porque eles só vieram a ser descobertos por Ferrari & Riccomini (2000).

A interpretação de que a Bacia de Itaboraí teve duas fases de inversão é amparada no fato de que o último evento hidrotermal do Gráben da Guanabara era datada em 50 Ma, relacionado às fluoritas de Tanguá (Santos, 1994 *apud* Ferrari, 2001) e na idade de 52 Ma do derrame de Ankaramito que corta os carbonatos da bacia (Riccomini & Francisco-Rodrigues,

1983). E a explicação tectônica advogada por Ferrari (2001) e Ferrari & Riccomini (2000) dizia que o traçado sigmoidal da falha de São José formaria zonas de tensão e compressão em resposta a um SHmax compressivo. Contudo Sant'Anna *et al.* (2004) apresenta dados de Sr/Sr dos veios de travertino indicando pelo menos duas fontes distintas, o que pode ser interpretado como que tenham idades também distintas.

3.2.3 Bacia de Macacu

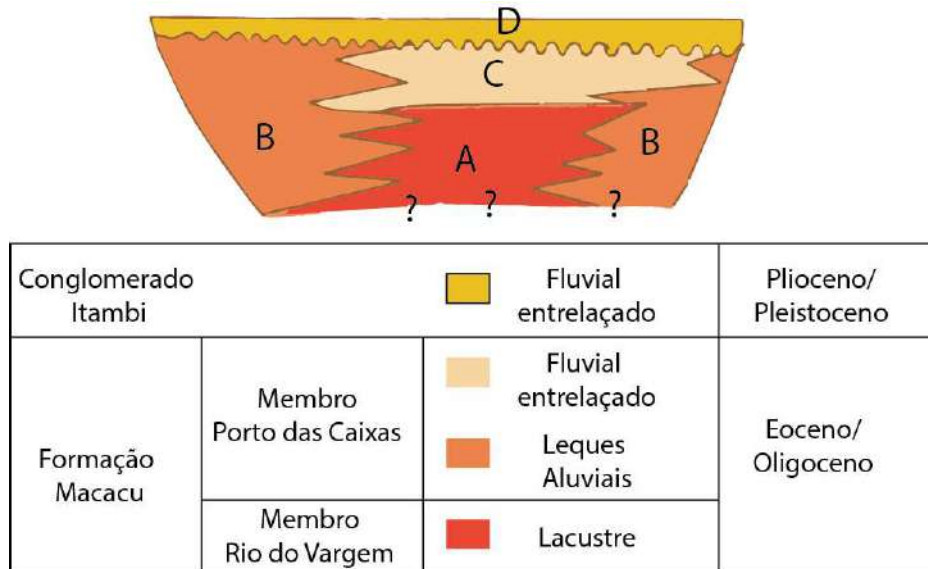
A Bacia de Macacu tem 20 km largura aproximada e se estende por 25 km na direção ENE-WSW, perfazendo área total em torno de 400 km². Seus limites noroeste e sudeste foram muito modificados por processos neogênicos, fazendo com que o seu reconhecimento se faça por critérios geomorfológicos. Mudanças bruscas do relevo indicam que o limite sul coincida com a zona de Falha de Rio Bonito, e o limite norte é dado por um degrau entre os sedimentos da bacia e o embasamento que pode ser verificado nas proximidades de Magé. Ambas as bordas tem direção ENE-WSW. A espessura de seu preenchimento atinge um máximo 150 metros (Ferrari, 2001).

A litoestratigrafia da bacia foi revista por Ferrari (2001) e Percilio *et al.*(2014). É composta pela formação Macacu sobreposta em discordância erosiva pelo conglomerado Itambi (Figura 38). A formação Macacu foi subdividida em Membro Rio do Vargem e Membro Porto das Caixas. O Membro Rio Vargem são sedimentos com associação de fácies lacustre (A) representados por “lamitos laminados, com níveis de linhito decimétricos, e arenito argiloso maciço”.

O Membro Porto das Caixas é subdividido em associação de fácies de leque aluvial (B) e associação de fácies fluvial entrelaçado com afogamentos episódicos (C). Os leques aluviais (B) são representados por “lamitos seixosos maciços com feldspato e muscovita. Paraconglomerados polimíticos com matacões de até 70 cm”. “Arenitos grossos com níveis conglomeráticos e estratificação plano paralela. Lamitos argilosos maciços a laminados”. O fluvial entrelaçado (C) é representado por “arenitos feldspáticos grossos”, por vezes

conglomeráticos, “com estratificação cruzada acanalada e laminação cruzada a plano paralela”. “Intraclastos e megaintraclastos de lamito. Lamitos laminados a maciços”, por vezes bioturbados. “Lamitos maciços com grãos de areia, com intensa bioturbação e níveis arenosos maciços e pouco espessos intercalados. Camadas com laterização e concreções de gipsita” (Ferrari, 2001).

Figura 38 – Seção esquemática mostrando a distribuição de fácies sedimentares na Bacia Macacu



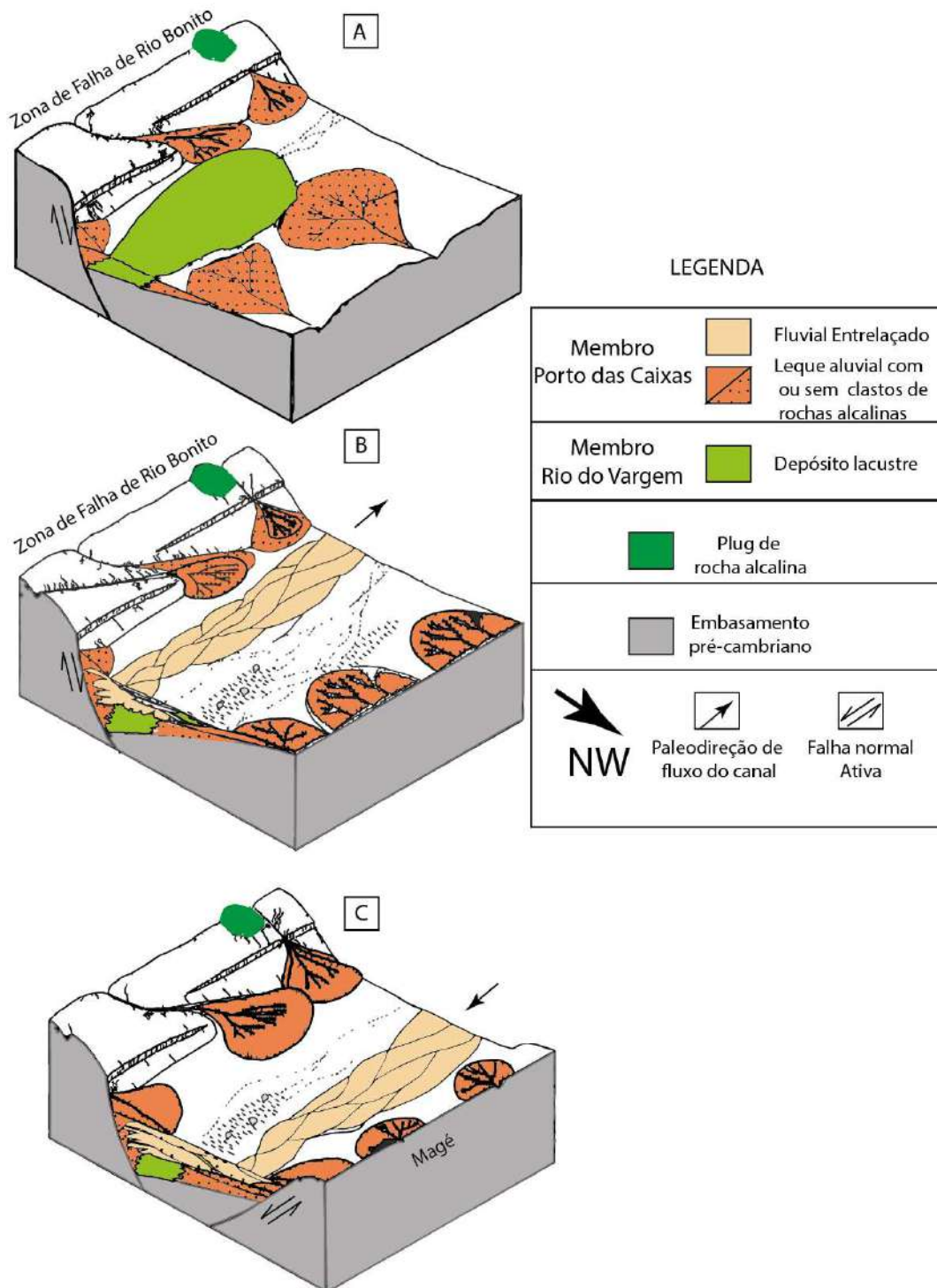
Fonte: Ferrari, 2001.

Recobrimo a bacia ocorre o Conglomerado Itambi (Percilio *et al.*, 2014; Ferrari, 2001). É composto por “arenitos grossos com níveis conglomeráticos e conglomerados quartzosos com clastos de até 30 centímetros” (Ferrari, 2001; Percilio *et al.* 2014). Tem geometria horizontal, laminação plano paralela e imbricação de seixos (Percilio *et al.* 2014) com direção de fluxo ENE (Ferrari, 2001). Esta associação foi interpretada como depósito de fluxo em lençol como resultado da atuação de canais entrelaçados (Percilio *et al.* 2014; Ferrari, 2001) com forte incidência de cascalhos (Percilio *et al.* 2014).

3.2.3.1 – Controle tectônico da formação e deformação da Bacia de Macacu

A bacia de Macacu tem sua falha principal na borda sudeste, coincidente com a Zona de Falha Rio Bonito, (Almeida, 1976; Ferrari, 1990; Ferrari, 2001), e foi implantada em resposta a uma distensão NW-SE como um hemi-gráben com borda ativa a SE (Figura 39 a) e posteriormente a NW, próximo a Magé (Figura 39c). Esse tectonismo foi responsável pela migração do depocentro da bacia para NW (Figura 39 c), segmentou a bacia adernando o seu preenchimento para lados opostos (Figura 39), gerado por um alto estrutural de direção ENE-WSW, que poderia ser interpretado como uma zona de transferência (Ferrari, 2001) ligando as falhas de borda. Ou seja, o tectonismo gerador da bacia formou estruturas transtensivas, relacionadas à própria formação da bacia e falhas de direção NE-SW. E estruturas transpressivas, relacionadas ao alto estrutural que segmenta a bacia.

Figura 39 – Modelo tectono-sedimentar para a deposição da Formação Macacu.



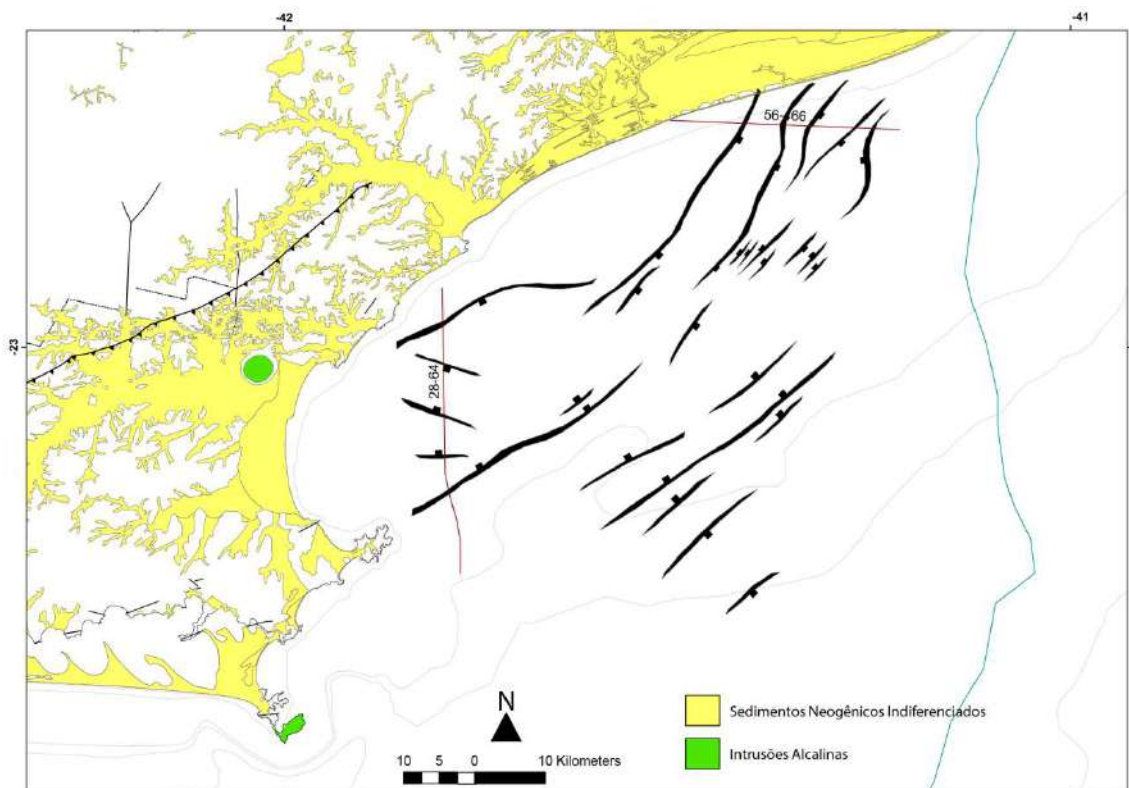
Legenda: A – Fase tectônica inicial; Falha de borda sul paralela a Zona de Falha Rio Bonito; deposição de sedimentos lacustres e leques aluviais com clastos de rocha alcalina; B – persistência tectônica distensiva; deposição de sedimentos fluviais e ambiente meandrante; C – Migração do depocentro da bacia para a borda norte.

Fonte: Ferrari (2001).

3.2.3 Gráben de Barra de São João

O gráben de Barra de São João é considerado como pertencente ao conjunto de bacias do RCSB (Mohriak & Barros, 1990; Riccomini *et al.*, 2004; Ferrari, 2001). É uma depressão assimétrica de direção NE-SW e dimensões aproximadas de 20 km de largura e 40 km de comprimento (Riccomini *et al.*, 2004) (Figura 40). O depocentro local é controlado por uma falha normal antitética na borda sul (Mohriak & Barros, 1990). A projeção desta falha para o continente é representada pela falha do Pai Vitório (Schmitt *et al.*, 2012), que apresenta cinemática dextral normal ($R' < 1$). Nas falhas silicificas que bordejam a lagoa de Araruama (Souza, 2010; Ferrari, 2001) o paleotensor pode atingir valores de R' maiores do que 1, compatível para a dextral cisalhante.

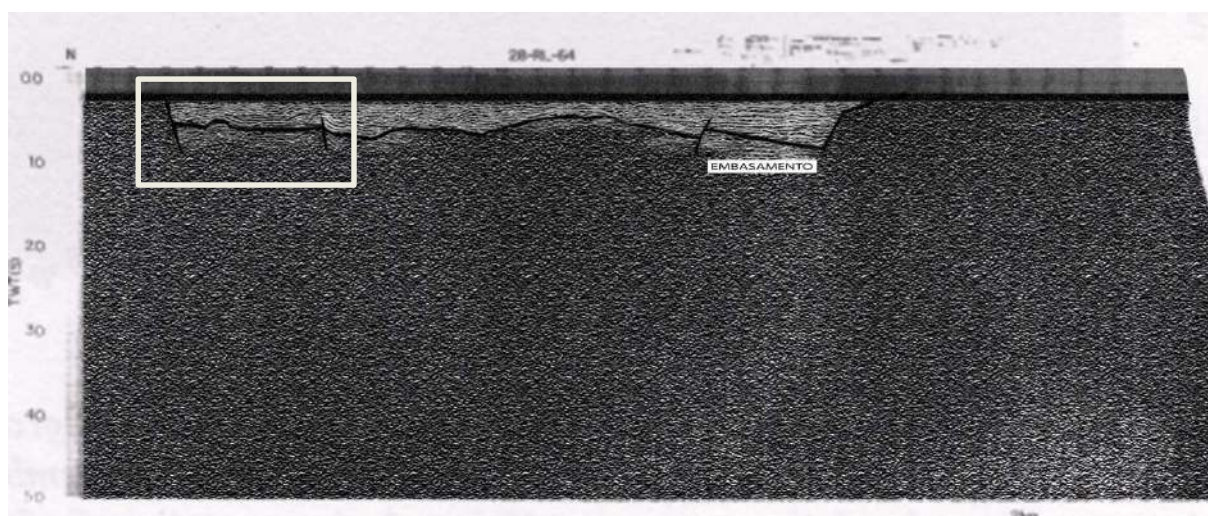
Figura 40 – Mapa tectônico do Gráben de Barra de São João.



Fonte: Modificado de Mohriak & Barros, 1990; Heilbron *et al.*, 2016; Souza, 2010; Ferrari, 2001.

Mohriak & Barros (1990) interpretam que as deformações observadas nas linhas sísmicas sejam provenientes do intumescimento crustal relacionado a abertura do oceano atlântico. Contudo esta interpretação foi feita com a ressalva de que não havia confirmação tectônica modificadora dos estratos sedimentares das bacias do Gráben da Guanabara. Que, como apresentado, foi identificado nas bacias de São José de Itaboraí (Riccomini & Rodrigues Fernandes, 1983; Ferrari, 2001) e na bacia de Macacu (Ferrari, 2001).

Figura 41 – Linha 28-RL-64. Localização na Figura 46.

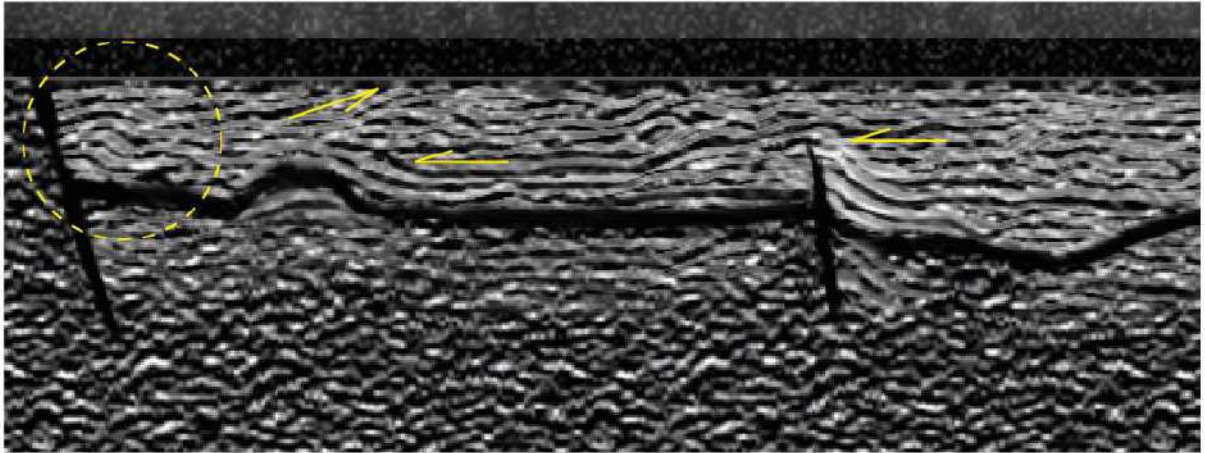


Fonte: Mohriak & Barros, 1990.

A margem nordeste do Gráben de Barra de São João (Figura 42) apresenta truncamento de *downlaps* e *onlaps*, que foram interpretados como formados por tectônica posterior a deposição dos sedimentos. Estes truncamentos são realçados por pinçamento de camadas. Esta conjugação de *downlaps* e pinçamentos de camadas foi interpretada como formada por tectônica compressiva, reativando falhas normais e formando estruturas invertidas.

Contíguo a falha de borda a leste ocorrem dobras (Figura 42), que neste contexto são interpretadas reativação das falhas de borda, evidenciando, portanto atividade tectônica posterior à formação da bacia.

Figura 42 – Detalhe da porção norte da Linha 28-RL-64

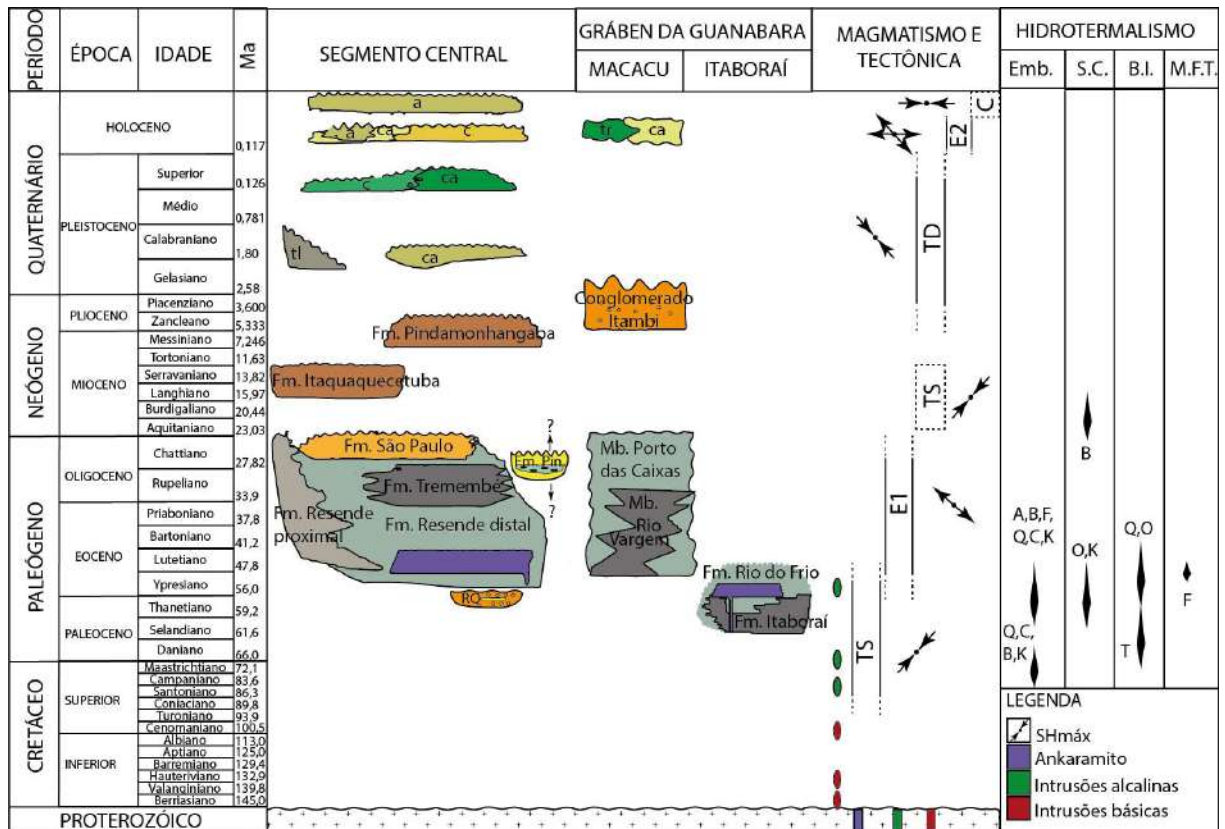


Fonte: Modificado de Mohriak & Barros, 1990.

3.3 Síntese da estratigrafia e tectônica do Rife Continental do Sudeste

Foi apresentado anteriormente a estratigrafia e tectônica formadora e deformadora das bacias e grábens do RCSB (Riccomini, 1989). Além disso, também foi descrito a tectônica controladora da intrusão dos corpos alcalinos que ocorrem na região do Gráben da Guanabara. Com base nestas informações foi elaborado um quadro estratigráfico tectônico magmático regional do RCSB (Figura 43). O Gráben de Barra de São João não foi incluso neste quadro.

Figura 43 – Quadro estratigráfico tectônico magmático hidrotermal regional do RCSB



Legenda. SHmax tracejado não foi verificado no Gráben da Guanabara. Hidrotermalismo: Emb. – embasamento; S.C. – segmento central; B.I. – bacia de Itaboraí; M.F.T. – mina de fluorita de Tanguá; A: adulária; B – barita; F – fluorita; Q – quartzo; C – calcedônia; K – caulim; O – opala CT; T – travertino. Segmento Central: a – depósitos aluvionares; ca – depósitos aluvionares coluvionares; tl – depósito de tálus; Fm. Pin – Formação Pinheiral; RQ – Formação Ribeirão dos Quatis. Bacia de Macacu: tr – depósitos transicionais; ca – depósitos aluvionares coluvionares. Bacia de São José de Itaboraí: Its – membro superior; Ita – membro inferior; H.T. SCR – história térmica do segmento central do RCSB.

Fonte: Sintetizado e modificado de Riccomini *et al.* (2004), Ferrari (2001), Negrão (2014), Guedes *et al.* (2016), Carvas (2016), Cogné *et al.* (2012), Santos (1994) *apud* Ferrari (2001).

4 RESULTADOS

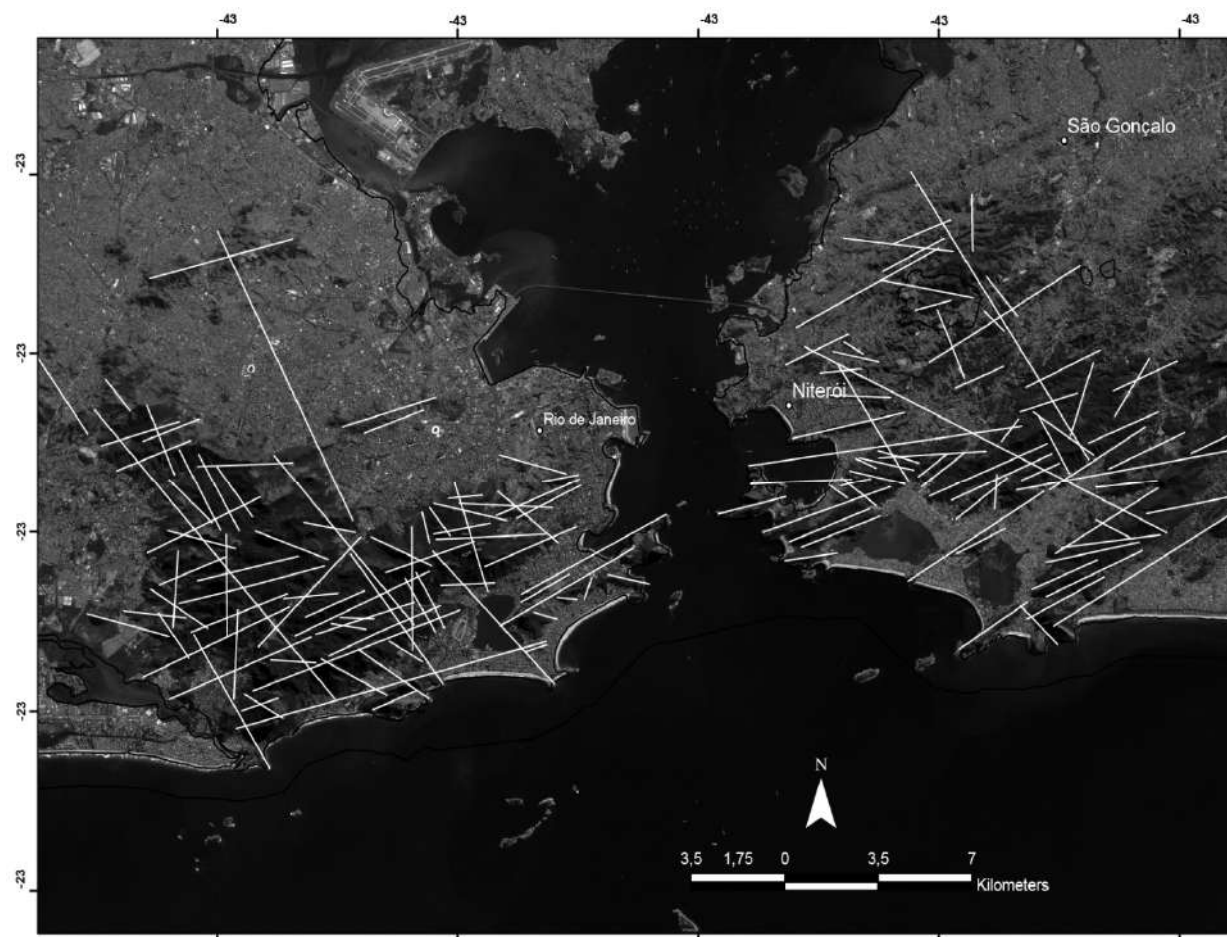
Primeiramente foi feito uma análise regional comparando as principais direções de lineamentos com as direções de fraturas mapeadas em campo. Com base nestas informações serão feitas correlações regionais, dando uma ideia inicial do controle estrutural em duas escalas.

4.1 Relação entre lineamentos e fraturas

Foram traçados lineamentos com base em imagens Landsat 8. Para confecção das rosetas de lineamentos foi utilizado inicialmente o programa ArcGis para a feitura dos lineamentos em mapa e, posteriormente, esses dados foram tratados utilizando o programa Grapher.

Para tal foi utilizado o conceito proposto por O'Leary *et al.*(1976), onde lineamentos se referem a estruturas lineares da superfície terrestre, e que podem ser reconhecidas em mapas ou imagens aéreas (Figura 44).

Figura 44 – Mapa de lineamentos da área de estudo.

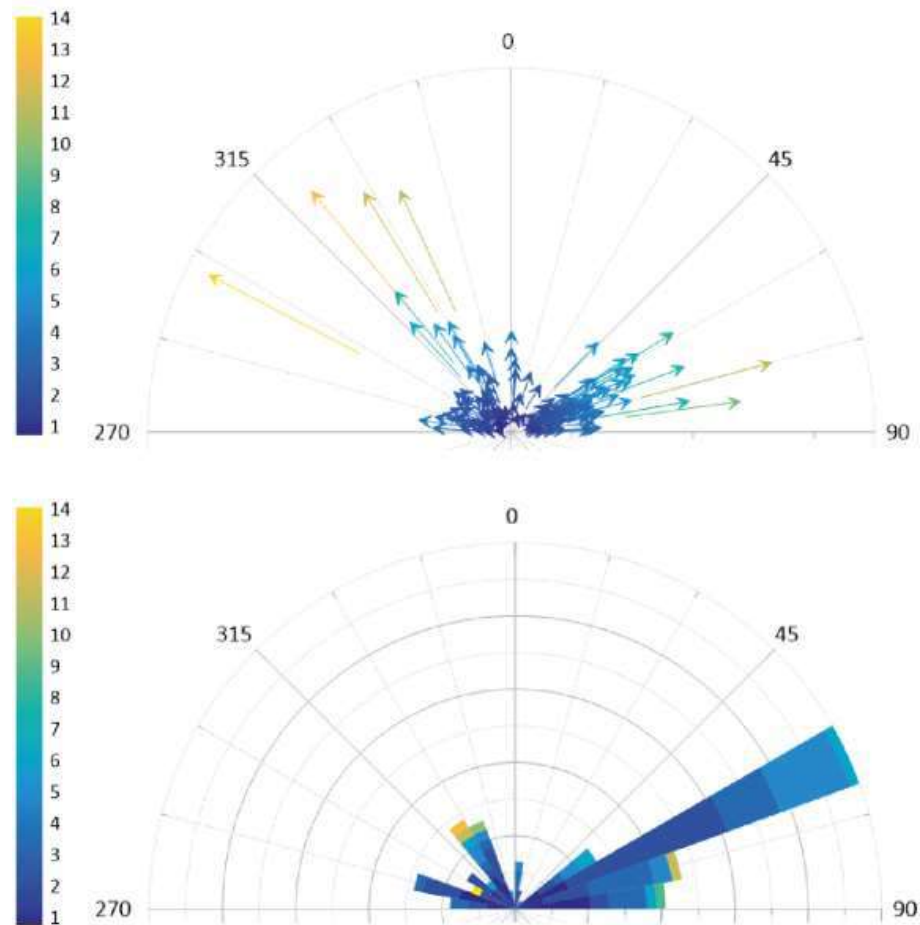


Nota: Mapa base: Landsat 8.

Fonte: O autor, 2019..

Os resultados obtidos (Figura 45) apontam para maior concentração na direção ENE-WSW. Porém, a direção entre WNW-ENE a NW-SE se apresenta como a que tem a maior continuidade.

Figura 45 – Rosetas de lineamentos.



Legenda. a) dados individuais. cor das setas e distancia do centro indicam o tamanho do lineamento.
b) roseta de lineamentos por densidade. O tamanho das pétalas indica a concentração em cada direção e cores indicam o tamanho dos lineamentos.

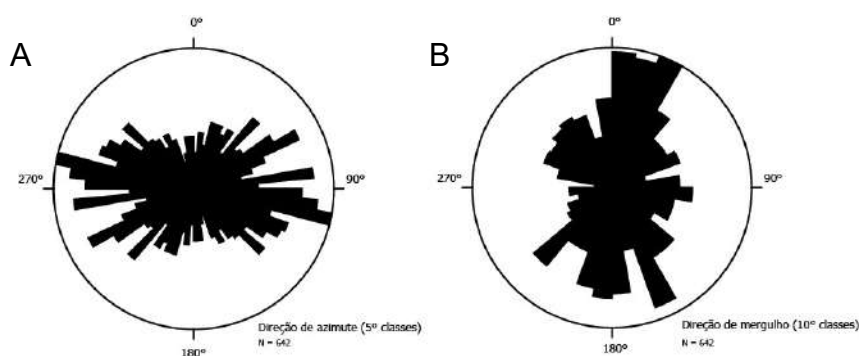
Fonte: O autor, 2019.

Foram coletados 640 dados estruturais de natureza rúptil, que incluem fraturas e falhas com indicação de movimento (Figura 51). Quando possível, foi descrito o seu preenchimento, que são principalmente cataclasito, brecha silicificada, calcedônia, basalto, caulinita e óxido de ferro. Na Figura 50 são apresentados os dados de fraturas no embasamento. Na maioria dos casos não foi possível fazer inferências quanto à cronologia das fraturas. Em anexo apresento uma tabela contendo todos os valores das fraturas medidas e coordenadas geográficas correspondentes.

Os sets de fratura em que foi possível fazer inferências quanto ao sentido de movimento e/ou a sua cronologia relativa, são apresentados individualmente no próximo item. A seguir apresento as relações entre fraturas e lineamentos.

As fraturas apresentam direção principal WNW-ESE e direção de mergulho preferencial para norte (Figura 46). Esta concentração nesta direção é oblíqua à obtida pela análise dos lineamentos, que maior concentração na direção ENE-WSW. Esta relação pode significar que os a maior concentração dos lineamentos na direção ENE-WSW seja reativação de discontinuidades do embasamento, e estas estruturas tenham sido reativadas pelos diversos campos de tensão atuantes no Gráben. Sendo planos de fraqueza recorrentemente reativados.

Figura 46 – Rosetas de azimute e de direção de mergulho das fraturas



Legenda: A) Roseta de *strike das fraturas*; B) Roseta de direção de mergulho das fraturas.

Fonte: O autor, 2019.

Como os campos de paleotensão descritos para a formação do gráben são inicialmente NE-SW, relacionados à intrusão das rochas alcalinas e formação das brechas tectônicas, a direção WNW-ESE foi reativada por um binário sinistral E-W, sendo o próprio lineamento a falha principal.

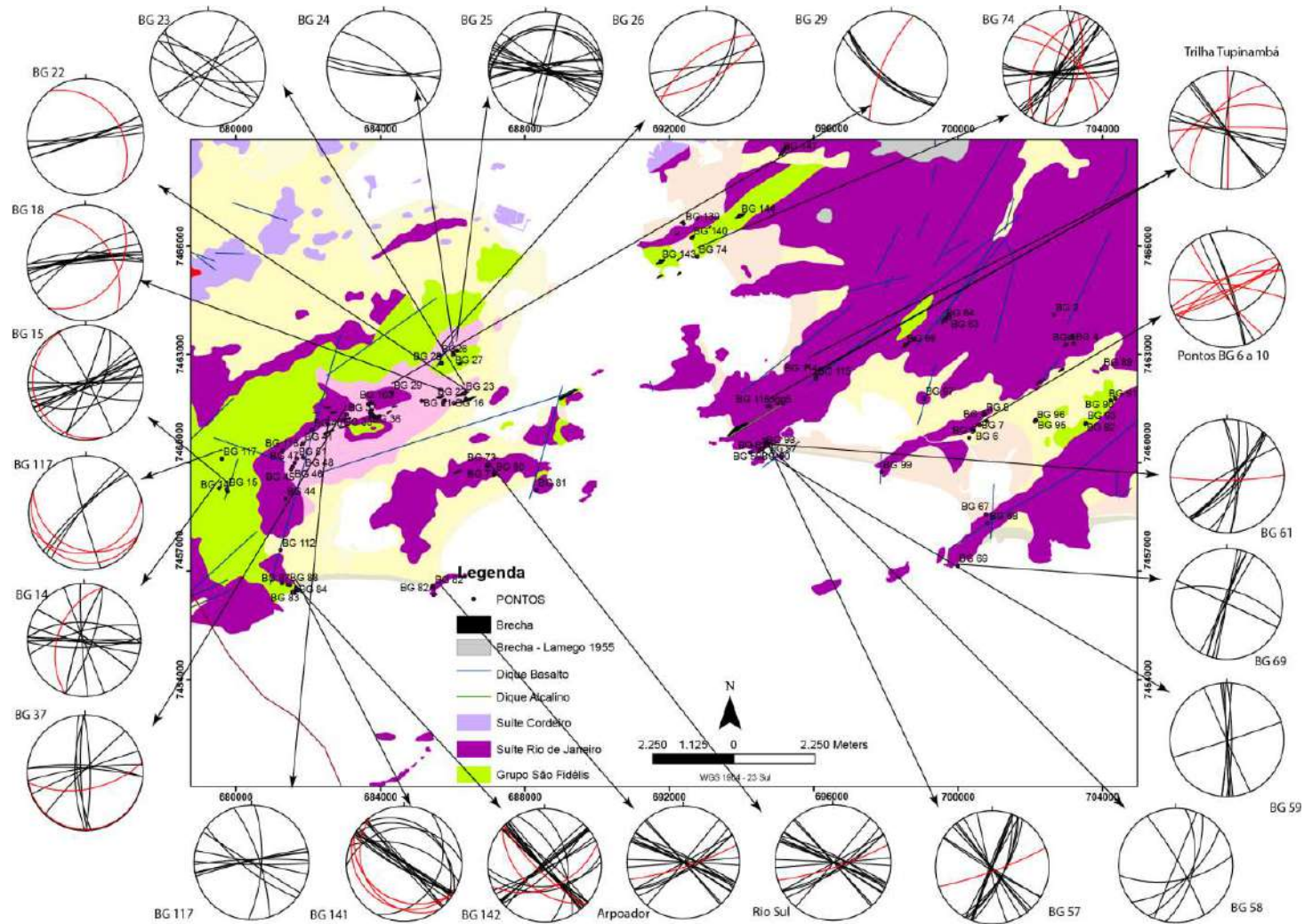
Os estereogramas de dados coletadas no Arpoador, Rio Sul, BG 142, BG 74 (Figura 47) apresentam sets fraturas paralelos a oblíquos a direção da foliação. As fraturas nestes casos podem ser interpretadas como reativações da foliação do embasamento.

Posteriormente esta direção é novamente reativada por um campo de paleotensões NW-SE. Nesta fase esta direção é reativada segundo as fraturas secundárias P, ao mesmo tempo em que forma fraturas oblíqua de direção T.

O estereograma de dados coletadas nos pontos BG 141, apresenta fraturas NW-SE paralelos a foliação. Portanto, variações na direção de compartimentação do embasamento, também influenciam na formação de novas fraturas.

Portanto, a maior concentração de fraturas na direção WNW-ESE pode estar relacionada a atuação do último campo de paleotensões registrado no Gráben, que é de SHmax NW-SE.

Figura 47 – Localização dos pontos e estereograma das fraturas medidas em campo.



Nota: Base cartográfica e geologia do embasamento: Valeriano *et al.*, 2012.

Fonte: O autor, 2019.

4.2 Diques toleíticos – fraturamento

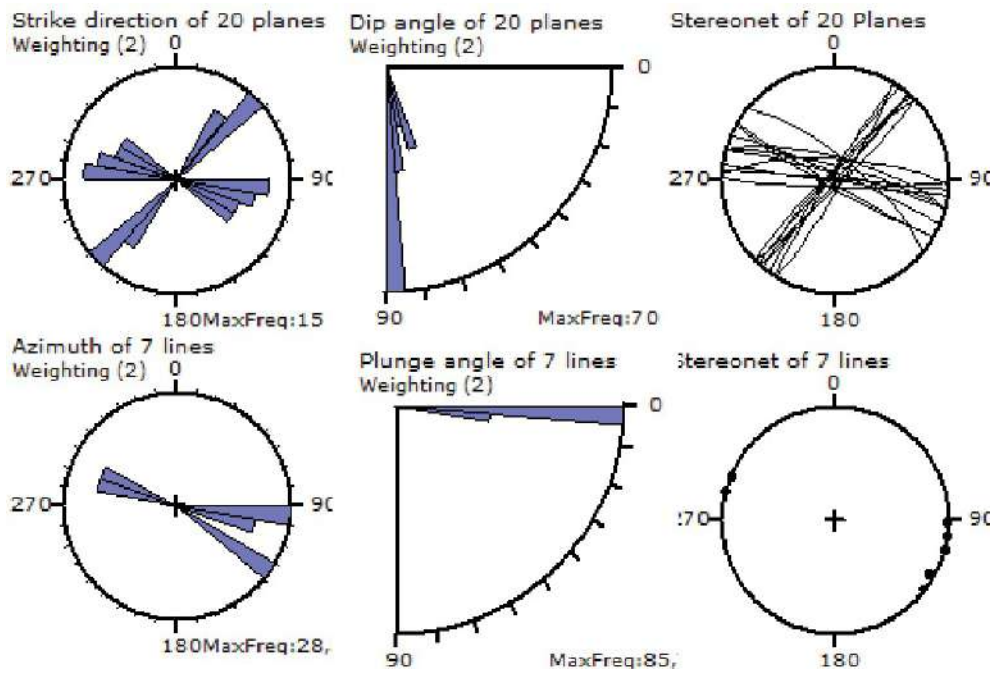
Foram descritos os aspectos estruturais de dois diques de diabásio aflorantes na área de estudo. O objetivo foi determinar a direção e cinemática do paleocampo de esforços controlador da intrusão e fraturamento posterior ou concomitante.

4.2.1 Descida da Estrada Nova, região oceânica de Niterói

Este afloramento (Ponto BG 63) é do tipo corte de estrada e está localizado na Estrada Francisco da Cruz Nunes, na localidade conhecida como descida da cachoeira, Região Oceânica de Niterói. Neste local afloram um dique de diabásio de atitude 135/85 e um plano de falha silicificado. Não foram reconhecidas estruturas de fluxo.

As fraturas no dique toleítico foram classificadas quanto à direção e estruturas sobre sua superfície. Apresenta duas direções de fraturas. NE-SW apresenta estruturas de pluma de extensão e NW-SE a E-W, são planos lisos ou com estrias horizontais com caimento tanto para NW quanto para SE (Figura 48).

Figura 48 – Resumo dos dados coletados no dique da descida da estrada Nova.



Fonte: O autor, 2019.

As fraturas de direção NE-SW tem pouca dispersão no valor da atitude e foram reconhecidas plumas de extensão com formação de zonas de *fringe* (Dunne & Hancock, 1994) (Figura 49). Portanto estas fraturas devem ser classificadas como híbridas.

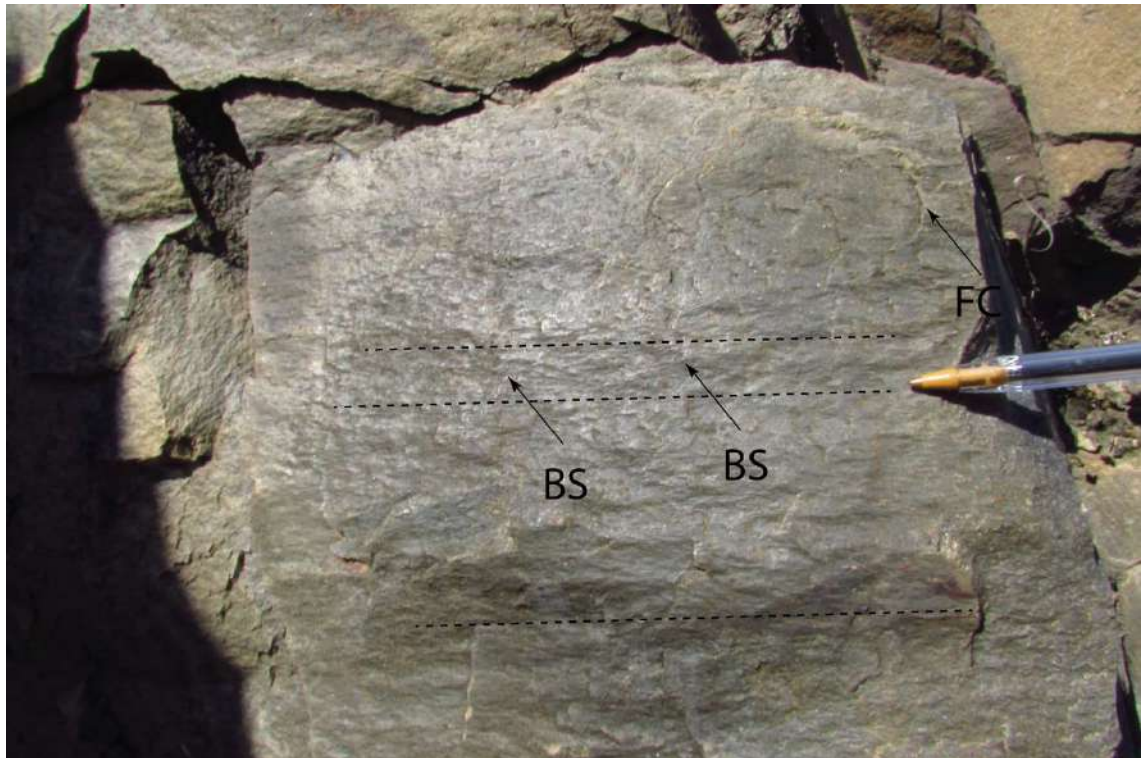
Figura 49 – Fratura em dique de diabásio apresentado pluma de extensão



Fonte: O autor, 2019.

Em alguns planos de direção NW-SE a E-W foram encontrados estrias de movimentação sinistral. A cinemática foi inferida por *Bruised Steps* e fraturas conchoidais (Figura 50).

Figura 50 – Fraturas apresentando estrias horizontais sinistras em dique de basalto



Legenda: BS: *Bruised Steps* ; FC: fraturas conchoidais.

Fonte: O autor, 2019.

A menos de 20 metros de distância aflora um plano de falha silicificada (Figura 51) de direção principal NE-SW com mergulhos altos para NW e mergulhos intermediários para SE. As estrias apresentam cinemática sinistral (Figura 52) e baixo ângulo de caimento para NE e para SW (Figura 53).

Figura 51 – Brecha tectônica com cinemática sinistral apresentando plano encurvado.



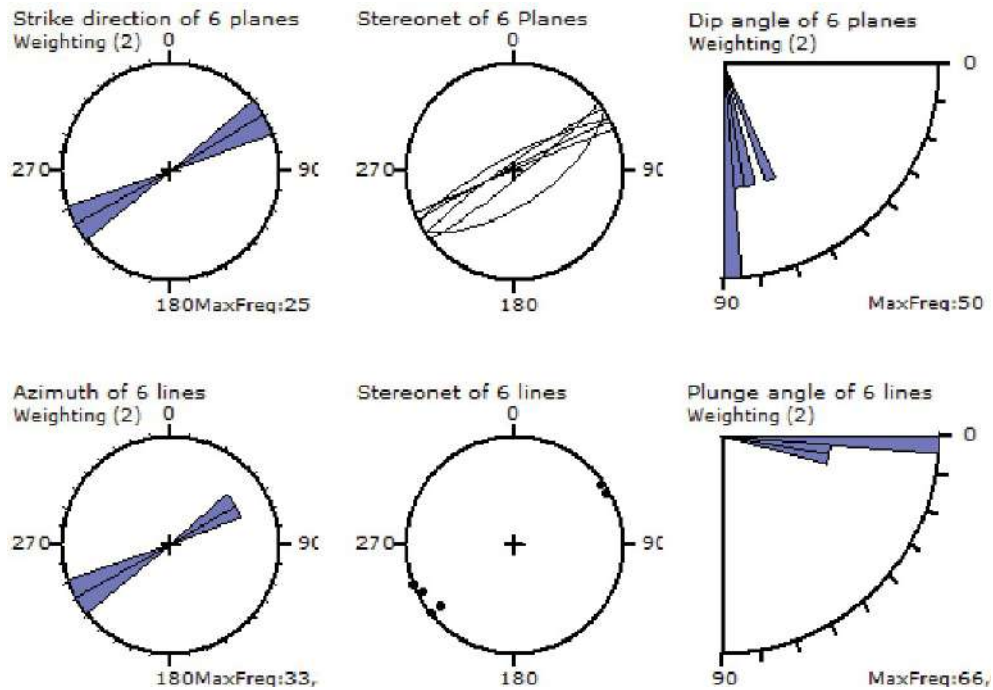
Fonte: O autor, 2019.

Figura 52 – Estrias sinistras no plano de falha



Fonte: O autor, 2019.

Figura 53 – Geometria dos dados da falha silicificada contigua ao dique de basalto



Fonte: O autor, 2019.

Pela proximidade estas estruturas foram tratadas em conjunto. A Tabela 4 apresenta os dados coletados em ambas litologias. Notar que na última coluna é apresentado o valor de teórico de desvio das estrias para cada dado.

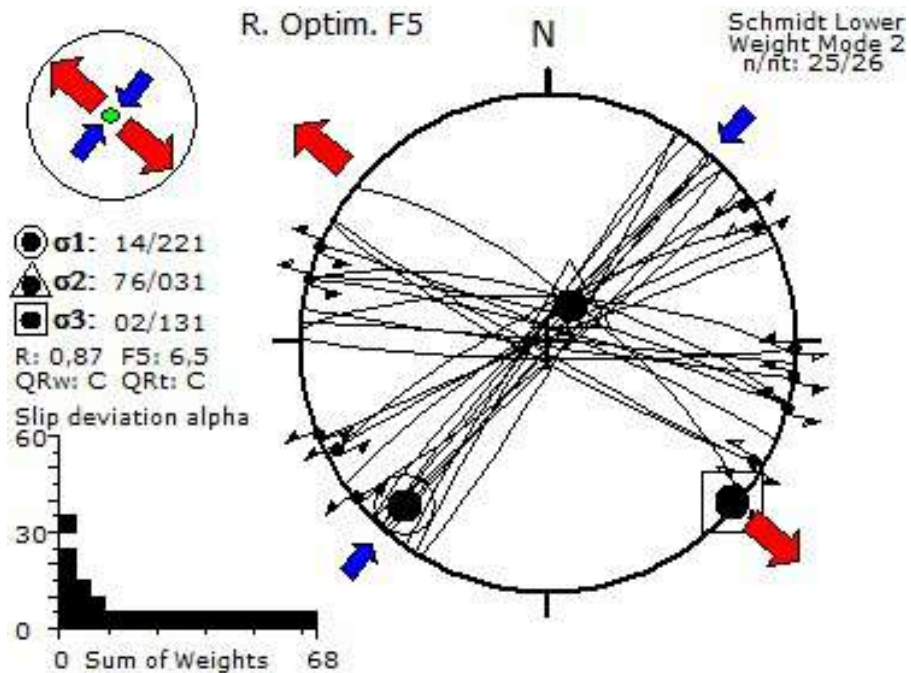
Tabela 2 – Dados estruturais de falhas e fraturas coletados no dique e brecha da descida da cachoeira, Região Oceânica de Niterói.

ID	Tipo	Fratura	Estria	Sentido	Litologia	Alfa
1	1	87/210	05/120	NS	basalto	10,2
2	1	74/039	02/128	IS	basalto	0,9
3	1	85/023	01/293	NS	basalto	1,3
4	4	85/135		TJ	basalto	
5	4	89/130		TJ	basalto	
6	4	85/121		TJ	basalto	
7	4	85/312		TJ	basalto	
8	4	86/302		TJ	basalto	
9	4	87/312		TJ	basalto	
10	4	89/131		TJ	basalto	
11	4	85/305		TJ	basalto	
12	4	84/315		TJ	basalto	
13	1	89/188	00/098	NS	basalto	0,3
14	1	85/015	01/285	NS	basalto	1,2
15	1	80/015	00/105	IS	basalto	3,6
16	1	85/181	01/091	NS	basalto	2,7
17	4	84/209		SJ	basalto	0
18	4	74/015		SJ	basalto	0
19	4	75/003		SJ	basalto	0
20	4	89/005		SJ	basalto	0
21	1	89/337	01/248	NS	brecha	1,8
22	1	84/325	04/055	IS	brecha	19
23	1	79/332	04/061	IS	brecha	24,7
24	1	87/333	06/243	NS	brecha	2,4
26	1	85/141	01/231	IS	brecha	29

Fonte: O autor, 2019.

A inversão dos dados indica que as fraturas e microfalhas mapeadas tem boa compatibilidade. Apenas um dado de fratura de brecha tem desvio teórico das estrias acima de 30°. O paleocampo tem $R'=1,19$ que corresponde a extensional *strike slip* (Figura 54).

Figura 54 – Inversão dos dados dique e brecha da cachoeira.



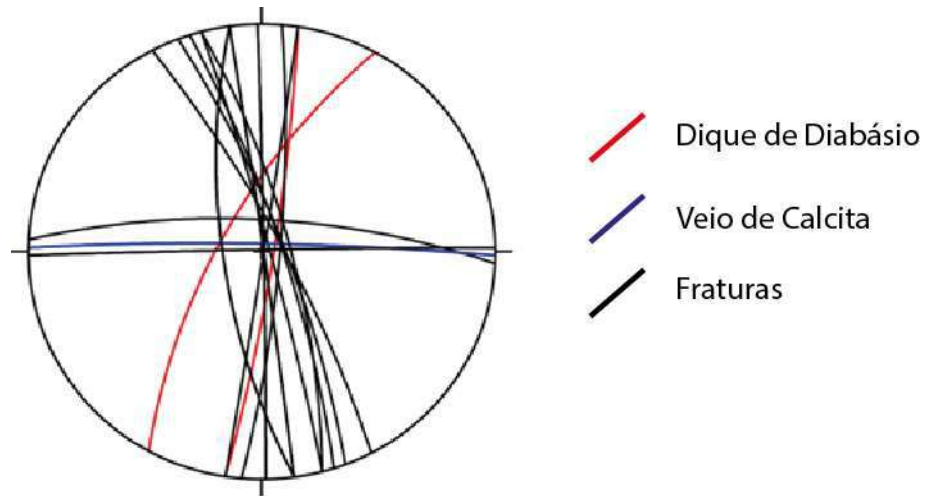
Fonte: O autor, 2019

Comparando o resultado com o modelo de Riedel (1929), as fraturas sinistrais do basalto tem mais importância para a deformação porque é paralela a direção Y de Riedel (1929), enquanto que a brecha funciona como a fratura secundária P.

4.2.2 Multicenter Itaipu

Este afloramento está localizado em frente ao maior centro comercial da Região Oceânica de Niterói. Neste local aflora o Gnaisse Facoidal da suíte Rio de Janeiro com foliação de atitude 05/84. É cortado por dois diques de basalto. O primeiro tem 21 metros de espessura, e atitude 99/84. Enquanto que o segundo tem 10 centímetros de espessura, e atitude 299/70. Não foi visto relação de corte entre essas duas direções de diques e nem indicações de direção de fluxo. Foi encontrado um veio de calcita de atitude 01/86. Resumo dos dados apresentados está na Figura 55.

Figura 55 – Dados coletados no dique em frente ao Itaipu Multicenter



Fonte: O autor, 2019.

As fraturas e micro-falhas direcionais oblíquas ao *strike* do dique são as estruturas que mais se destacam no afloramento (Figura 56). A distribuição espacial, e as indicações de movimento lateral horizontal, indica que se trata de pares conjugados cisalhantes.

Figura 56 – Vista frontal do dique Itaipu Multicenter.



Fonte: O autor, 2019.

Considerando que as direções dos diques de basalto é subparalela à direção do dique aflorante na descida da Estrada Nova, foi considerado que este conjunto foi controlado pelo

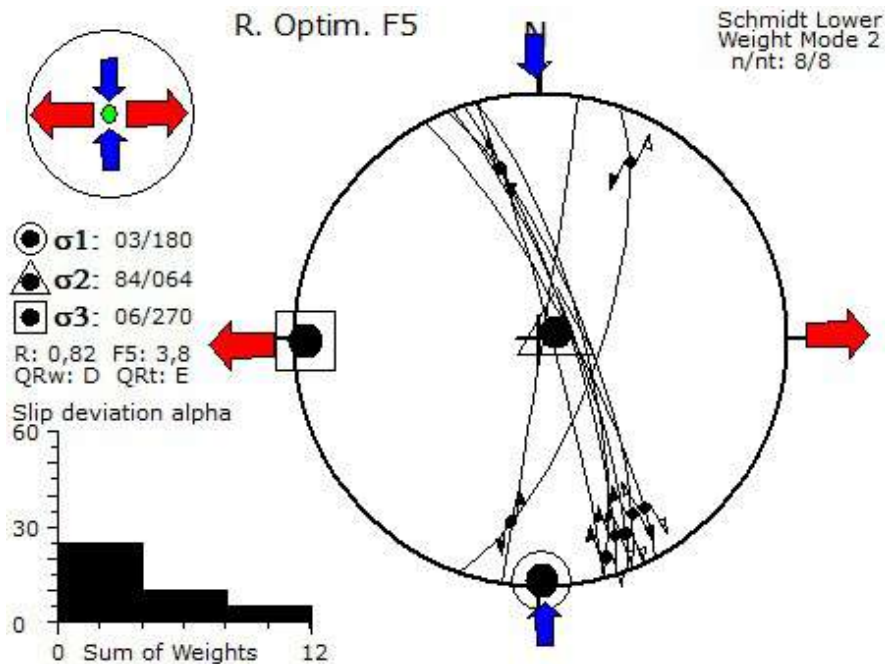
mesmo campo de tensões. Ou seja, distensão NE-SW, compatível com uma transtensão sinistral E-W.

Não foram descritos indicadores cinemáticos no veio de calcita, ou mesmo preenchido por este mineral. A interpretação para esta feição seria de compressão paralela ao seu *strike*. A pouca representatividade deste dado não permite realizar uma interpretação confiável.

Considerando que o grupo de fraturas oblíquas tem distribuição espacial compatível com pares conjugados cisalhantes, indicando compressão próxima a NNW-SSE, incompatível para uma extensão NW-SE, foi considerado que este conjunto fraturas se formou posteriormente a intrusão e solidificação dos diques de basalto aí aflorantes.

Portanto, os dados de fraturas foram tratados separadamente, e a inversão para a obtenção do paleocampo de tensões gerador é apresentado a seguir (Figura 57).

Figura 57 – Inversão dos dados de fraturas formadas pós intrusão dos diques em frente ao Itaipu Multicenter.



Fonte: O autor, 2019.

A inversão dos dados indicou que o paleocampo de tensões tem $R' = 1,18$, que corresponde a uma transtensão, com SHmin na direção E-W. $\sigma 1$ horizontal na direção N-S, $\sigma 2$ vertical e, $\sigma 3$ horizontal na direção E-W.

4.2.3 Conclusões Parciais

Considerando as fraturas descritas nos diques de direção NE-SW e NNE-SSW que esses corpos foram reativados por dois eventos posteriores à sua intrusão. Paleocampo de tensões transtensivo de SHmax NE-SW e o segundo, também transtensivo de SHmax N-S.

4.3 Falhas

As falhas são descritas com base em *sets* de fraturas que a compõem. Para tal, serão apresentadas as orientações dos planos e interpretação dos indicadores cinemáticos. Também serão apresentados os preenchimentos visíveis a olho nu.

Este item foi dividido com base na cinemática e atitude das falhas, bem como no tipo de material percolante na falha. Foram divididos segundo o componente direcional: a) falhas sinistrais com percolação de material óxido; b) falhas dextrais com percolação de caolinita junto ao plano de falha e veios de muscovita. Apenas uma falha não correspondeu a este critério porque não apresenta sinais de percolação de fluidos e a cinemática não foi identificada com clareza devido às más condições do afloramento (Praia das Flechas, Niterói). Ao final de cada sessão será feita uma breve conclusão sobre o exposto.

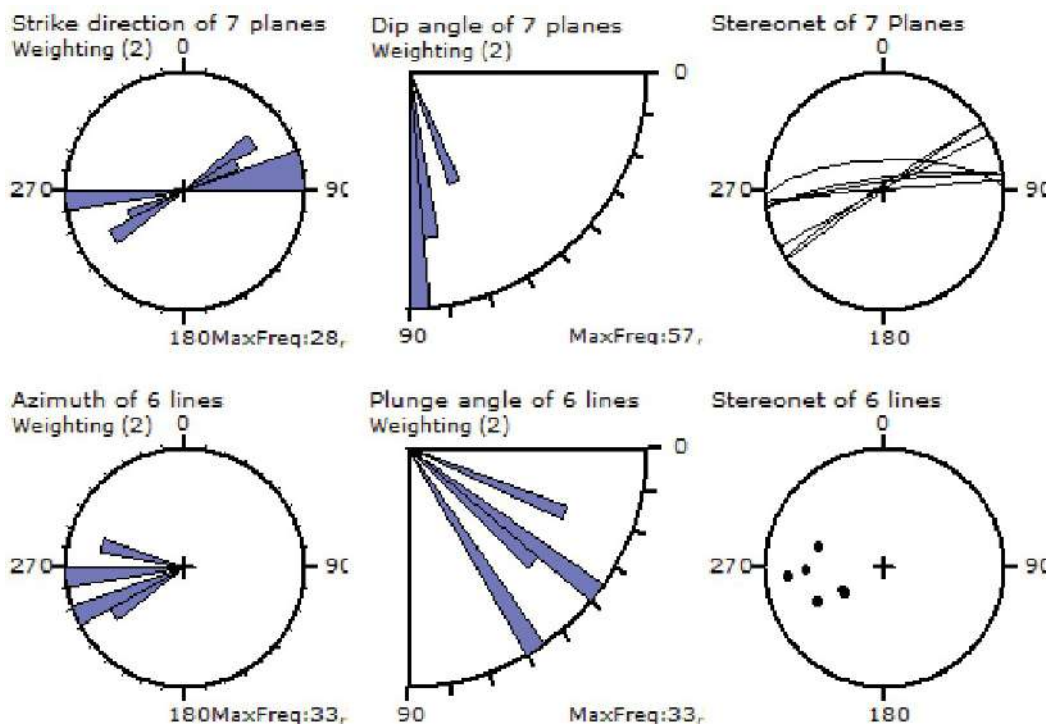
4.3.1 Falhas sinistrais

4.3.1.1 Morro Mundo Novo, Botafogo

Este afloramento está localizado na Rua Mundo Novo, borda sul do Morro Mundo Novo, bairro de Botafogo, Zona Sul da cidade do Rio de Janeiro. A análise em mapa da falha

das paineiras indica que a projeção para leste passa pelo Morro Mundo Novo, bairro de Botafogo. Não foram identificadas falhas silicificadas ou veios de calcedônia. Contudo, foram identificadas dois sets de fraturas, ambas com plano oxidado e alto ângulo de mergulho. Escalonadas a direita E-W e microfalhas ENE-WSW de alto mergulho com estrias sinistrais normais. As fraturas escalonadas foram tratadas como sinistrais baseado em seu arranjo escalonado a direita. As estrias têm caimento intermediário para WNW a W, correspondendo às medidas em campo e as teóricas respectivamente (Figura 58).

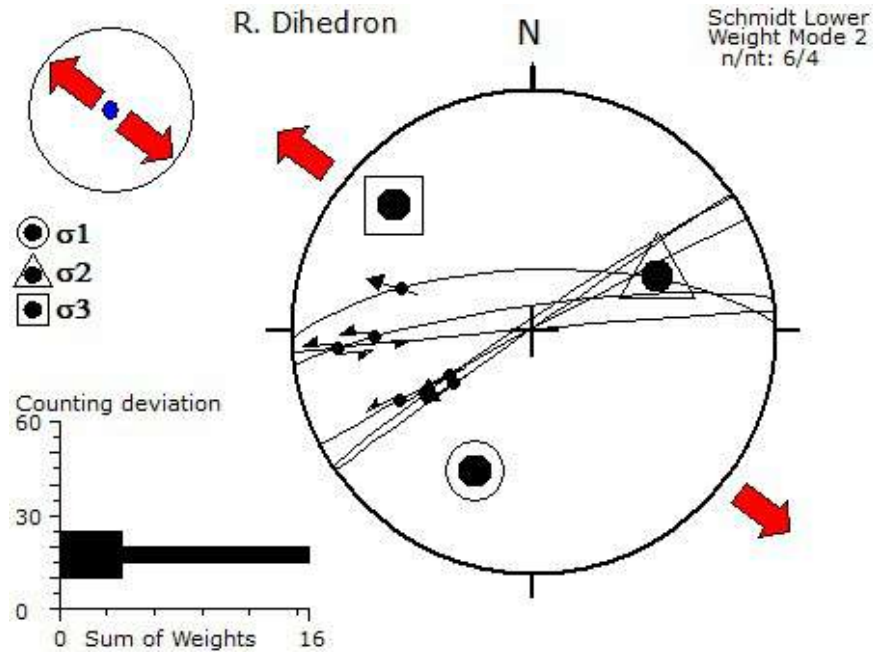
Figura 58 – Geometria dos dados coletados no mundo novo. Ponto 16



Fonte: O autor, 2019.

A inversão dos dados indica um campo de paleotensões transtensivo ($R'=1,21$), com SH_{max} NE-SW. σ_1 posicionado na direção NNE-SSW com caimento intermediário, σ_2 com ângulo de caimento intermediário para ENE-WSW e, σ_3 de direção NW-SE próximo a horizontal (Figura 59).

Figura 59 – Inversão dos dados coletados no Morro Mundo Novo. Transtensivo com SHmax NE-SW. Ponto 16.



Fonte: O autor, 2019.

4.3.1.2 Falha das Paineiras

Este afloramento está localizado a cerca de 600 metros após a entrada do Parque Nacional da Tijuca pelo Cosme Velho na Rua Almirante Alexandrino. Apresenta plano de falha NE-SW com deslocamento sinistral medidas em rochas do embasamento (Figura 60 B). Falhas de direção NNW-SSE dextrais ocorrem subordinadamente. A idade deste conjunto é inferida sendo da primeira fase de formação das falhas silicificadas, já que as estrias estão impressas no embasamento gnáissico. Este afloramento foi descrito por Ferrari (2001).

Apresenta intensa percolação de fluidos óxidos formando veios oblíquos e ortogonais ao plano da falha principal. A conjugação destes planos dá um aspecto ortorrômbico à estrutura (Figuras 60 A e 60 C)

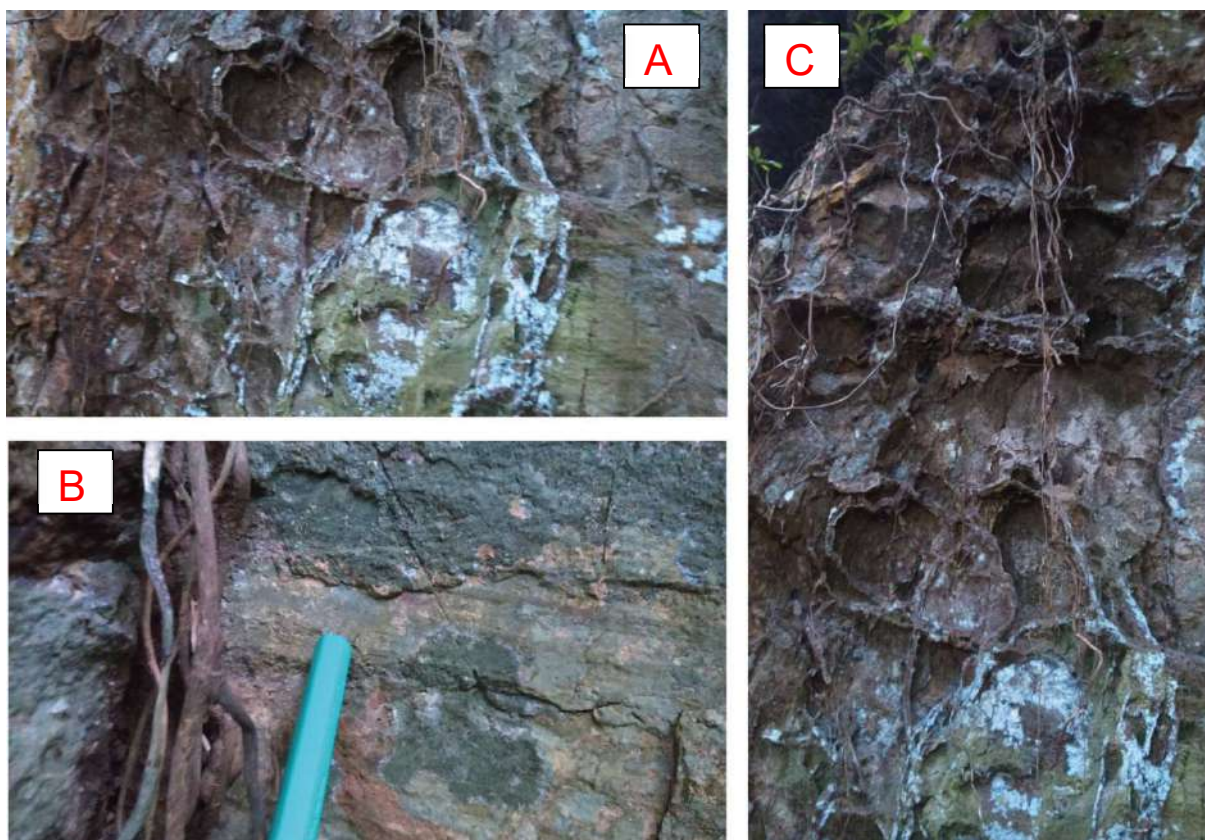
A inversão dos dados com campo de paleotensões de $R'=1,5$, que corresponde a direcional puro com σ_1 horizontal a NNE-SSW, σ_3 também horizontal a WNW-ESE e σ_2 vertical (Figura 63). Os dados utilizados para a inversão são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3 – Dados estruturais de falhas e fraturas coleados na Falha das Paineiras.

ID	Tipo	Fratura	Estria	Sentido	F5
1	1	75/329	09/241	NS	3,7
2	1	77/326	05/237	NS	0,9
3	1	86/327	06/057	IS	0,8
4	1	89/329	20/059	IS	8,7
6	1	85/085	05/355	ID	4
7	1	84/086	07/357	ID	3,3
8	1	83/084	09/355	ID	3,8
10	4	79/350		HJ	32,6
12	4	19/039		IJ	0
13	4	20/040		IJ	0

Fonte: O autor, 2019.

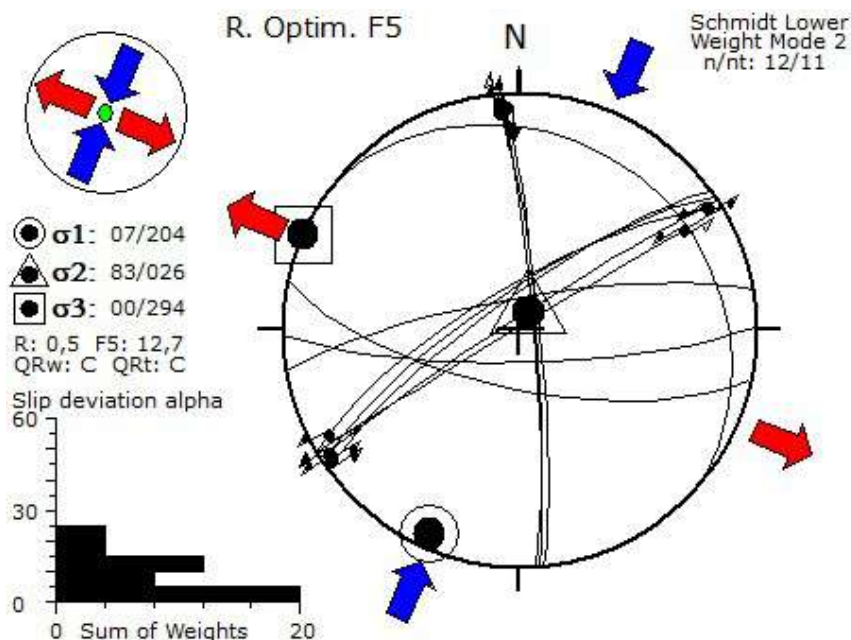
Figura 60 – Estrias de movimentação sinistral e veios de material óxido.



Legenda: A) Veios de material óxido junto ao plano de falha; B) Estrias com cinemática sinistral impressa no embasamento; C) Veios ortogonais de material óxido junto ao plano de falha.

Fonte: O autor, 2019.

Figura 61 – Inversão dos dados coletados no ponto. Dados sem indicação de movimento correspondem à atitude dos veios óxidos.



Fonte: O autor, 2019.

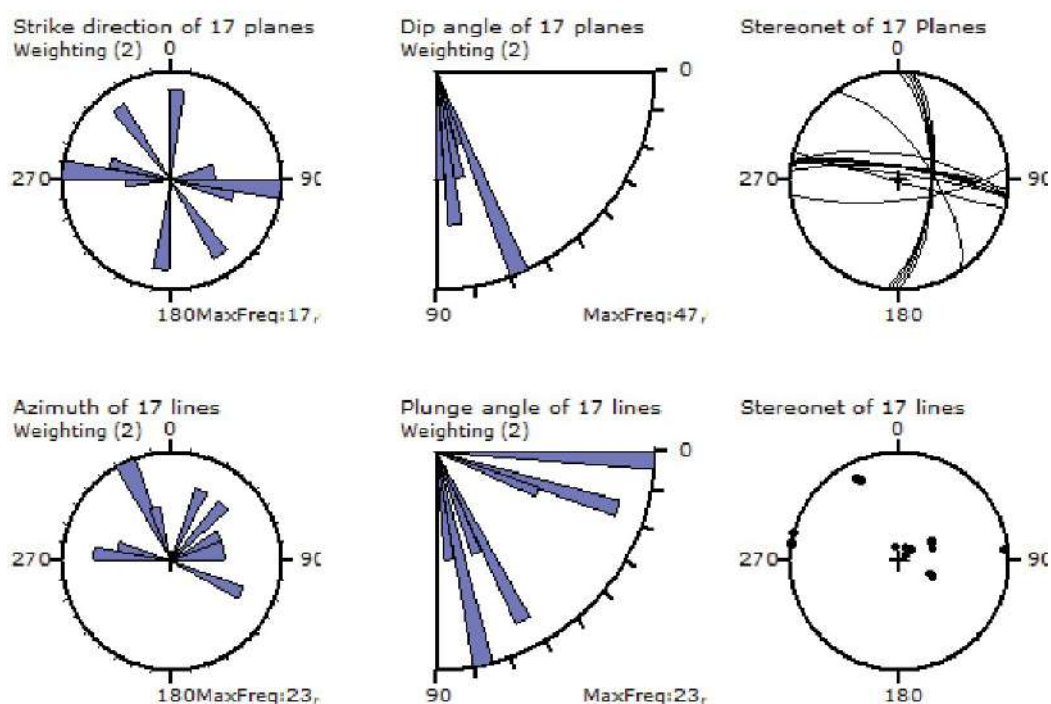
A relação entre os dados coletados sobre a falha silicificada e os veios de óxidos é positiva dependendo da qualificação do dado. Se for considerado que os veios são fraturas híbridas, ou seja, fraturas extensionais com movimentação lateral, Ou seja, segundo o modelo gerado (Figura 61) estas estruturas são sincrônicas.

5.3.1.3 Praia das Flexas, Centro de Niterói

Este afloramento está localizado no centro de Niterói, de frente a praia das Flexas na estrada ao lado da Pedra do Índio, também conhecida como pedrado Itapuca. Neste ponto foram mapeados 3 famílias de fraturas distintas. A direção ENE-WSW se mostrou a mais presente, enquanto as famílias de direção N-S e NW-SE ocorrem subsidiariamente (Figura 62).

Para a subdivisão dos paleocampo foi levado em conta o desvio teórico das estrias em relação ao medido. O tratamento dos dados resultou em dois paleocampos de tensão diacrônicos necessários para a formação deste conjunto.

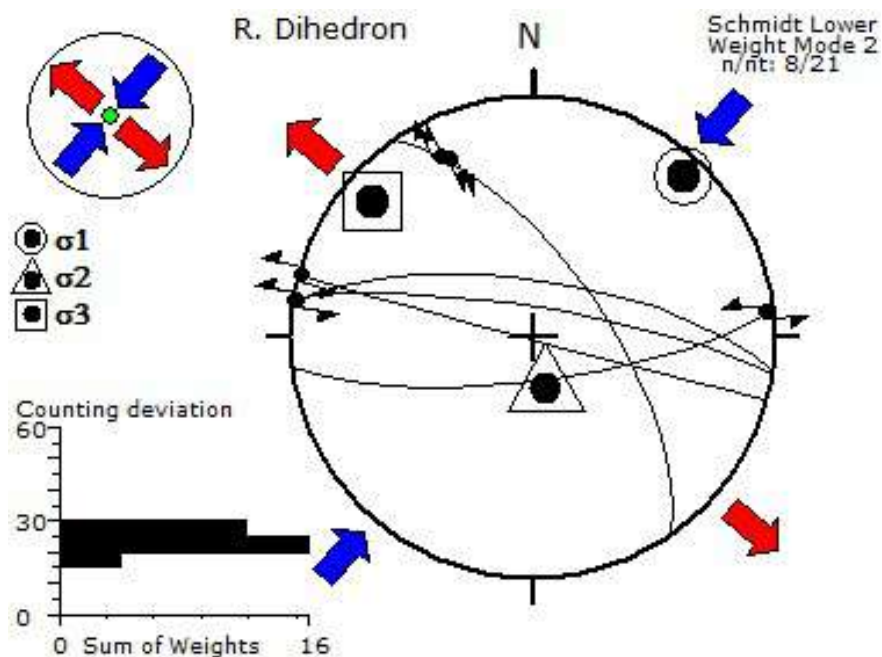
Figura 62 – Dados coletados na brecha aflorante na praia das flexas (ponto 74)



Fonte: O autor, 2019.

A Figura 63 apresenta a inversão dos dados das fraturas de direção NW-SE com estrias subhorizontais dextrais com caimento para NW e a família de direção WNW-ESE a ENE-WSW com estrias subhorizontais com caimento para W e E. O campo de paleotensões gerador é Strike Slip Puro com σ_1 horizontal NE-SW, σ_3 NW-SE e σ_2 subvertical.

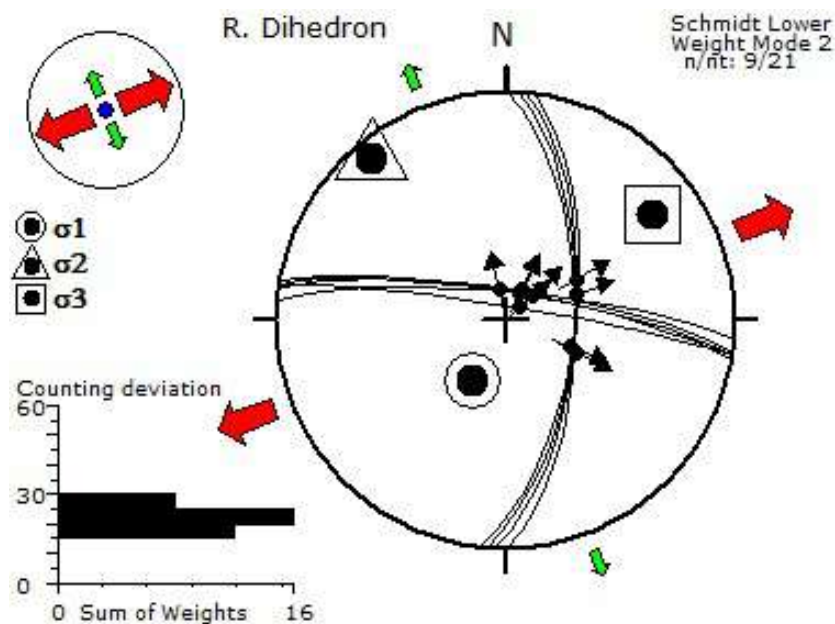
Figura 63 – Paleocampo de tensões *strike slip* puro gerador das famílias NW-SE e WNW-ESE a ENE-WSW que ocorrem na Praia das Flechas (ponto 74).



Fonte: O autor, 2019.

A Figura 64 apresenta a inversão dos dados das fraturas de direção N-S com estrias normais oblíquas com caimento divergente, e família de fraturas de direção WNW com estrias normais a normais oblíquas com caimento para E. O campo de paleotensões gerador é Extensional Puro com σ_1 subvertical com caimento para SW, σ_3 subhorizontal na direção NE e, σ_2 horizontal com caimento para NW.

Figura 64 – Paleocampo de tensões extensional puro gerador das famílias WNW-ESE e N-S que ocorrem na Praia das Flechas (Ponto 74)



Fonte: O autor, 2019.

4.3.1.4 Conclusões parciais

As falhas desta seção foram descritas no embasamento e, em um caso, em brecha silicificada. Vale ressaltar que as condições deste afloramento não são boas, podendo influir na interpretação das estrias. Estas falhas foram formadas por um paleocampo de tensões direcional de σ_1 NE-SW. E no caso da Praia das Flechas, reativada por um paleocampo de tensões extensional de SHmin ENE-WSW.

4.3.2 Falhas destrais

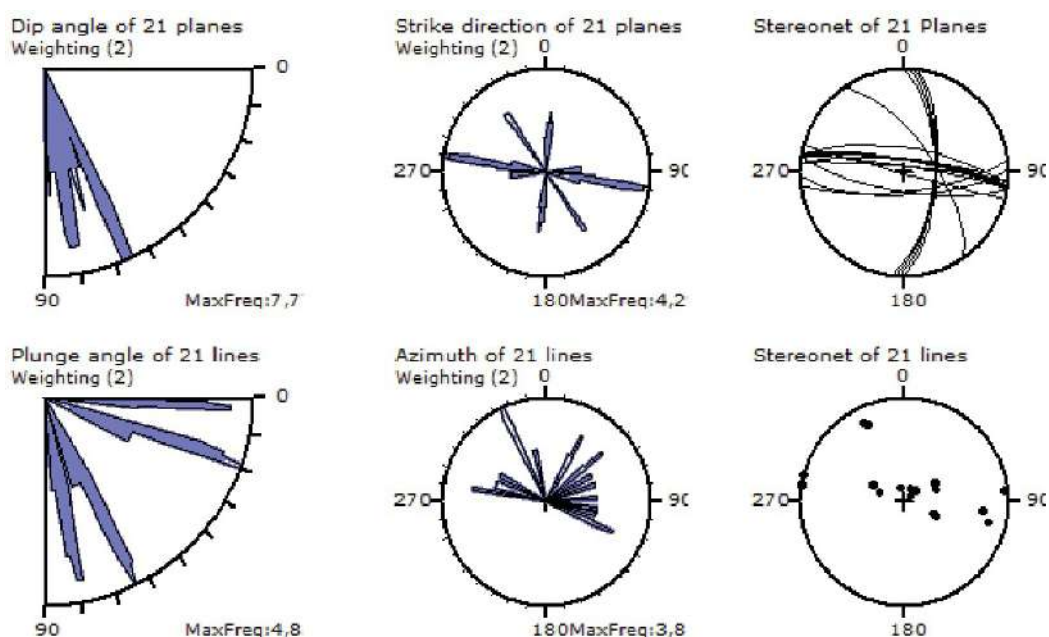
4.3.2.1 Falha próximo a entrada do Parque Nacional da Tijuca

Este afloramento (Ponto BG 103) está localizado a cerca de 600 m antes da entrada do Parque Nacional da Tijuca pelo Cosme Velho na Rua Almirante Alexandrino. Foram encontradas 3 sets de fraturas (Figura 65). Set número 1: WNW-ESE a ENE-WSW com alto ângulo de mergulho tanto para norte quanto para sul. Este set apresenta dois grupos de estrias com ângulo baixo de caimento para leste e para oeste. Apresenta preenchimento de caulim e fraturas na brecha tectônica de mesma direção.

Set número 2: é composto por fraturas N-S com ângulo de mergulho intermediário para leste, e estrias de caimento intermediário para leste. Afeta somente rochas silicificadas da brecha.

Set número 3: são fraturas NW-SE com ângulo de mergulho intermediário para NE e estrias de baixo ângulo de caimento para NW. Associado a este set tem um grupo de fraturas de baixo ângulo também preenchidas por argila alaranjada. Apresenta forma sigmoidal e preenchimento por argila siltosa de cor vermelha a laranja (Figura 65).

Figura 65 – Geometria das fraturas descritas.



Fonte: O autor, 2019.

As estrias no *set* número 1, apresentam sulcamentos de dupla sobreposição (Figura 66). Esta situação pode ser interpretada como ajustamento de blocos ao longo do deslocamento. A definição mais clara de movimento se apresenta na estrias de caimento para oeste (Figura 67).

Figura 66 – Imagem de detalhe do set 1. As estrias apresentam dupla sobreposição



Legenda: CP: Crista produzida; S: superposição de estrias.

Fonte: O autor, 2019.

Figura 67 – Detalhe de estrias destrais em plano com argila.

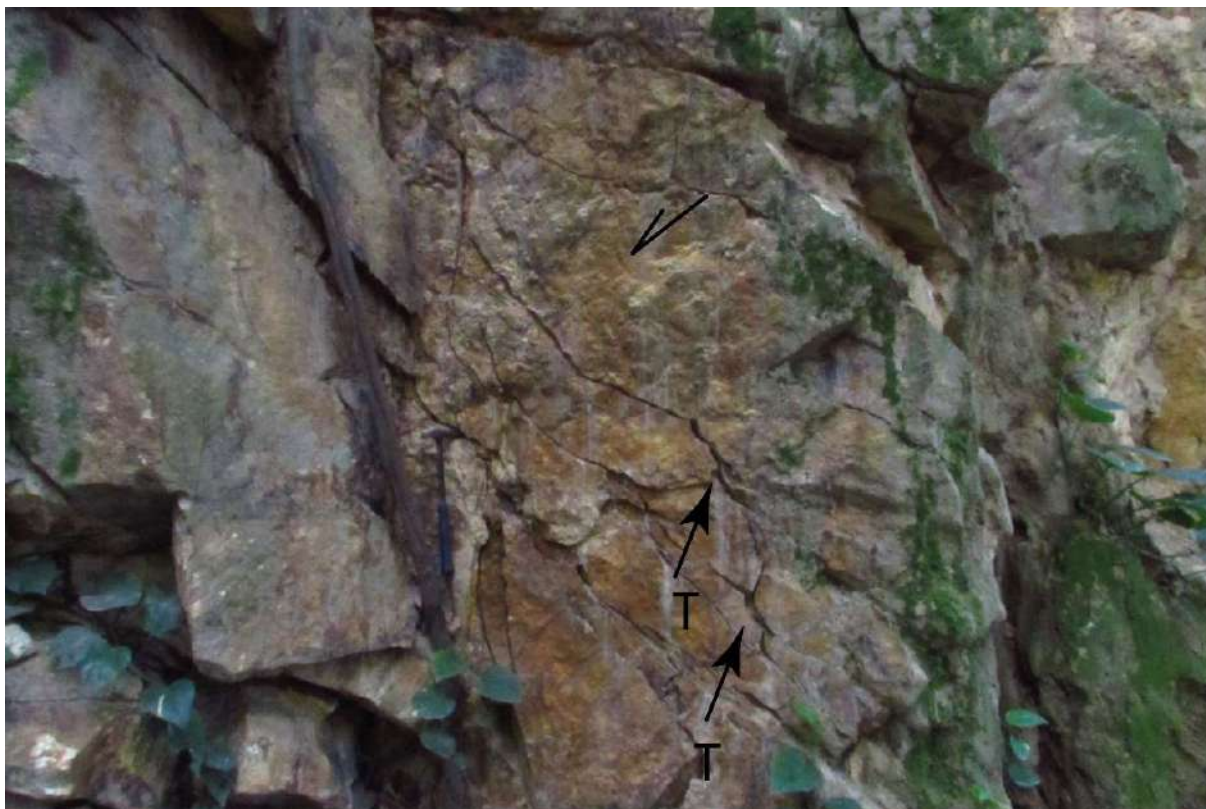


Legenda: Indicadores *bruised steps* (BS) e *pluck steps* (PS). Seta maior aponta para o sentido movimentação do bloco perdido. Ponta do martelo de escala. Ponto 103.

Fonte: O autor, 2019.

As estrias dextrais que afetam a brecha tectônica (Figura 68) têm ângulo de caimento um pouco maior. Essa anomalia pode estar ligada a reologia da rocha. O preenchimento por caulim neoformado facilita o movimento da falha, portanto terá ângulos menores.

Figura 68 – Estrias destras afetando a brecha silicificada.



Nota: O indicador cinemático são fraturas extensionais curvas (T) com concavidade virada para o sentido do movimento

Fonte: O autor, 2019.

Considerando que o veio de argila (Figura 69) é a expressão da alta pressão de fluidos atuante para a formação da falha, foi interpretado que o segmento da fratura com menor ângulo mergulho seria o momento em que a pressão fluidos supera a tensão imposta pelo *stress* vertical (S_v).

O campo de paleotensões gerador deste conjunto (Figura 70) tem $R' = 1,5$ (*Strike Slip Puro*) com SH_{max} SE-NW. Tem σ_1 levemente oblíquo para SE, σ_2 oblíquo para E-W, e σ_3 próximo a horizontal para NE-SW. Os dados usados para inversão são apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 – Tabela de dados para a inversão feita na Figura 70.

ID	tipo	fratura	estria	sentido
1	1	89/195	01/285	ND
3	1	72/178	25/097	ID
4	1	75/189	18/104	ID
5	1	71/188	01/277	ND
6	1	80/009	01/279	ID
18	4	66/055		TJ
19	4	66/055		TJ
20	1	66/055	12/140	ND
21	1	66/055	14/139	ND

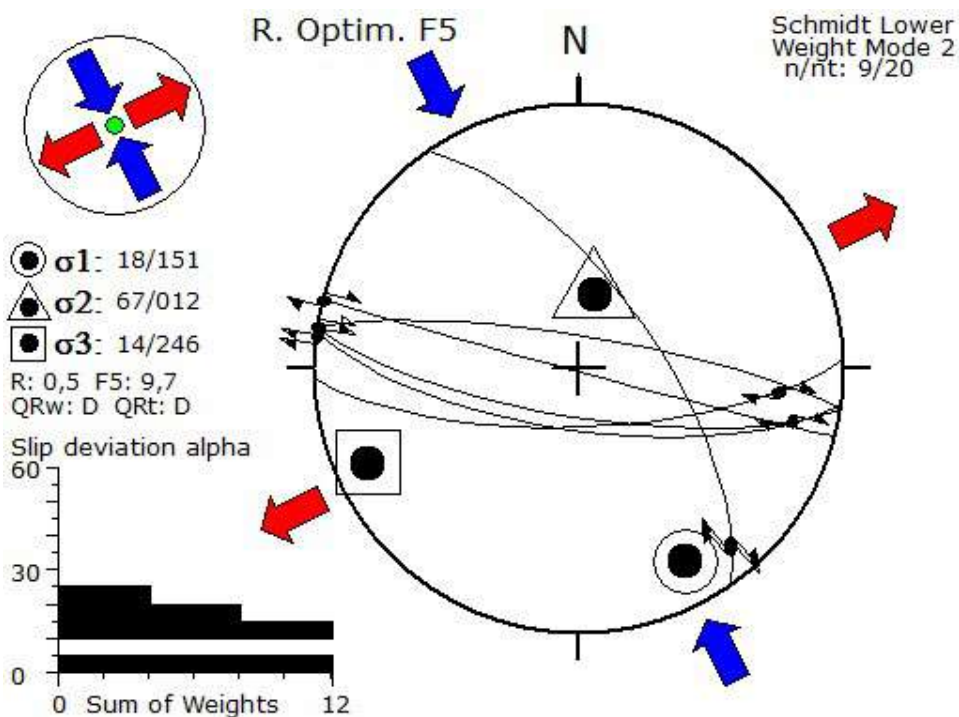
Fonte: O autor, 2019.

Figura 69 – Fratura NW-SE preenchida por argila.,



Fonte: O autor, 2019.

Figura 70 – Inversão dos dados da Falha do Parque Nacional da Tijuca



Fonte: O autor, 2019.

4.3.2.2 Túnel Santa Bárbara e Parque Guinle

Esta falha foi mapeada em dois pontos na saída do túnel Santa Bárbara no lado de Laranjeiras, e no paredão rochoso atrás dos prédios residenciais do Parque Eduardo Guinle. Estas duas estações foram tratadas conjuntamente por conta da proximidade entre elas e pela quantidade de fraturas e estrias observadas.

O primeiro ponto se localiza na saída do túnel Santa Bárbara, Laranjeiras. O corte de estrada apresenta fraturas com ou sem estrias e veios de calcedônia. Os veios foram tratados como fraturas híbridas. Neste local foram identificadas duas brechas silicificadas com espessura de 50 cm (Figura 71), veios de quartzo com alto ângulo de mergulho e rochas com textura de ultracataclasito dada por cristais de quartzo angulares e cristal de cor avermelhada não reconhecido (Figura 72).

Os dados são apresentados na Tabela 5 se referem a falhas e fraturas mapeadas. Foram adicionados à lista dados de dobras (plano e eixo axial).

Tabela 5 – Dados estruturais coletados na Falha do Túnel Santa Bárbara e Parque Eduardo Guinle.

ID	Tipo	Fratura/plano	Estria/linha	sentido	comentário	F5
1	1	80/193	19/107	ID	brecha	
2	1	76/019	75/358	ID	brecha	11,5
3	1	65/024	62/354	ID	brecha	3,5
4	1	79/022	47/304	ID	brecha	10,9
5	1	80/019	53/302	ID	brecha	3,2
6	1	81/018	45/297	ID	brecha	5,6
7	1	80/012	53/296	ID	brecha	2,3
8	1	80/006	45/286	ID	brecha	2,4
9	1	84/005	46/281	ID	brecha	2,9
10	1	81/005	47/285	ID	brecha	2,3
11	1	84/344	46/260	ID	brecha	4,1
12	1	84/344	61/265	ID	brecha	11,2
13	1	89/338	60/250	ID	brecha	17,3
14	1	81/184	76/132	ID	brecha	
15	1	65/150	56/103	NS	brecha	
16	4	15/220		UJ	plano axial	11,5
17	8		07/127	FA	eixo axial	
18	8		07/127	FA	eixo axial	
19	4	51/228		HJ	calcedonia	20,7
20	4	89/021		HJ	calcedonia	53,6
21	4	87/012		HJ	calcedonia	59,9
22	4	85/190		HJ	calcedonia	69,5
23	4	88/203		HJ	calcedonia	60,1
24	4	65/210		HJ	calcedonia	47,5
25	4	75/172		HJ	calcedonia	

Fonte: O autor, 2019. Legenda: F5 – índice de compatibilidade

Figura 71 – Foto plano de falha estriado em brecha silicificada



Nota: Detalhe para indicadores dextrais a inversos do tipo marca de objeto, *groove marks* e fraturas R associadas.

Fonte: O autor, 2019.

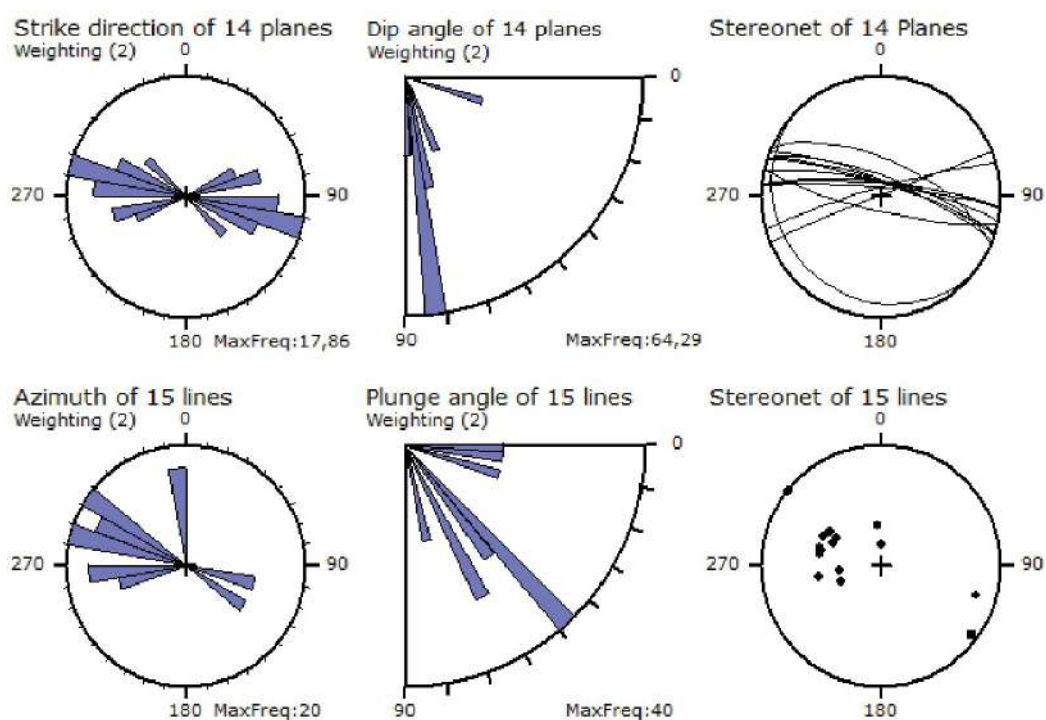
A falha tem direção principal WNW-ENE com alto ângulo de mergulho para NE. As estrias tem caimento intermediário a alto para WNW a W e NNE respectivamente (Figura 73).

Figura 72 – Ultracataclasito, Falha do Túnel Santa Bárbara



Fonte: O autor, 2019.

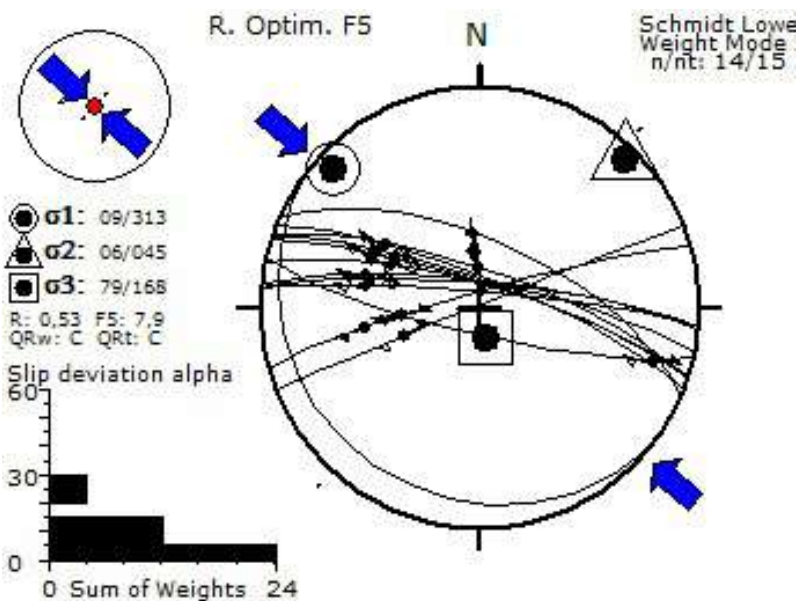
Figura 73 – Geometria dos dados coletados na saída do túnel Santa Barbara e Parque Guinle. Ponto 27.



Fonte: O autor, 2019.

A inversão dos dados indicou que um campo de paleotensões gerador deste conjunto é compressivo radial ($R'=2,53$) com SH_{max} posicionado em NW. σ_1 tem caimento intermediário para NNE, σ_2 tem baixo ângulo de caimento para leste e, σ_3 tem caimento intermediário para SWS (Figura 74).

Figura 74 – Inversão dos dados de falhas e fraturas coletados no Túnel Santa Bárbara e Parque Guinle.



Fonte: O autor, 2019.

4.3.2.3 Falha de Itaipu

Esta falha foi identificada em quatro pontos sendo possível coletar dados estruturais rúpteis de qualidade em apenas dois. A principal exposição desta falha ocorre na Rua 80 do loteamento Maravista do bairro de Itaipu na Região Oceânica de Niterói. Esta rua é perpendicular a Av. Ewerton Chavier, no trecho conhecido como Av. Central, de frente ao ponto de referência conhecido como Goiabão.

A falha deforma rochas do embasamento gnáissico que apresenta bolsões de caulinita relacionados ao processo de falhamento. Veios de calcedônia zonados de direção entre E-W e planos preenchidos por muscovita de direção NW-SE cortando o gnaisse cataclasado (Figura 75).

Figura 75 – Bolsões de caulinita e veios de calcedônia cortando o embasamento fraturado.



Fonte: O autor, 2019.

Foram identificadas microfalhas de direção NNE a N com cinemática normal cortando o embasamento, além de veios de calcedônia com mergulhos altos a intermediário e superfície de falha de direção NNE-SSW com caimento para WNW e estrias com indicação de movimento sinistral inverso e alto ângulo de caimento para a direção norte (Figura 76). Os dados utilizados para a inversão são apresentados na Tabela 6.

Tabela 6 – Dados estruturais usados para a inversão apresentada na Figura 77.

ID	Tipo	Fratura	Estria	Sentido
1	1	76/299	54/009	IS
3	1	75/300	57/006	IS
4	1	75/300	60/003	IS
5	1	71/303	54/005	IS
7	1	71/301	48/008	IS
17	4	76/234		HJ
18	4	76/234		HJ
22	1	84/223	28/136	ID
23	1	85/222	28/135	ID
24	1	85/218	04/128	ID
25	1	86/231	05/141	ID
26	1	89/099	01/189	IS
27	1	89/099	01/009	NS
28	1	89/099	01/009	NS

Fonte: O autor, 2019.

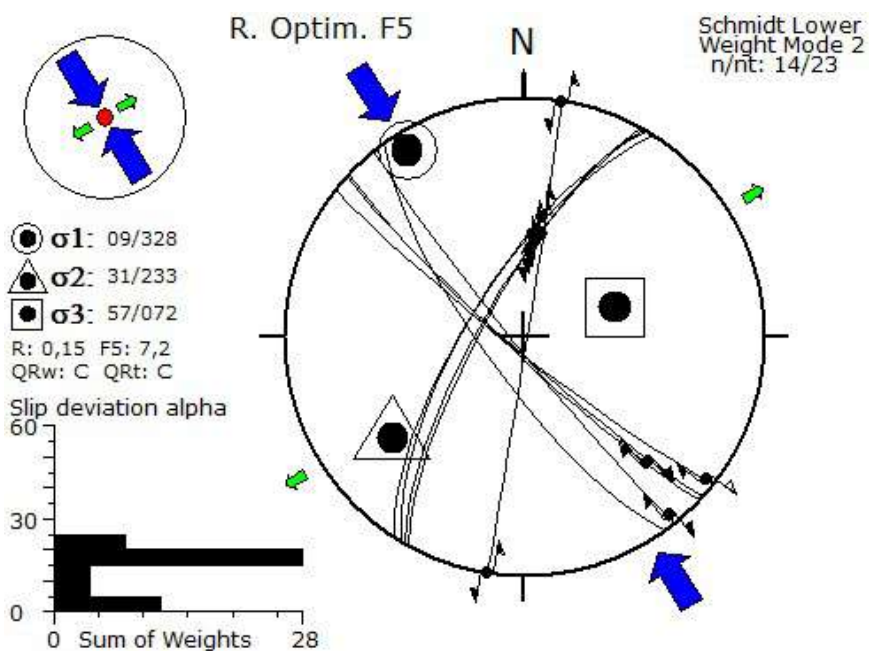
A inversão dos dados indicou que o campo de paleotensões tem $R' = 2,7$, que corresponde a Compressivo Radial. Os tensores σ_3 tem caimento intermediário para direção E-W, σ_1 próximo a horizontal com caimento para a direção NW-SE e σ_2 próximo a horizontal de direção NNE-SSW (Figura 77).

Figura 76 – Estrias sinistras reversas no plano da Falha de Itaipu



Fonte: O autor, 2019.

Figura 77 – Inversão dos dados pareados de falha estria do ponto 4.



Fonte: O autor, 2019.

A definição de falha inversa para este ponto veio inicialmente da interpretação das estrias no plano de falha NE-SW. As correlações positivas com as demais estruturas geradas atestam a interpretação.

5.3.2.4 Morro do Estado e Rua São Sebastião

É uma região intensamente fraturada onde afloram algumas brechas de tipos variados. É apresentado o mapa topográfico com a localização dos afloramentos descritos aqui com mais detalhe (Figura 78).

Figura 78 – Localização das falhas descritas no Centro de Niterói



Fonte: O autor, 2019.

Esta estrutura foi mapeada em dois pontos. Na rua São Sebastião (ponto BG 140), próximo a entrada da comunidade do Morro do Estado. E numa rua que corta a comunidade do Morro do Estado (ponto BG 148). É apresentado primeiro as deformações na Falha da Rua São Sebastião depois no Morro do Estado. No final desta seção apresento um perfil esquemático unindo os dois pontos.

A Falha da Rua São Sebastião (Figura 79) apresenta gouge de falha (Figura 80) que tem orientação preferencial de minerais de argila na direção P do movimento inverso e estruturas R oblíquas marcadas por dobramento da foliação P e quebra de grãos (Figura 81).

Figura 79 – Afloramento em corte de estrada da Falha da Rua São Sebastião



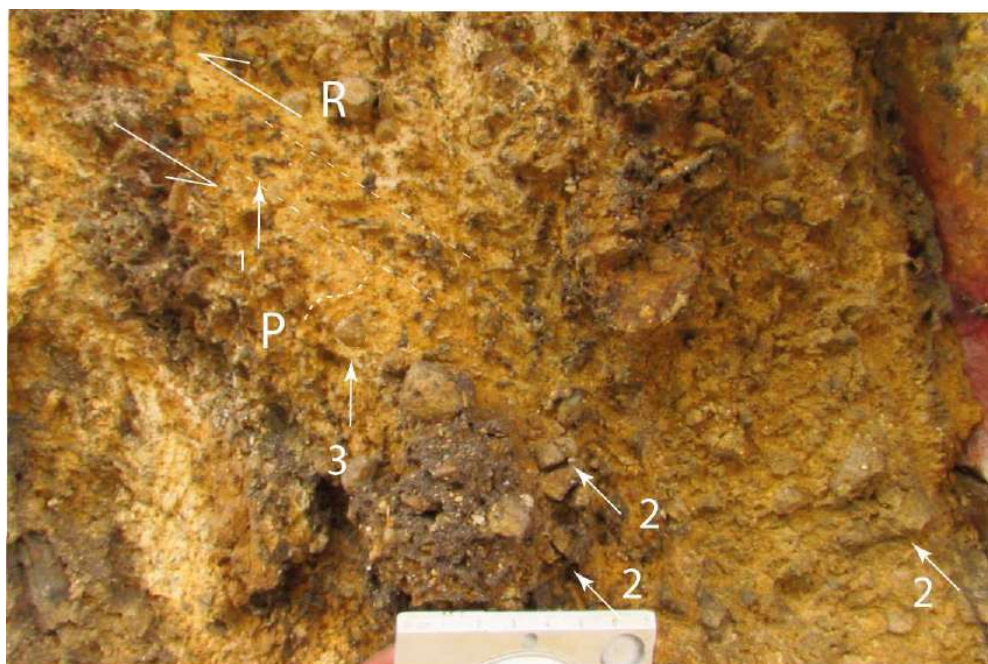
Fonte: Ferrari, 2006.

Figura 80 – Detalhe do *gouge* de falha (seta preta na Figura 79).



Fonte: O autor, 2019

Figura 81 – Estruturas observadas no *gouge* de falha da Rua São Sebastião.



Fonte: O autor, 2019. Nota: 1) Foliação P dobrada pela estrutura R; 2) grãos quebrados ao longo da zona de deformação R; 3) grão quartzo sobrevivente sendo contornado pela estrutura P.

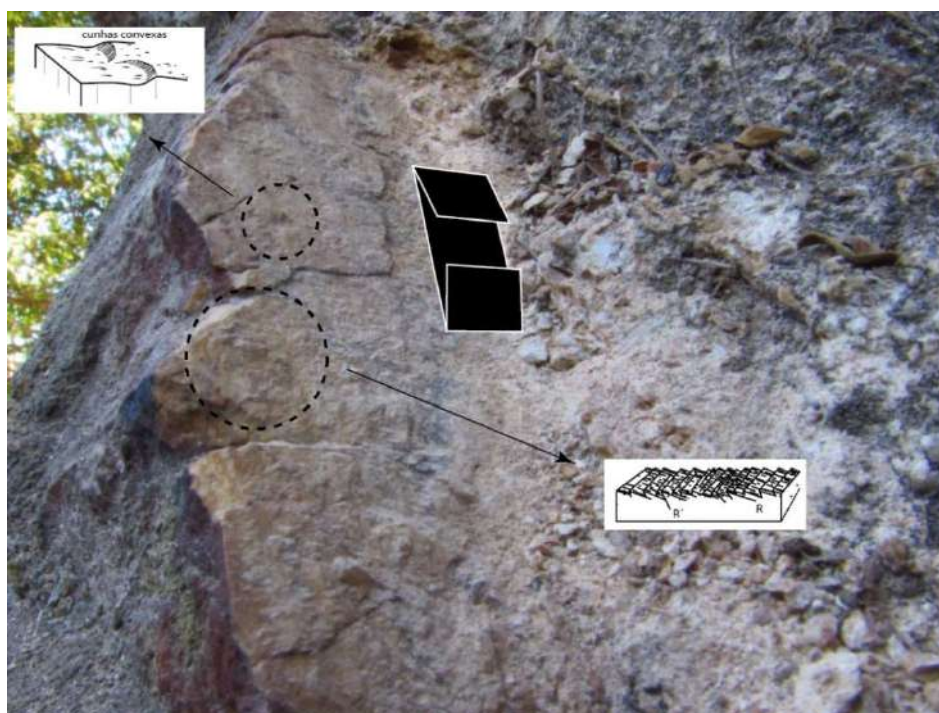
No Morro do Estado aflora falha de ângulo de mergulho intermediário para SSW (Figura 82). Apresenta movimentos normais e reversos, identificados por estrias ao longo do seu plano (Figura 83). Neste afloramento também são observadas falhas reversas opostas a direção de mergulho da falha principal (Figura 84).

Figura 82 – Afloramento em corte de estrada da Falha do Morro do Estado



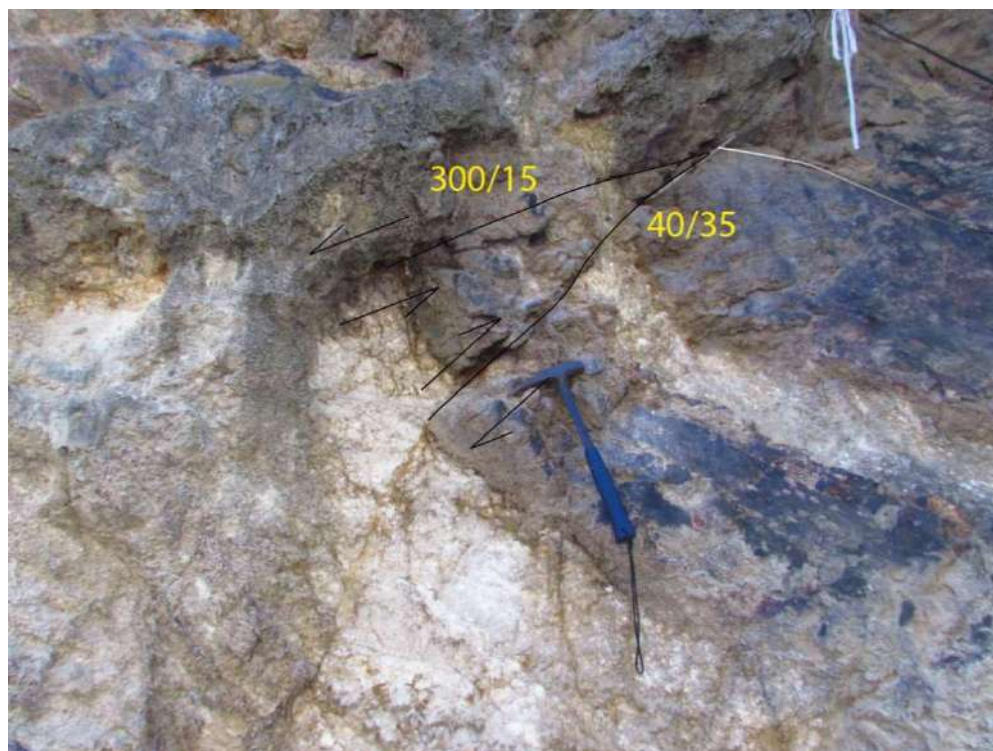
Fonte: O autor, 2019.

Figura 83 – Plano com estrias com movimento normal e inverso localizado no quadrado marcado na figura superior.



Fonte: O autor, 2019. O plano apresenta sentidos de estrias opostos, representados pelos esquemas.

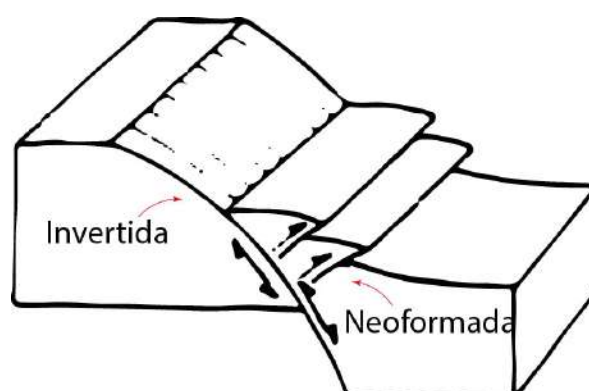
Figura 84 – Detalhe da falha inversa observada na Figura 82.



Fonte: O autor, 2019.

A explicação tectônica para tais elementos geométricos é apresentado na Figura 85. A inversão da falha normal de atitude 161/51, gera novos planos de falha de inversos.

Figura 85 – Modelo tectônico para a formação de falhas de reversas associadas às falhas reversas neoformadas.



Fonte: Modificado de Hancock (1985).

A inversão dos dados gerou dois campo de tensão distintos. A definição dos paleocampos foi feito no Wintensor (Deuvaux & Sperner, 2003). Os dados pareados de falha e

estria foram agrupados em famílias de compatibilidade. São apresentados na Tabela 7 os dados compatíveis com SHmax NE-SW e na Figura 86 a inversão dos dados.

Os planos com indicação de movimento inverso têm mergulhos altos a intermediários com *strike* principal NE-SW. As estrias tem alto ângulo de caimento tanto para NW como para SE.

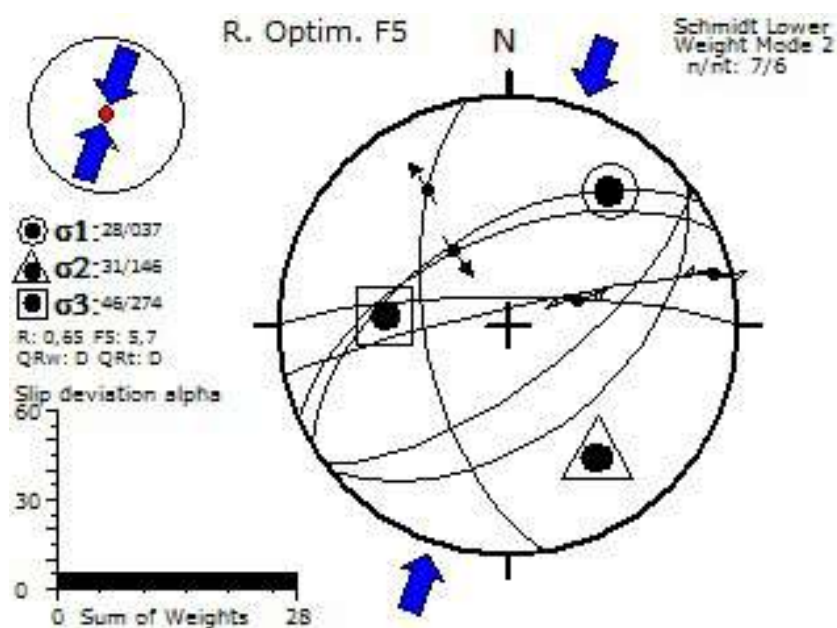
Tabela 7 – Dados utilizados para inversão, SHmax NE-SW

ID	Tipo	fratura	estria	sentido	alfa	F5
1	4	55/328		IJ	0	8,4
2	1	60/260	32/329	ND	11,3	14,2
3	1	58/336	57/324	ID	2,5	8,5
5	1	80/360	64/069	IS	16,2	19,4
6	1	84/347	09/076	IS	11,7	15,7
7	4	50/141		IJ	0	0
8	4	69/143		IJ	0	1

Fonte: O autor, 2019.

A inversão dos dados deu resultados de qualidade $QR_w=D$ e $QR_t=D$. O campo de paleotensões formador destas estruturas σ_1 oblíquo na direção NNW, σ_3 oblíquo na direção NNE e σ_2 horizontal ENE. O campo de paleotensões tem $R'=2,06$, compatível com compressão oblíqua.

Figura 86 – Campo de Paleotensões NE-SW atuante nas falhas da Rua Sebastião e Morro do Estado.



Fonte: O autor, 2019.

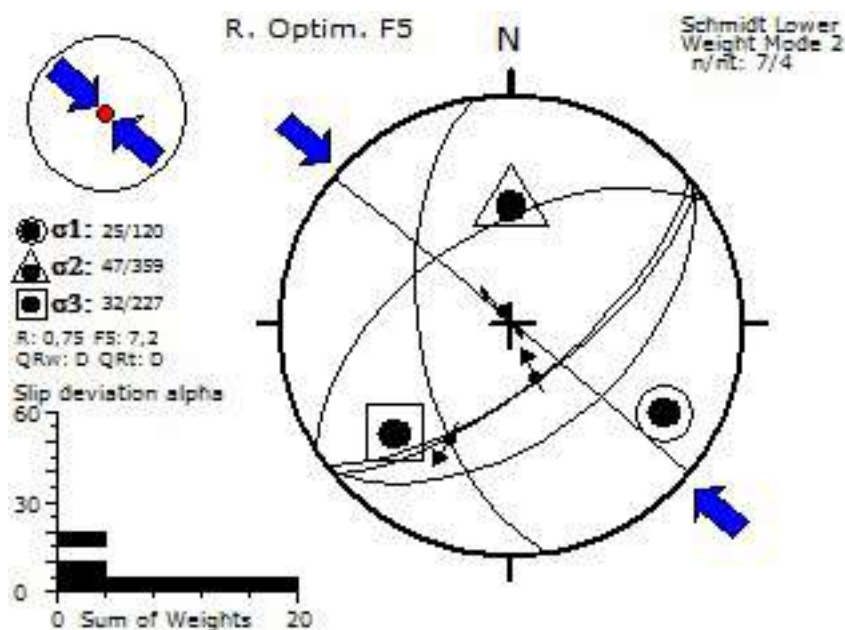
Os dados usados para a obtenção do segundo paleocampo de tensões identificado é apresentado na Tabela 8. E a inversão para o campo gerador na Figura 87.

Tabela 8 – Dados utilizados para obtenção do paleocampo de tensões NW-SE – Falha da Rua São Sebastião e Morro do Estado.

ID	Tipo	Fratura	Estria	Sentido	Alfa	F5
1	1	57/261	44/209	NS	16,2	14,1
2	4	50/141		IJ	0	5,8
3	4	69/143		IJ	0	9,8
4	1	70/140	70/156	IS	8,1	11,2
5	1	89/040	84/323	ID	0,4	0,1
6	4	55/328		IJ	0	4,8
7	4	55/328		IJ	0	4,8

Fonte: O autor, 2019.

Figura 87 – Campo de Paleotensões NW-SE atuante na falha da Rua São Sebastião e Morro do Estado.



Fonte: O autor, 2019.

Essa inversão gerou um relevo positivo alongado de direção ENE-WSW. O prolongamento desta estrutura é descrito no próximo ponto, onde rochas de textura argilosa formam um *thrust short cut* deslocando falhas silicificadas preexistentes relacionadas a formação do gráben do Guanabara.

Considerando a localização das estrias, dos dois lados da falha de empurrão preenchida por *gouge* de falha, foi interpretado que esta estrutura tenha sido formada por dois eventos, ou o mesmo campo de tensões com atuações intermitentes ao longo do tempo geológico. Falhas complexas de empurrão foram descritas como formadas em duas fases distintas, tanto na bacia de Taubaté (Riccomini, 1989) como na bacia de São José de Itaboraí (Ferrari, 2001).

4.3.2.5 Falha Bairro de Fátima

Em afloramento rochas com estruturas reliquiárias de embasamento altamente alterada no Bairro de Fátima, Niterói, uma lasca do embasamento (*thrust short cut*), desloca uma brecha silicificada (Figura 88).

As fotos apresentadas nas Figuras 89 e 90 são da borda direita desta brecha apresentada na Figura 89. Posicionam-se na porção logo abaixo do deslocamento pela falha de baixo de ângulo e na parte inferior próximo ao bico do martelo de escala, respectivamente.

Figura 88 – Falha silicificada deslocada por falha dextral de baixo ângulo.



Fonte: O autor, 2019.

A atitude desta superfície tem a mesma direção daquela que desloca as falhas silicificadas do ponto anterior, porém com menor ângulo de mergulho.

A brecha de falha apresenta alto ângulo de mergulho para SE, enquanto que a superfície de empurrão tem baixo ângulo de mergulho para NW. Foram encontrados dois planos estriados.

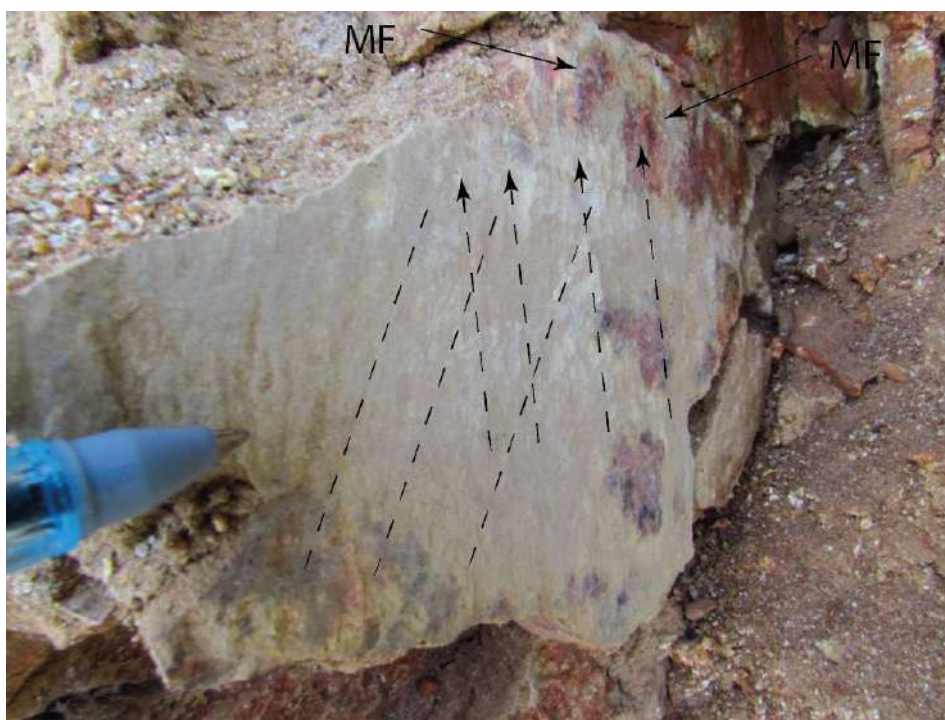
Têm ângulo de mergulho alto a intermediário para NE (Figura 92). Os dados utilizados para a inversão e obtenção do paleotensor é apresentado na Tabela 9.

Tabela 9 – Dados utilizados para o campo de paleotensões ora atuante na falha do Bairro de Fátima, Niterói.

ID	Tipo	Fratura	Estria	Sentido
1	4	15/312		IJ
2	1	85/119	65/040	ID
3	1	86/147	30/059	ID
4	1	82/119	64/046	ID
5	1	86/147	30/059	ID
6	4	59/152		DJ
7	4	15/312		IJ
8	4	84/290		DJ
9	1	85/119	65/040	ID
10	4	217/25		IJ

Fonte: O autor, 2019.

Figura 89 – Plano com duas estrias oblíquas subverticais.



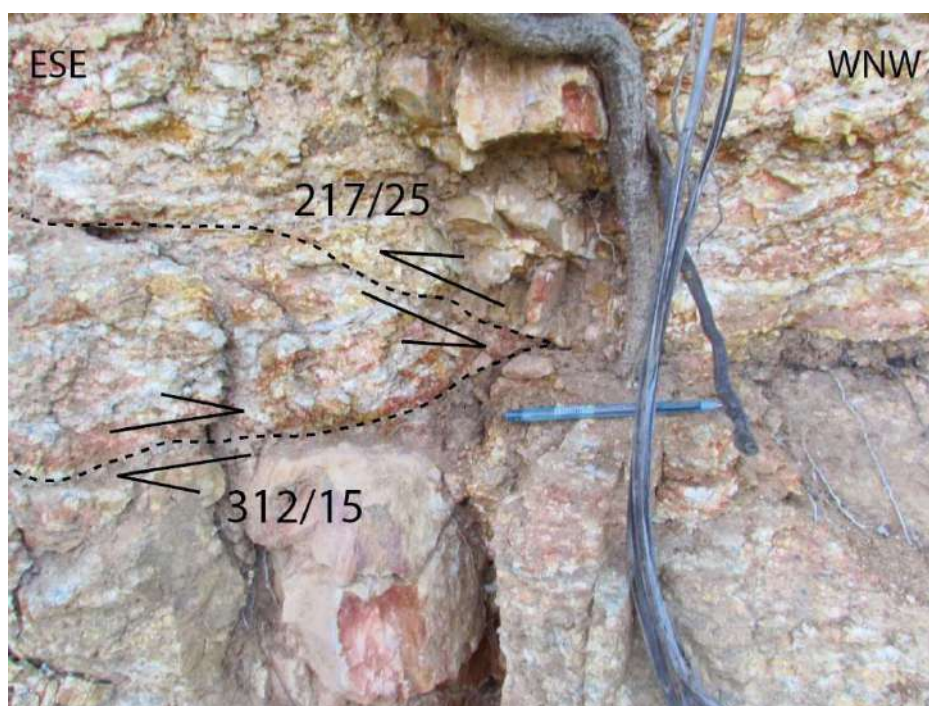
Fonte: O autor, 2019. Legenda. MF – marca de objeto com fechamento.

Figura 90 – Estrias dextrais de baixo ângulo de caimento



Fonte: O autor, 2019.

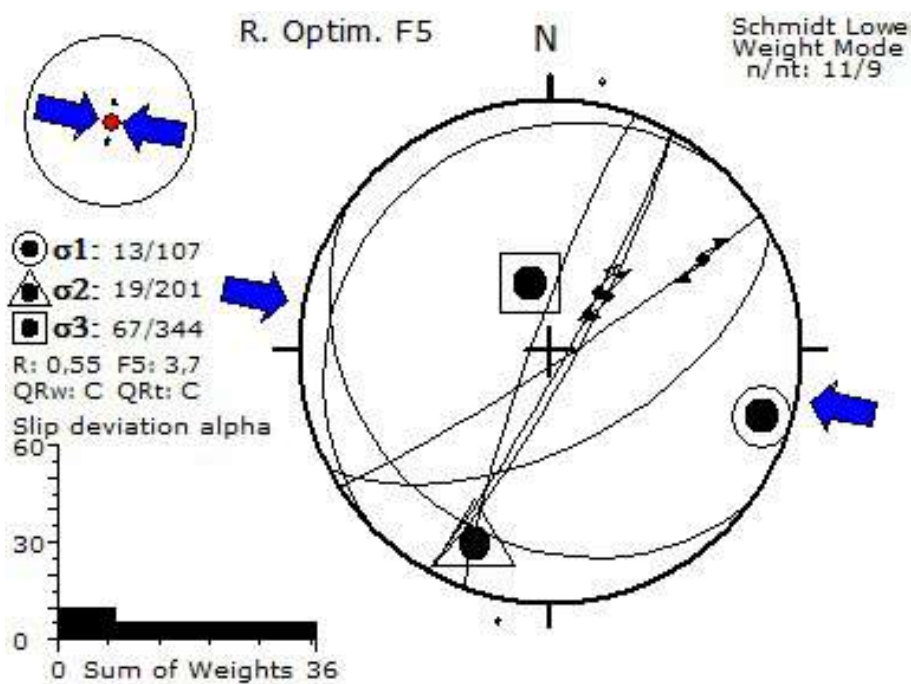
Figura 91 – Detalhe da Figura 88 mostrando a lasca do embasamento muito alterado deslocando brecha silicificada



Fonte: O autor, 2019.

A inversão dos dados (Figura 92) indica que o campo de paleotensões formador destas estruturas tem σ_1 de baixo ângulo de caimento na direção NNW, σ_3 subvertical na direção NNE e σ_2 horizontal na direção SWS. O campo de paleotensões tem $R' = 2,51$, que corresponde a Compressivo Puro.

Figura 92 – Inversão dos dados coletados no Bairro de Fátima

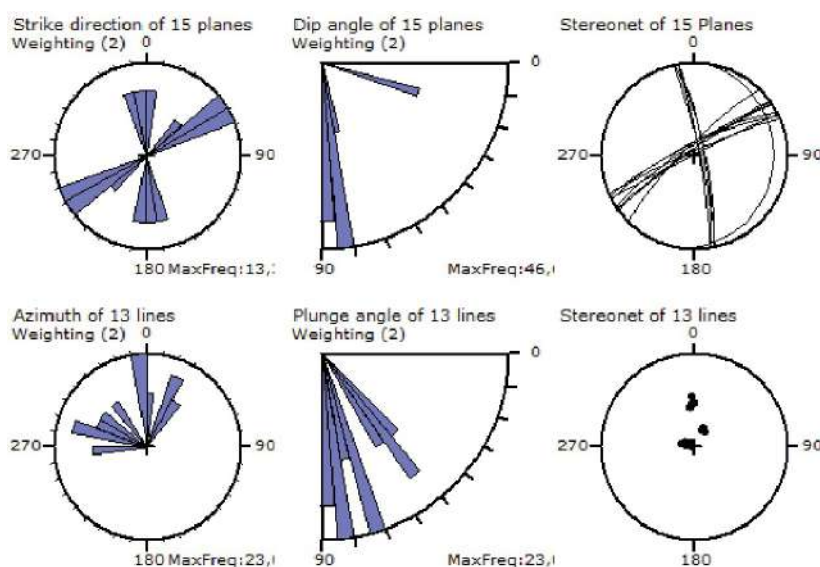


Fonte: O autor, 2019.

4.3.2.6 C&A Plaza Shopping

Em um afloramento da suíte Rio de Janeiro, em frente à saída da C&A do Plaza Shopping, foram identificadas três direções distintas (Figura 93). Plano de fratura de baixo ângulo de mergulho para ENE. E planos estriados que foram subdivididos em dois sets de falhas, NE e WNW, ambos com alto ângulo de mergulho para NW e ENE respectivamente. As estrias apresentam direção variando entre WNW a ENE com ângulo de caimento alto e intermediário respectivamente. Na Tabela 10 são apresentados os dados utilizados para o cálculo do paleotensor.

Figura 93 – Resumo dos dados C&A Niterói



Fonte: O autor, 2019.

Tabela 10 – Dados estruturais coletados na Falha do Leblon

ID	TIPO	FRATURA	ESTRIA	SENTIDO
1	1	84/324	82/283	ID
2	1	81/327	78/286	ID
3	1	85/326	85/322	ID
4	1	86/336	84/291	ID
5	1	89/333	88/269	ID
6	1	81/080	51/001	NS
7	1	85/080	52/357	NS
8	1	80/078	45/358	NS
9	1	84/077	55/355	NS
10	1	81/315	81/302	ID
11	1	80/334	74/024	IS
12	1	85/325	74/038	IS
13	1	79/332	71/027	IS
17	4	15/097		IJ

Fonte: O autor: 2019.

Nas Figuras 94 e 95 são apresentados fotos do mesmo plano de falha. O plano de falha apresenta estrias que cinemática reversa de formação, enquanto que o plano perpendicular apresenta estruturas R relacionadas ao movimento. A cinemática foi inferida a partir dos indicadores BS (*bruised steps*) com fraturas R associadas e MF (marca de objeto com fechamento).

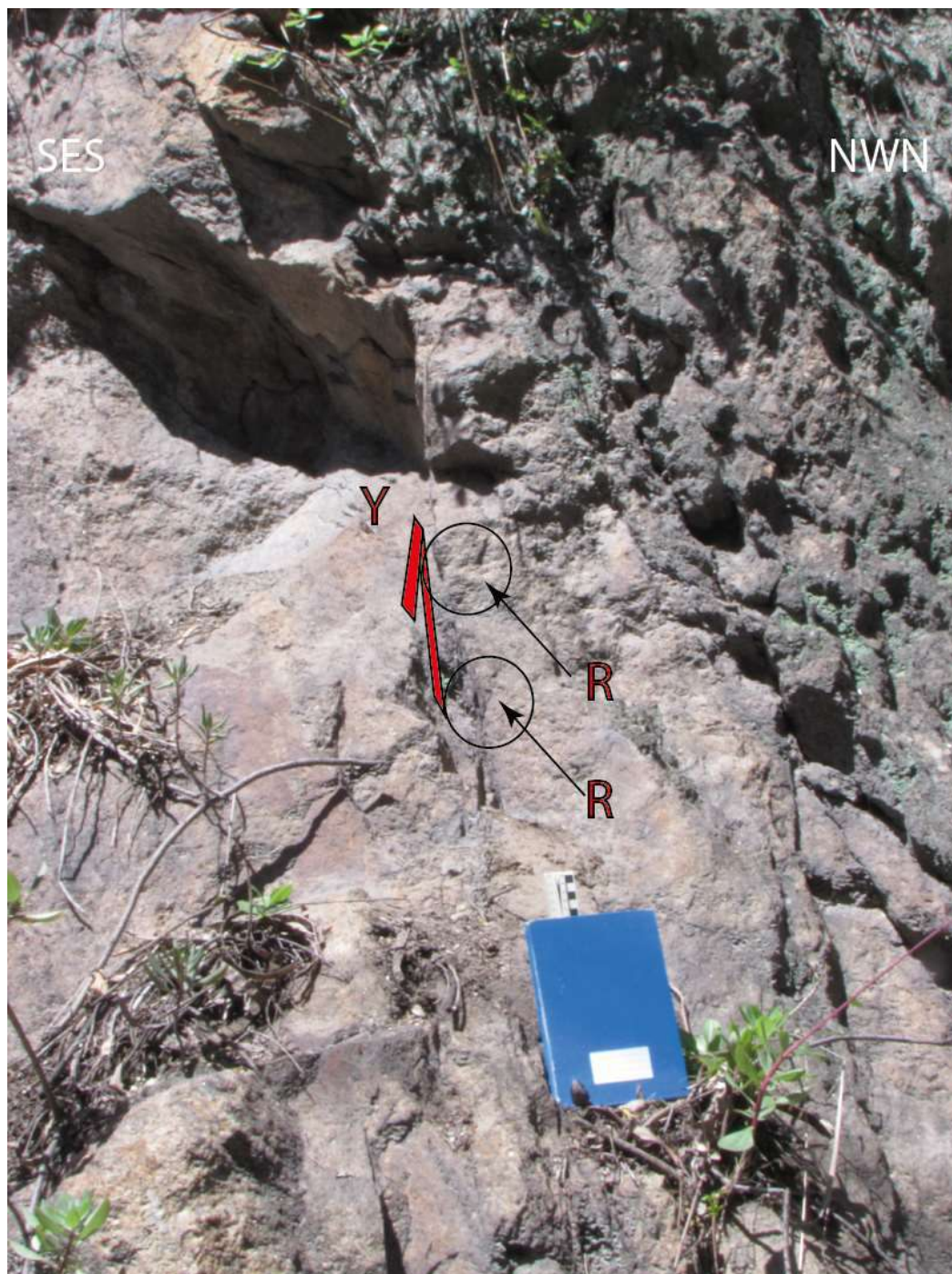
Figura 94 – Plano de falha com movimentação reversa.



Fonte: O autor, 2019.

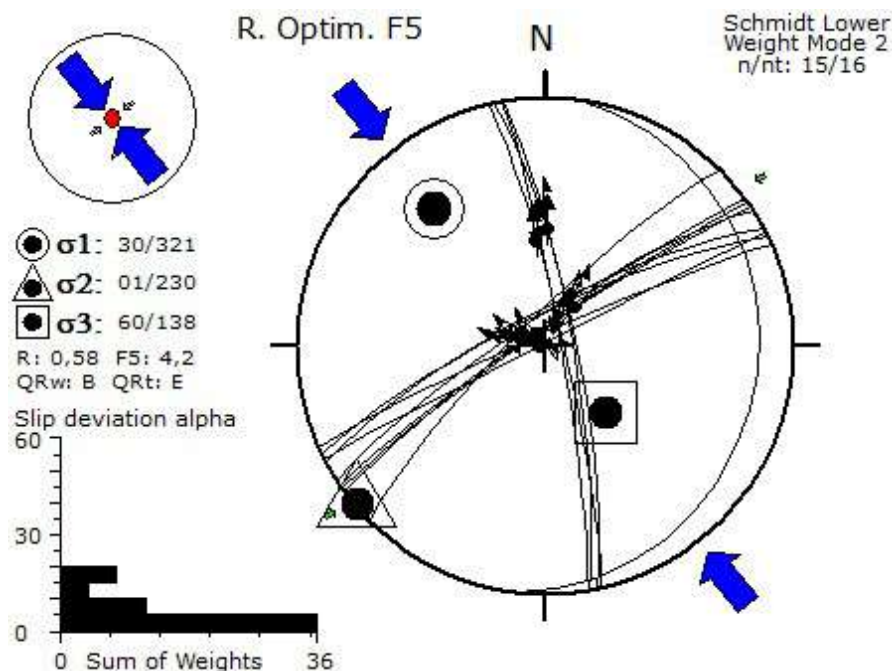
A inversão dos dados indica um paleocampo compressivo puro ($R'=2,36$) e SH_{max} de direção NW-SE para a formação deste conjunto. σ_1 tem ângulo de caimento intermediário para a direção NW, σ_2 é horizontal e posicionado na direção SW e, σ_3 tem caimento intermediário para a direção SE (Figura 96).

Figura 95 – Vista lateral da falha inversa da Figura anterior enfatizando as fraturas oblíquas R



Fonte: O autor, 2019.

Figura 96 – Inversão dos dados coletados em frente a C&A. Compressivo Puro com SHmax NW-SE



Fonte: O autor, 2019.

4.3.2.7 Conclusões parciais

As falhas silicificadas com cinemática dextral apresentam preenchimento de caulim neoformado que ocorrem como veios ou bolsões, em alguns casos foi possível identificar veios de muscovita. Estas observações foram interpretadas como que estas falhas foram formadas ou reativadas em profundidade de aproximadamente 3 km, onde há percolação de água.

A direção destas falhas segue o *trend* WNW-ESE da zona de Falha de Rio Bonito. Maiores detalhes e correlações entre as falhas serão apresentados na discussão.

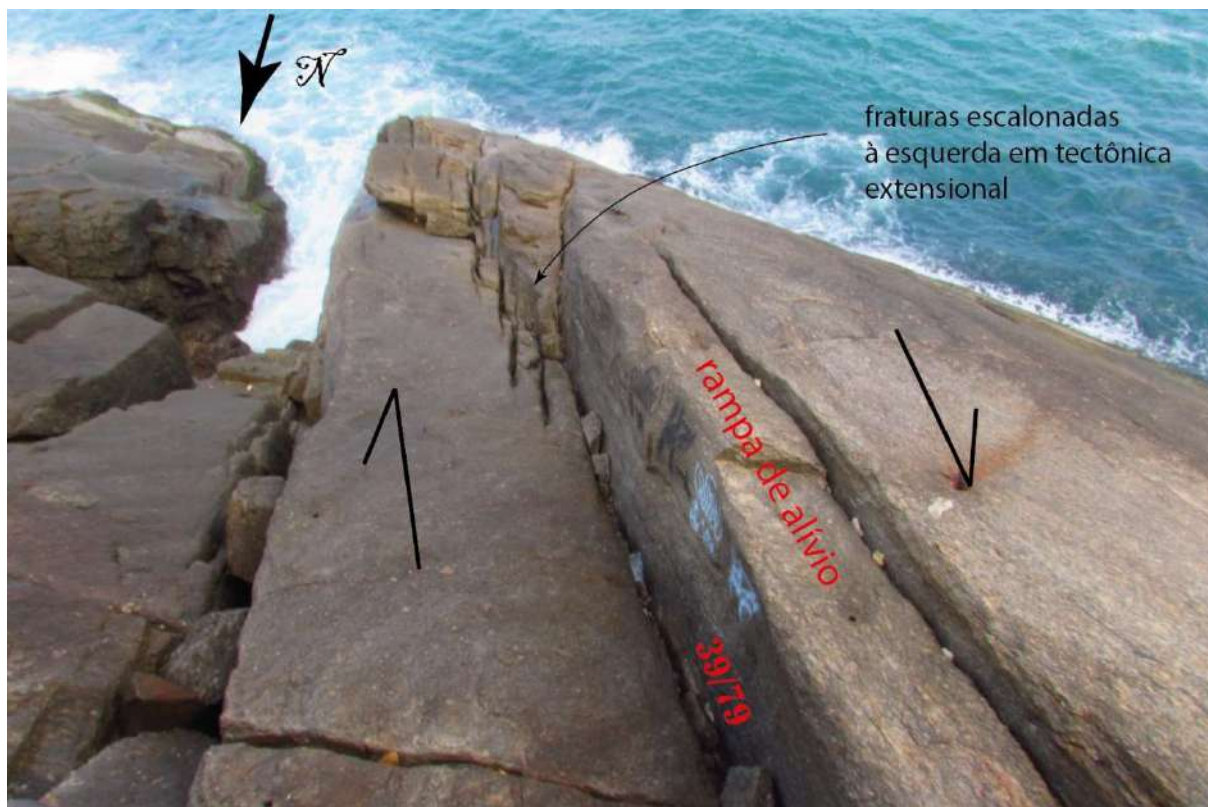
4.3.3 Zonas de fraturas NW a NNW

Estas estruturas se caracterizam principalmente por fraturas, onde a indicação de movimentação foi inferida a partir de critérios morfológicos de fratura. Ocorre principalmente nos costões rochosos litorâneos da Pedra do Arpoador, Leblon e Piratininga. A caracterização da cinemática mais confiável foi feito no costão do Leblon.

4.3.3.1 Costão do Leblon

Localizado no início da ciclovia Tim Maia, este costão apresenta-se intensamente fraturado. Família de fraturas de direção NW-SE *en-echelon* associadas a uma rampa de alívio de mesma direção. Esta combinação de fraturas escalonadas a esquerda formadas em ambiente distensivo indica movimentação dextral (Figura 97).

Figura 97 – Set de fraturas NW escalonadas a esquerda e rampa de alívio de mesma direção



Fonte: O autor, 2019.

As fraturas perpendiculares a rampa de alívio apresentam movimentação dextral (Figura 98).

Figura 98 – Plano de direção NE-SW com estrias de cinemática destal



Fonte: O autor, 2019.

Na propagação destas estruturas, no corte de estrada acima do costão, aflora uma falha inversa de mesma direção deslocando nível cataclasado do embasamento (Figura 99).

Figura 99 – Falha inversa deslocando nível cataclasado do embasamento



Fonte: O autor, 2019.

A interpretação para este conjunto é de uma falha em tesoura. Onde ao longo do seu *strike* há indicação de movimentações normais e reversas.

Este sistema de fraturas forma um corredor de deformação de escala métrica a decamétrica com projeção ao Morro Dois Irmãos (Figura 100). Para interpretação geodinâmica desta estrutura, as fraturas foram plotadas como pares conjugados (Tabela 11). O programa wintensor (Deuvaux & Sperner, 2003) gera valores de estrias virtuais para gerar o modelo, assim como o sentido de movimentação. Os dados utilizados e as estrias geradas estão apresentadas na Tabela 12. A entrada dos dados no programa respeita parâmetros geométricos impostos por ele, que diz que o ângulo entre as fraturas deve ser entre 30 e 65°. A interação entre os respectivos pares conjugados deve encaixar dentro do mesmo modelo geodinâmico, que é refletido nos valores de qualidade do dado QRw, QRt e ângulo de desvio teórico das estrias.

Tabela 11 – Dados utilizados para interpretação da estrutura em flor do Leblon

par	fratura	estria	sentido
2-a	89/220	04/130	NS
2-b	89/009	04/099	ND
3-a	89/037	78/312	NS
3-b	20/180	16/220	ND
4-a	89/218	45/307	IS
4-b	65/191	34/262	ND
5-a	89/019	15/109	ND
5-b	83/230	13/142	NS

Nota: As medidas estão plotadas como ângulo de mergulho/direção de mergulho.

Legenda: NS – normal sinistral; ND – normal destal; IS – inverso sinistral.

Fonte: O autor, 2019.

Figura 100 – Corredor de fraturas de direção NW-SE

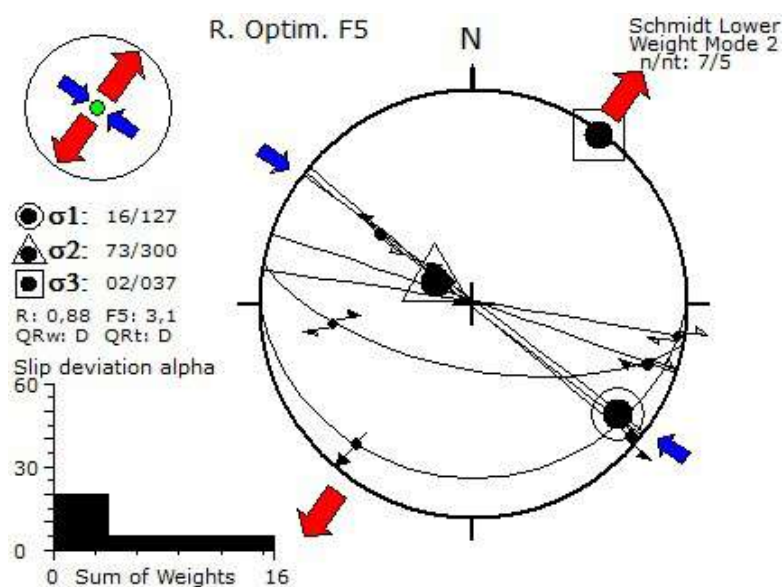


Nota: Ao fundo Morro Dois Irmãos. Mochila de escala no meio da foto.

Fonte: O autor, 2019

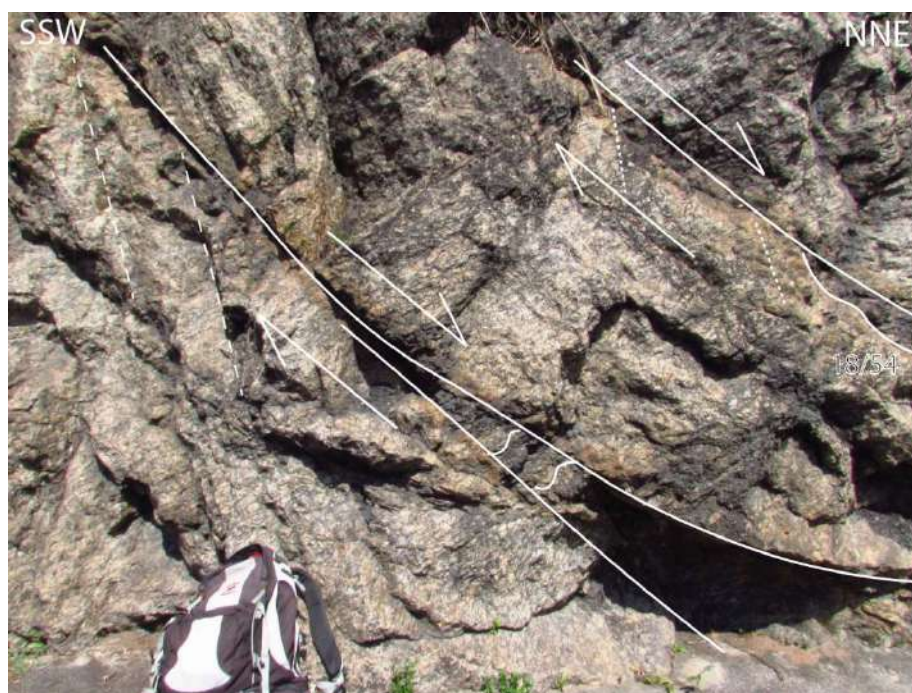
A inversão dos dados gerou resultados aceitáveis ($QR_w=D$ e $QR_t=D$). σ_1 horizontal NW-SE, σ_2 vertical e σ_3 horizontal NE-SW. $R' = 0,92$ (extensional *strike slip* (Figura 101).

Figura 101 – Inversão dos dados de fraturas coletados no costão do Leblon.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 102 – Falha normal com mergulho interdiário para NNE.



Fonte: O autor, 2019.

A falha normal interpretada na Figura 98 também afeta o corte da Niemayer próximo ao mirante do Leblon. São planos de mergulho intermediário para norte, onde o movimento normal foi identificado por fraturas obliquas (Figura 102).

No interior destas estruturas a rocha está cataclasada. Na rocha encaixante há percolação de fluidos oxidantes por entre fraturas de abertura milimétrica perpendiculares a estrutura de cunha e paralelos a foliação da encaixante.

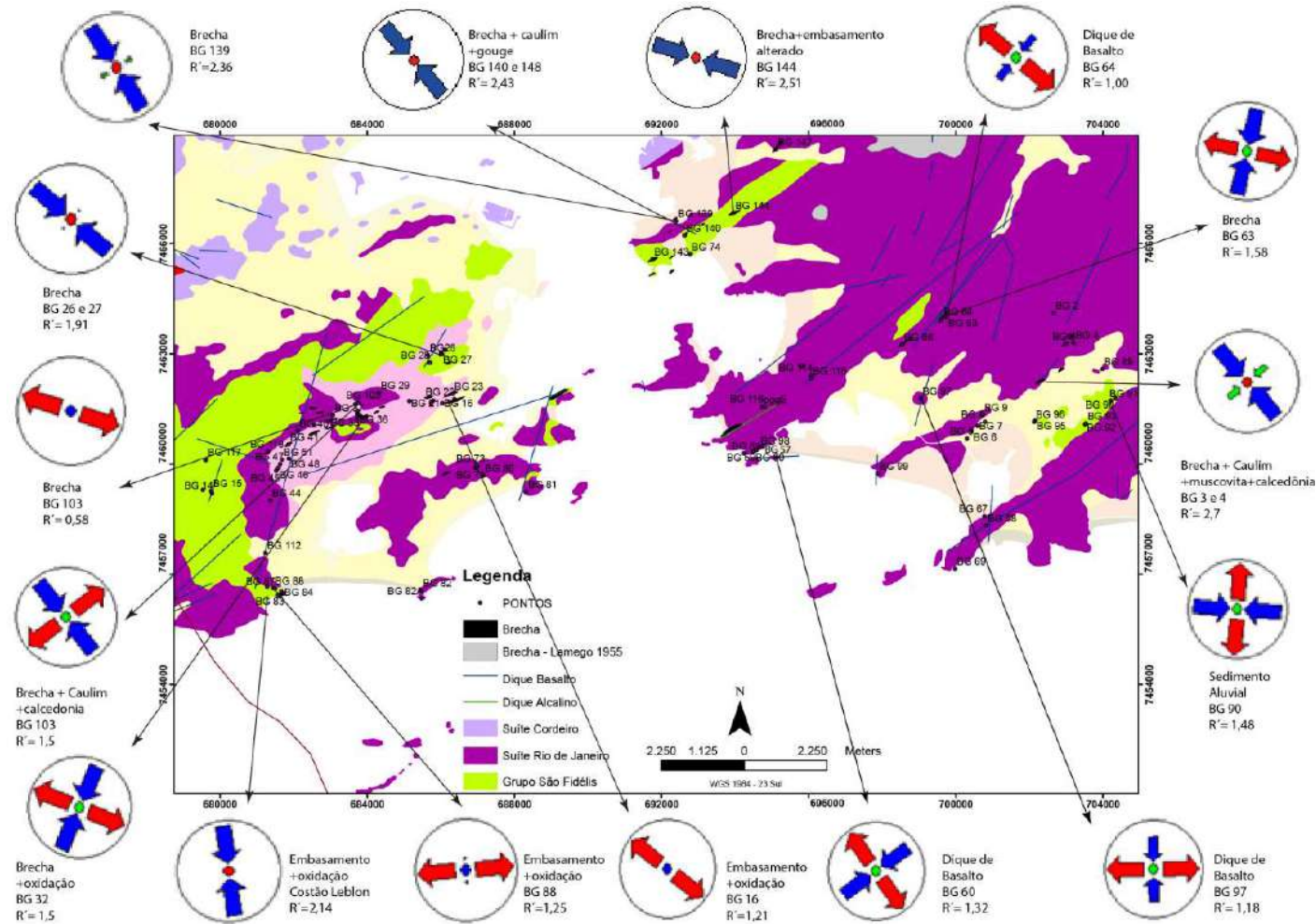
4.3.3.2 Conclusões parciais

A deformação imposta pelo campo de paleotensões de SHmax NW-SE gerou zonas de fratura em flor NW, fraturas de baixo ângulo ortogonais que evoluem para falhas normais.

5 DISCUSSÕES

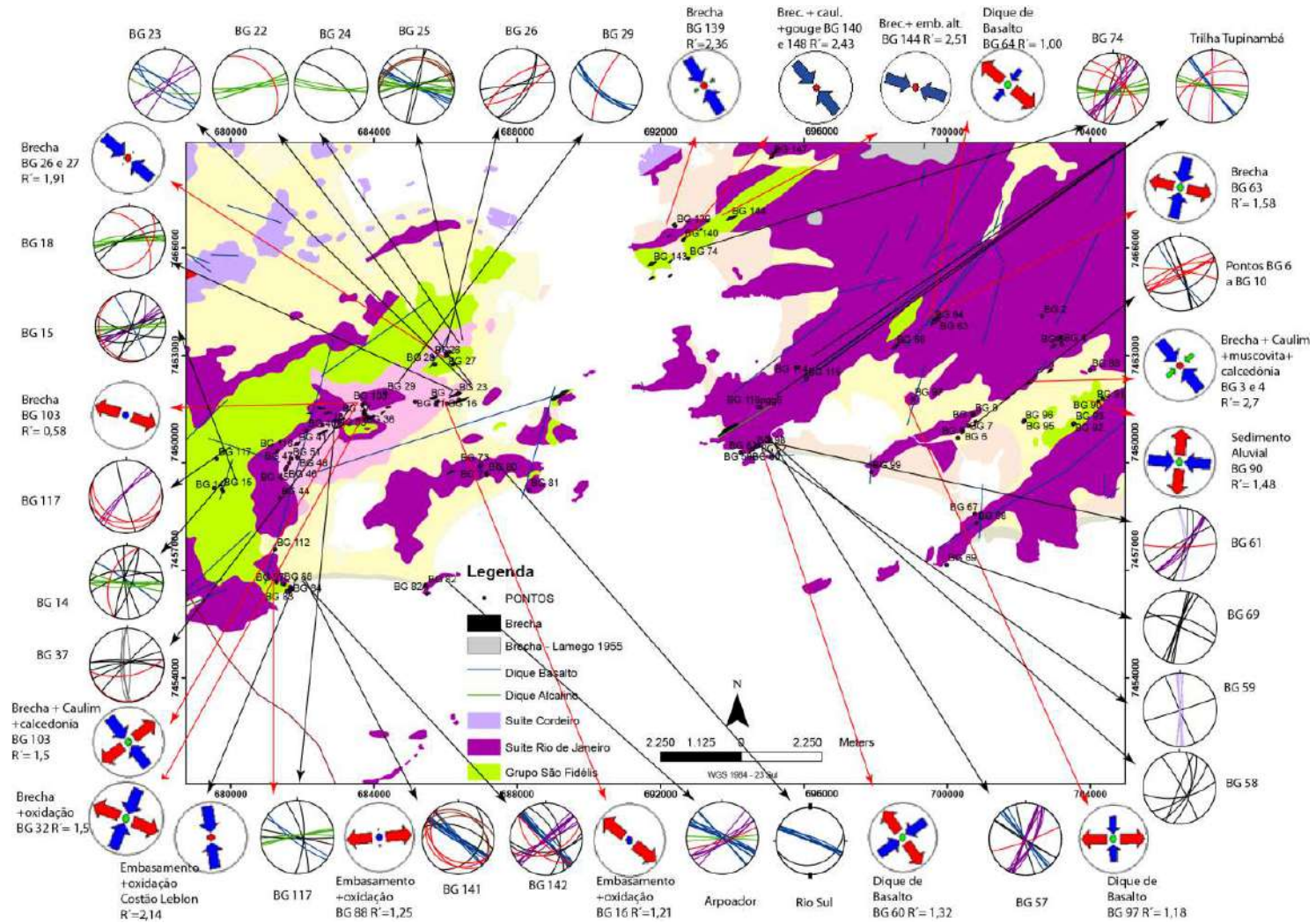
Este estudo abordou o fraturamento que afeta rochas do embasamento, brechas silicificadas, diques de basalto e sedimentos aluviais. A seguir são apresentados uma série de mapas síntese das paleotensões identificadas a partir da análise de falhas e fraturas na área de estudo (Figuras 103, 104, 105 , 106 e 107).

Figura 103 – Mapa síntese com os dados obtidos em falhas com estrias e fraturas com cinemática inferida



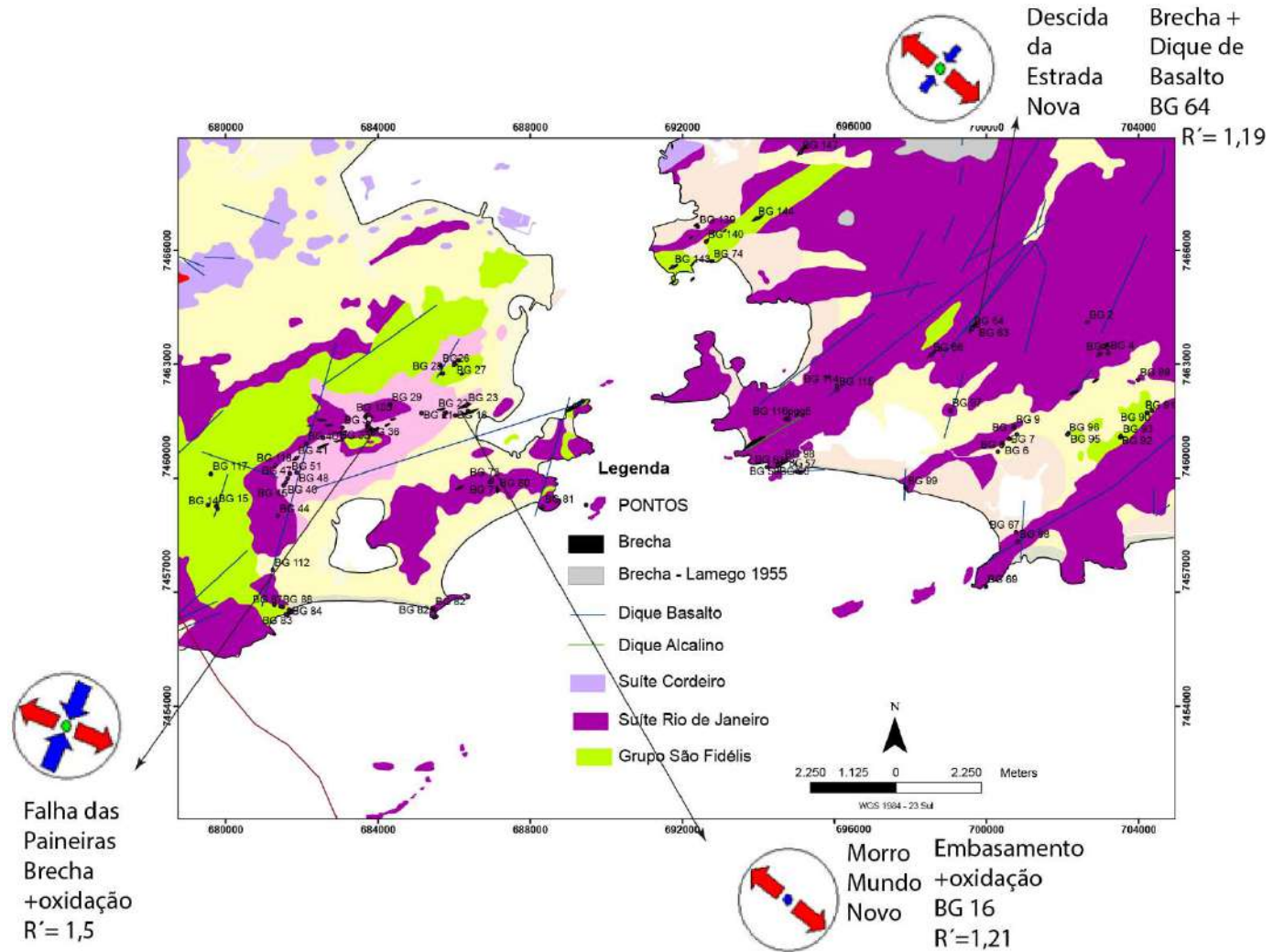
Fonte: O autor, 2019.

Figura 104 – Mapa síntese das estruturas mapeadas



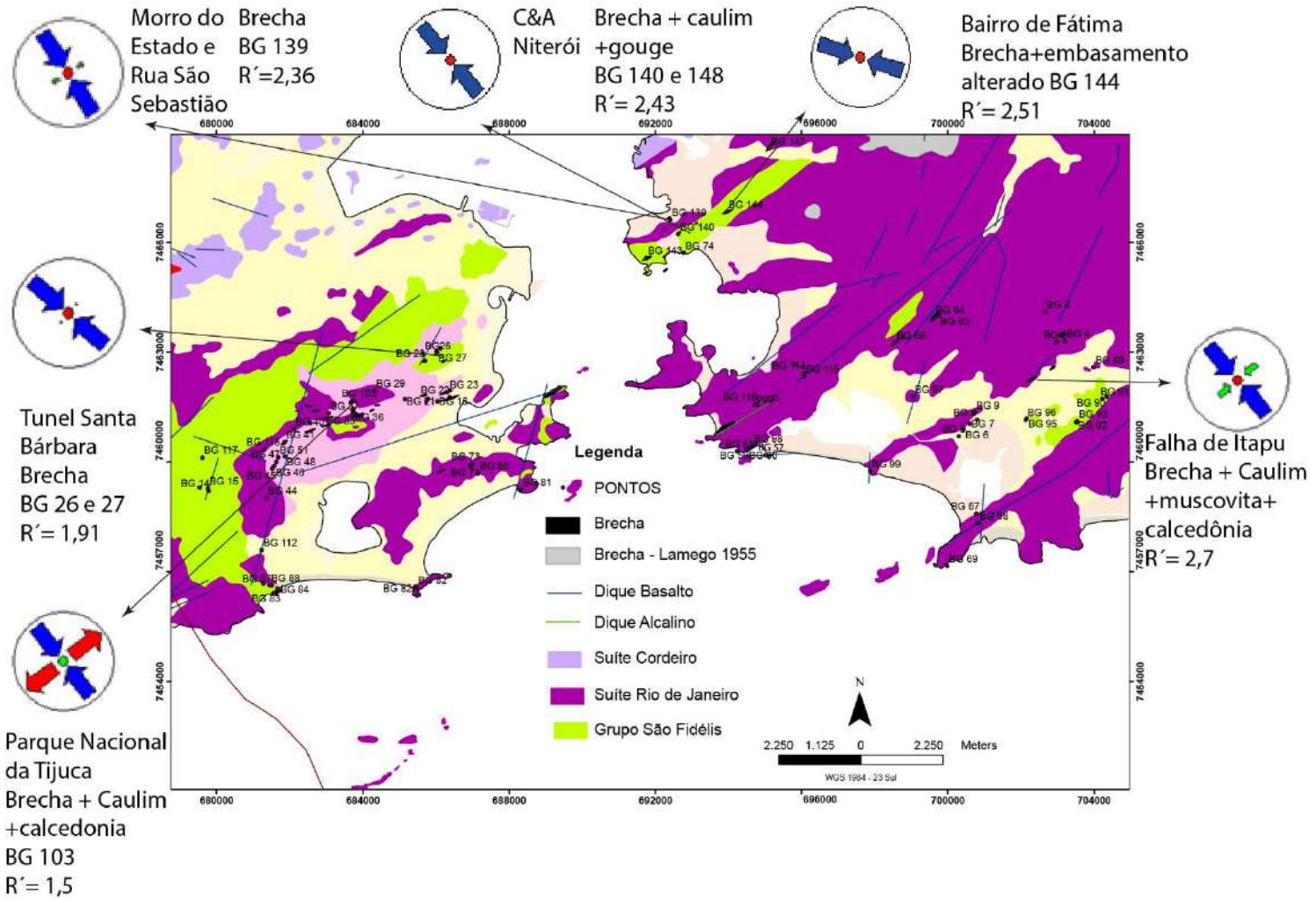
Fonte: O autor, 2019.

Figura 105 – Mapa síntese das falhas sinistras.



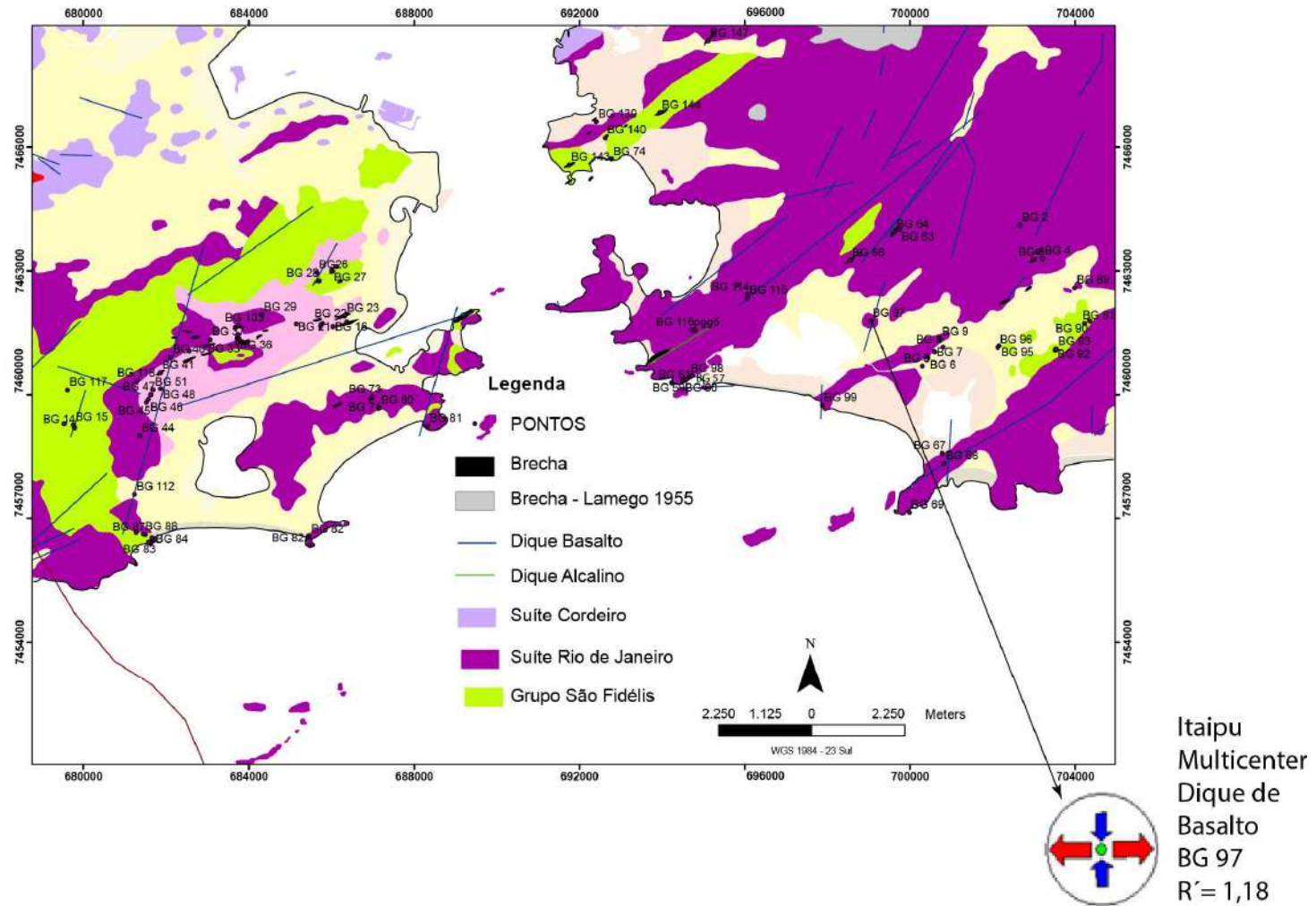
Fonte: O autor, 2019.

Figura 106 – Mapa síntese das falhas destras



Fonte: O autor, 2019.

Figura 107 – Mapa síntese das falhas formadas por extensão E-W



Fonte: O autor, 2019.

5.1 Quanto cinemática das falhas destrais X falhas sinistrais e produtos de alteração relacionados.

É proposto que haja cinemáticas distintas com base nos critérios dos indicadores rúpteis identificados e nos produtos da alteração hidrotermal no embasamento afetado pela falha. As falhas sinistrais apresentam essencialmente, em seu plano de falha, percolação de fluidos oxidantes. Em algumas destas falhas foram encontrados estrias impressas em calcita.

Outra característica importante é a proximidade das falhas sinistrais é a proximidade com diques de basalto. Esta relação se dá em escala de afloramento e é pode ser observada no ponto da Descida da Estrada Nova, Região Oceânica de Niterói.

Em todas as falhas destrais com estrias com ângulo de mergulho baixo a intermediário, essas já apresentando componente reverso, mapeadas há percolação de caulim neoformados. Em alguns casos formando bolsões, como na falha de Itaipu e na falha fora do Parque Nacional da Tijuca, onde foram encontrados indicadores cinemáticos rúpteis em um plano preenchido por caulim.

Ou seja, segundo interpretação feita, o envolvimento de fluidos hidrotermais para formação das falhas destrais foi mais importante. O que pode ser traduzido por alta pressão de fluidos, que é um dos condicionantes para formação de falhas inversas com alto ângulo de mergulho (Bonini *et al.*, 2012), ao qual este sistema de falhas dextrais está relacionado.

5.2 Quanto ao controle das estruturas pretéritas na formação de falhas

As fraturas que afetam o embasamento apresentam controle parcial da foliação. Contudo, em regiões afloramentos onde ocorrem dobras suaves do acamamento relacionadas às deformações dúctil-rúpteis das fases finais do orógeno, foi reconhecido controle destas estruturas nas falhas rúpteis cenozoicas ali presentes. Exemplos podem ser verificados no centro

de Niterói, onde dobras são reativadas formando lascas tectônicas de baixo ângulo de mergulho, relacionadas a falhas inversas de alto ângulo de mergulho.

Essa relação também foi verificada no afloramento do costão do Leblon. Neste local os flancos da dobra são reativados formando fraturas de baixo ângulo de mergulho compressionais. A cinemática destas fraturas foi inferida pela presença de estruturas de escape de fluido relacionadas a ambientes compressionais de alta pressão de fluidos. Em ambos os casos o paleocampo de tensões atuante para formar as estruturas foi transtensional NW-SE a NNW-SSE.

Considerando as observações apresentadas, é proposto que as fases de caráter dúctil-rúptil de compartimentação do orógeno apresentam maior compatibilidade quanto ao paralelismo com as estruturas rúpteis de compartimentação do Gráben da Guanabara.

5.3 As zonas de fraturas NW-SE

As relações de campo indicam que as fraturas NW-SE são destrais distensivas e foram formadas ou reativadas por um paleocampo de tensões de SHmax NW-SE. Regionalmente esta direção é bem caracterizada na região de Nova Friburgo (Tupinambá, 2012). Trata-se de um corredor de falhas transtensionais destrais de direção NW-SE a NNW-SSE que se prolonga desde o Rio Paraíba do Sul até o Alto de Rio Bonito.

Na região noroeste do Gráben da Guanabara ocorre uma zona de transtensão que passa pelo Gráben de Santana (Gontijo *et al.*, 2010) e se projeta na falha de borda do Gráben da Guanabara pela Falha do Rio Iguaçu (Valeriano *et al.*, 2012).

A Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1983) desloca contatos de rochas pré-cambrianas e sedimentos da Bacia de Volta Redonda. Na referida bacia falhas de direção NW-SE são as mais frequentes e foram formadas pelo evento de SHmax NW-SE neogênico.

5.4 Quanto às reativações observadas nos diques de diabásio

Foram visitados dois afloramentos com presença de dique de diabásio. O dique da descida da cachoeira em direção à região oceânica de Niterói tem direção NE-SW, e não mais do que 20 metros de espessura, aflora uma brecha silicificada com deformação dútil controlada por paleocampo de tensões de mesma direção. Neste caso a deformação do dique de basalto tem a idade da formação da brecha silicificada. Por isso os dados do dique e da brecha foram tratados em conjunto gerando resultados satisfatórios para um campo de paleotensões de SHmax NE-SW.

Em um corte de direção ESSE-WNW de um dique de direção NNE, foi identificado um conjunto de fraturas interpretadas como pares conjugados. Em algumas das fraturas NNW foi identificado estrias dextrais. O paleocampo de tensões deformador foi interpretado como uma extensão E-W.

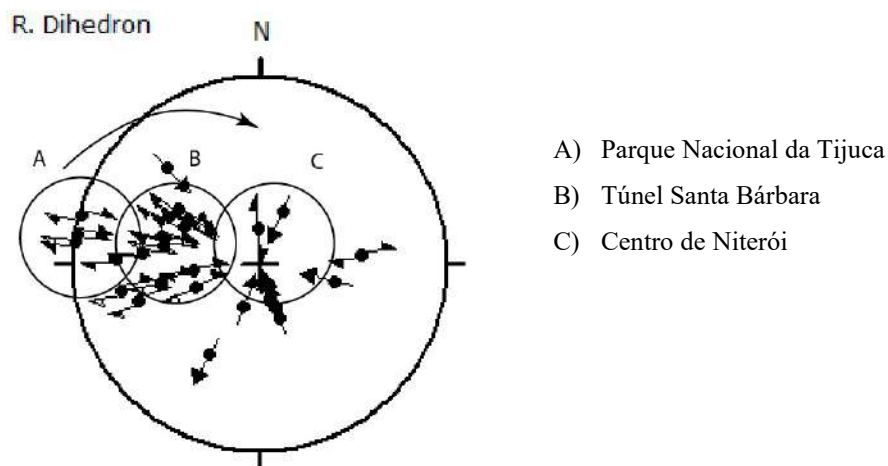
5.5 Quanto ao modo de formação das falhas inversas observadas

A seção com maior representatividade destas falhas inversas foi descrito no centro de Niterói, onde foram observadas falhas com preenchimento de *gouge* de falha com alto ângulo de mergulho e falhas de mergulho intermediário para a direção oposta. Esta configuração de falhas reversas foi interpretada como que a falha preenchida por *gouge* é reativação de falhas normais pretéritas relacionadas à formação do Gráben da Guanabara. Já as falhas de mergulho intermediário para o lado oposto como sendo sintectônicas ao evento transpressivo de inversão.

Este evento compressivo gera falhas dextrais a reversas ao longo dos afloramentos estudados na região metropolitana do Rio de Janeiro. Há uma clara variação do ângulo de

caimento das estrias. Na Figura 108 é apresentado um estereograma onde estão plotadas somente as estrias mapeadas nestas falhas.

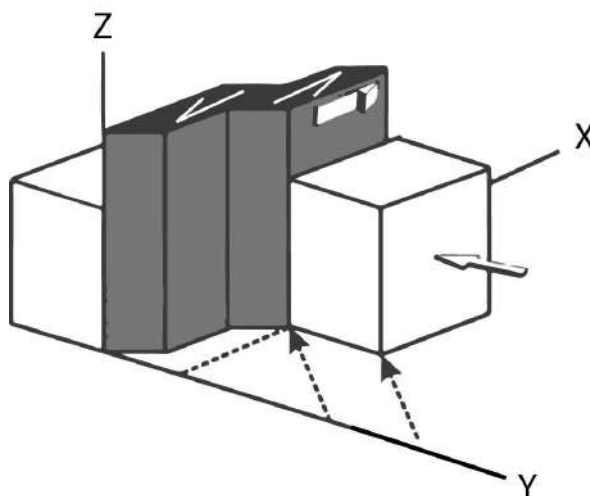
Figura 108 – Estereograma apresentando as estrias mapeadas nas falhas destras a reversas



Fonte: O autor, 2019.

No Parque Nacional da Tijuca, as estrias destras tem baixo ângulo de caimento, enquanto que no túnel Santa Bárbara e Centro de Niterói, apresentam caimento intermediário e alto, respectivamente (Figura 108). Esta variação do ângulo de caimento das estrias ao longo das falhas pode ser traduzida como partição da deformação. Considerando o resultado da inversão feita no wintensor (Deulvaux & Sperner, 2003), é proposto que estas falhas foram formadas em regime transpressivo com partição da deformação.

Figura 109 – Transpressão com partição da deformação.



Fonte: Adaptado de Dewey *et al.*, 1998.

É interpretado que houve atuação do campo de paleotensões de SHmax NE-SW miocênico no início das deformações transpressivas, gerando estrias sinistras em brecha tectônica argilificada. A pouca representatividade deste dado significa que o tempo de atuação foi curto, corroborando com as interpretações regionais, como nas bacias de Itaboraí e Taubaté, onde houve pulsos distintos de formação de falhas inversas e altos estruturais.

5.6 Quanto à reativação das falhas relacionadas à zona de falha de Rio Bonito na sua projeção para região metropolitana do Rio de Janeiro

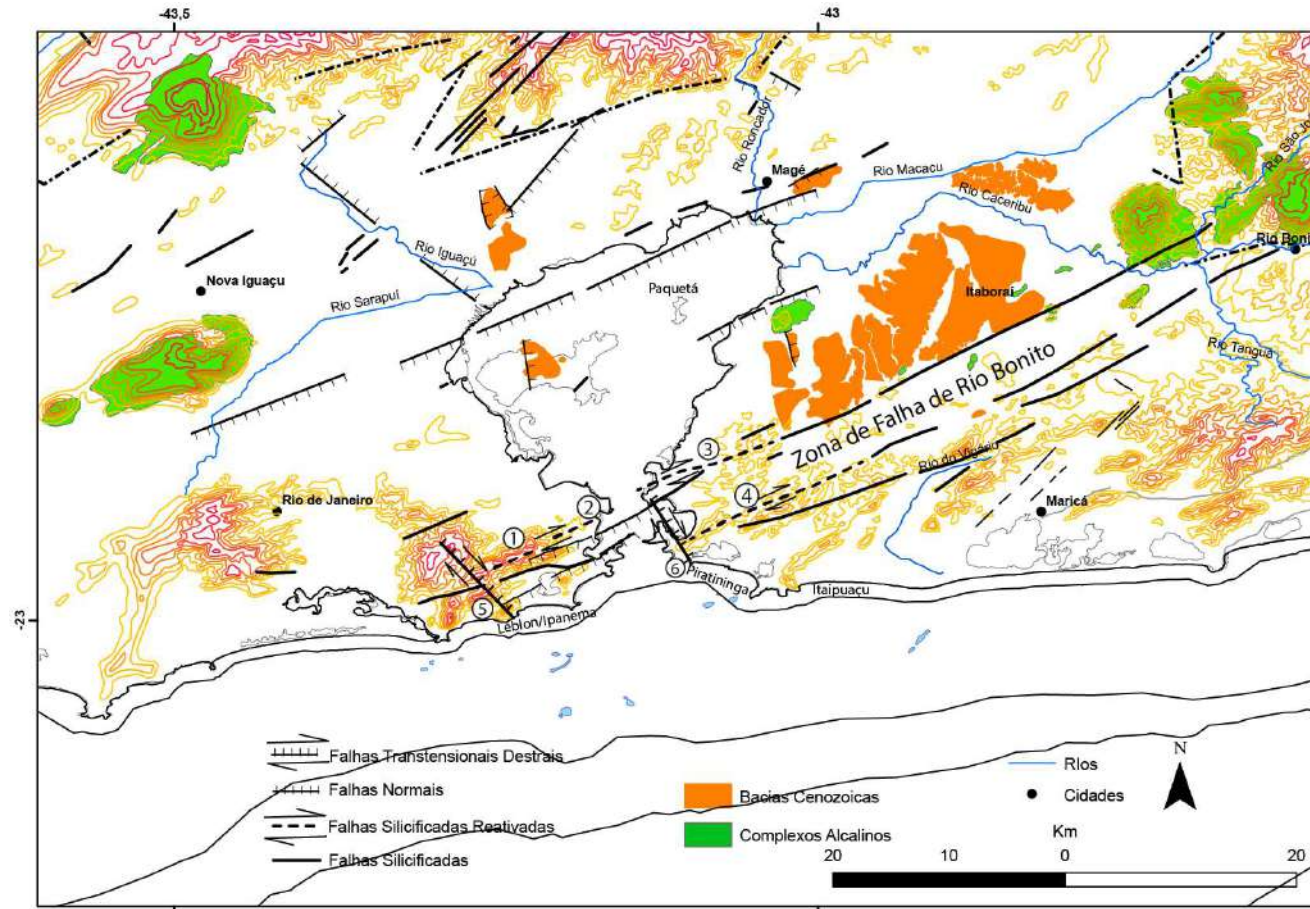
Nas brechas silicificadas foram identificados três campos de tensão. Compressão NE-SW, extensão NE-SW e Compressão NW-SE. A compressão NE-SW foi identificada em planos de falhas com sinais de percolação de fluidos oxidantes. Em uma brecha no Parque Nacional da Tijuca esses fluidos formam veios conjugados com configuração romboédrica. Este evento gerou estrias sub-horizontais no embasamento. Por conta destes motivos foi interpretado que esse paleocampo de tensões foi o primeiro a formar as falhas silicificadas.

A compressão NW-SE gerou falhas de alto ângulo de mergulho ENE-WSW com estrias verticais a destras, a falhas reversas de mergulho intermediário a baixo. As falhas de caráter reverso foram observadas desde o afloramento próximo ao túnel Santa Bárbara até Itaipu. Advoga-se aqui que as falhas relacionadas à projeção da zona de falha de Rio Bonito foram invertidas pelo evento transpressional destal NW-SE a NNW-SSE (Figura 110).

Nas intrusões alcalinas ao longo desta zona de falha, nota-se a persistência de falhas e fraturas de baixo de direção NE-SW a NNE-SSW, com mergulhos para ambos os quadrantes (Ferrari, 2001). Aliado a estas estruturas ocorre fraturas em par conjugado de direção NW-SE a NNE-SSW. Esta configuração é interpretada como que formada pelo evento transpressivo NW-SE. Este evento inverteu a bacia de São José de Itaboraí (Ferrari, 2001, Ferrari & Riccomini, 2000, Riccomini & Rodrigues, 1983). E na bacia de Macacu a atividade tectônica relacionada à inversão transpressiva destal é observada na borda sudeste da bacia (Riccomini *et al.*, 2004; Ferrari, 2001).

No Gráben de Barra de São João, a projeção desta zona de falha foi interpretada como que reativando falhas normais da borda norte. A borda sul tem projeção para a falha do Pai Vitório, onde são registrados pelo três fases tectônicas de caráter rúptil (Rubim, 2004). Considerando essas relações, é proposto que o Gráben de Barra de São João tenha sofrido influencia deste campo de paleotensões SHmax NW-SE transpressivo. Principalmente na sua porção norte. O formato sigmoidal das falhas normais é interpretado como ajuste a um campo de tensões cisalhante.

Figura 110 – Mapa tectônico da área de estudo pra as deformações neogênicas de sigma 1 NW-SE.



Legenda: 1 – Falha das Paineiras; 2 – Falha do túnel Santa Barbara; 3 - Falha do centro de Niterói; 4 – Falha de Itaipu; 5 – Falha do Leblon; 6 – Falha de Piratininga

Fonte: Mapa base de Valeriano *et al.* (2012) e Ferrari (2001).

CONCLUSÕES

A Falha de Itaipu apresenta veios de calcedônia, que são interpretados como formados por um paleocampo de tensões de SHmax NE-SW. E foi reativada por um paleocampo transpressivo de SHmax de direção NW-SE, evidenciado por falhas com estrias sinistrais de alto caimento e veios de muscovita no corpo da falha.

A Falha do centro de Niterói apresenta duas fases de deformações identificadas pela análise de fraturas e dados pareados de falha//estria. O evento formador da falha teve paleocampo de tensões transtensivos de SHmax de direção NE-SW. E reativada por um paleocampo de tensões transpressivo de SHmax NW-SE, formando falha de empurrão de mergulho baixo cortando brechas silicificadas.

A Falha das Paineiras foi formada por paleocampo de tensões transtensivo de SHmax NE-SW, formando estrias de baixo caimento de cinemática sinistral impressas em rochas do embasamento injetadas por veios óxidos. A reativação desta falha gerou estrias destrais de baixo ângulo de caimento impressas em planos preenchidos por minerais neoformados.

A Falha do Leblon, de direção NW-SE foi identificada em rochas do embasamento e não apresenta preenchimento. Porém a análise das fraturas e dados pareados de falha//estria indica que o paleocampo gerador tem SHmax NW-SE.

Considerando que as reativações pelo paleocampo de SHmax NW-SE é sintectônicas nas falhas descritas acima, é proposto que o binário destal pleistocênico (Riccomini, 1989; Ferrari, 2001; Negrão, 2014; Mello, 1997) é transpressivo na região da área de estudo, gerando falhas normais destrais NW-SE e falhas destrais direcionais NE-SW localmente reversas. Correlacionando esta geometria com o modelo de Riedel (Riedel, 1927 *apud* Hancock, 1985) o paleocampo pleistocênico gera estruturas P, relacionadas às falhas NE-SW e, estruturas T, relacionadas a falhas normais destrais NW-SE.

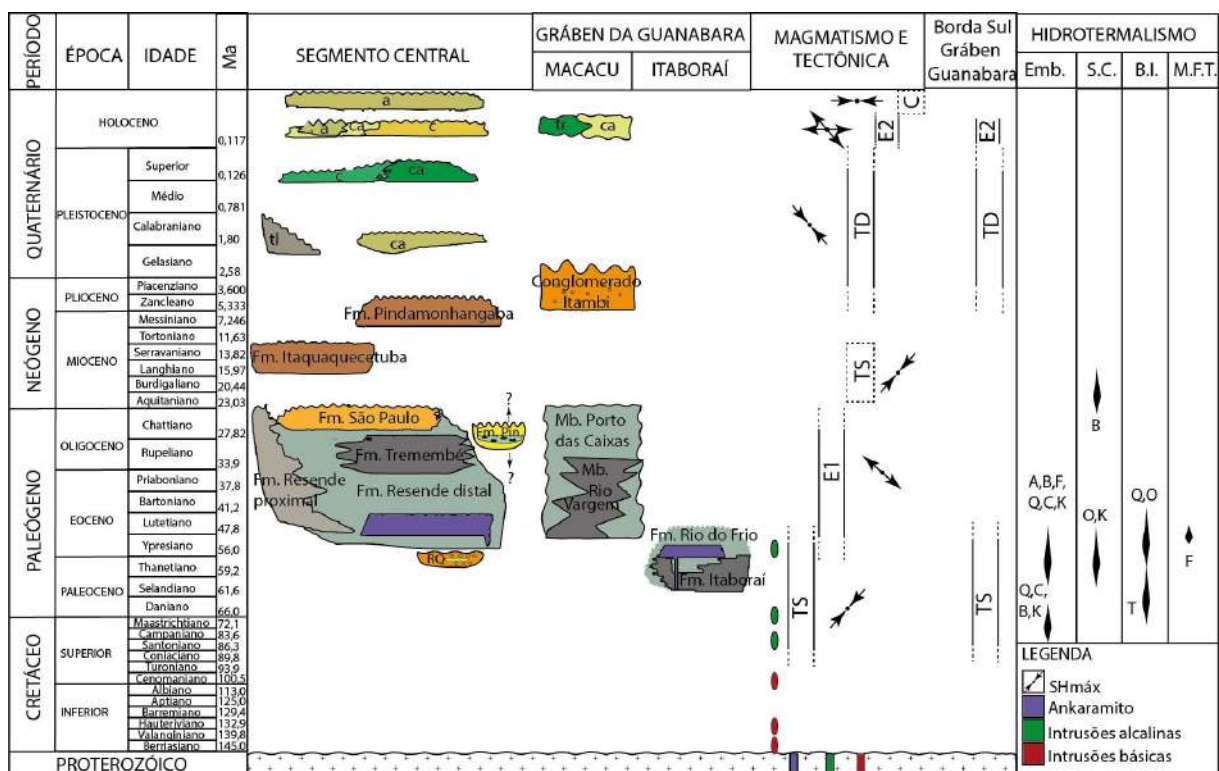
Foram identificados na área os seguintes eventos relacionados à tectônica fanerozoica regional (Figura 111):

Evento 1 - SHmax NE-SW paleogênico: deforma diques de diabásio e brechas silicificadas com percolação de fluidos oxidantes. Regionalmente controla a intrusão dos maciços alcalinos e implantação da bacia de São José de Itaboraí.

Evento 2 - SHmax NW-SE neogênico superior: formação falhas reversas brechas tectônicas associadas a minerais de argila neotectônicos, além da formação de falhas transtensivas destrais de direção NW-SE. Regionalmente correlacionável ao segundo pulso de inversão da bacia de Itaboraí e controle da formação de veios de fluorita no maciço alcalino de Tanguá.

Evento 3 - Shmin E-W plio-pleistoceno: forma fraturas N-S em dique de diabásio de direção NW-SE. Regionalmente forma falhas de direção N-S na bacia de Macacu.

Figura 111 – Correlação dos eventos identificados na área de estudo e a tectônica fanerozoica regional segundo a bibliografia.



Legenda. SHmax tracejado não foi verificado no Gráben da Guanabara. Hidrotermalismo: Emb. – embasamento; S.C. – segmento central; B.I. – bacia de Itaboraí; M.F.T. – mina de fluorita de Tanguá; A: adulária; B – barita; F – fluorita; Q – quartzo; C – calcedônia; K – caulim; O – opala CT; T – travertino. Segmento Central: a – depósitos aluvionares; ca – depósitos aluvionares coluvionares; tl – depósito de tálus; Fm. Pin – Formação Pinheiral; RQ – Formação Ribeirão dos Quatis. Bacia de Macacu: tr – depósitos transicionais; ca – depósitos aluvionares coluvionares. Bacia de São José de Itaboraí: Its – membro superior; Ita – membro inferior; H.T. SCR – história térmica do segmento central do RCSB.

Fonte: Sintetizado e modificado de Riccomini *et al.*, 2004; Ferrari, 2001; Negrão, 2014; Guedes *et al.*, 2016; Carvas, 2016, Cogné *et al.*, 2012; Santos, 1994 *apud* Ferrari, 2001 e dados do autor, 2019.

RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

As alterações observadas nas encaixantes cortadas por falhas silicificadas de movimentação dextral têm como produto principal, observado em afloramento, veios de caulinita, veios muscovita e minerais de argila. Segundo Wintsch *et al.*, (1995) a geração destes minerais é sintectônica. Estes minerais tem sido usado para datação do evento tectônico formador da estrutura pelo método Ar/Ar (Duvall *et al.*, 2011; Haines *et al.*, 2008; Van der Pluijm *et al.*, 2008) e pelo método K-Ar (Zwingmann & Mancktelow, 2004, Zwingmann *et al.*, 2010). Na área de estudo o melhor local para fazer estudos geocronológicos é na falha preenchida por *gouge* que aflora na Rua São Sebastião no Centro de Niterói. O entendimento

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 15–26. 1976. <https://doi.org/10.1109/TASC.2003.812044>
- ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional plataforma sul-americana. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.13, n.4, p. 325-349. 1983.
- ALMEIDA, F.F.M. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *Simpósio de Geologia do Sudeste*, v. 2, p. 423-428, 1991.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- ALMEIDA, J. C. H. *et al.* Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 369, n. 1, p. 11-40, 2013.
- ALMEIDA, J. C. H. *et al.* Compartimentação tectônica mesozoico cenozoica. In: HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. C. H. (Orgs.). *Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado do Rio de Janeiro*. Belo Horizonte – CPRM, p. 99-102. 2016.
- ALMEIDA, J. C. H.; HEILBRON, M. Geologia Estrutural. In: HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. C. H. (Orgs.). *Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado do Rio de Janeiro*. Belo Horizonte – CPRM, p. 99-102. 2016.
- ALMEIDA, J. C. H., *et al.* "Geologia e recursos minerais da folha Macaé SF. 24-YAI." 2012.
- ALMEIDA, J.C.H., *et al.* Guia de campo na Área Continental do Alto de Cabo Frio. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 21, n. 2, p. 325-355, maio/nov. 2013
- ALLMENDINGER, R. W., GEPHART, J. W., & MARRETT, R. A. Notes on fault slip analysis. *Geol. Soc. Am. Short Course*, 66. 1989
- ANGELIER, J. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P. L. (Org.) *Continental Deformation*, Oxford: Pergamon Press, p. 53 -100. 1994
- ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L., Hipótese Sobre a Causa do Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil. *Série Projeto REMAC-CENPES/PETROBRAS*, v. 4, p. 88. 1978
- ASSUMPÇÃO, M. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 88, n. 1, p. 160-169, 1998.

- ASSUMPÇÃO, M. *et al.* Intraplate seismicity in Brazil. In: Tawani, P. (Org.) *Intraplate Earthquakes*, p. 50-71, 2014.
- ARISTIZÁBAL, C. I. O. Tectônica mesozoica do Enxame de Diques Vitória Ecoporanga e do Alto Estrutural de Vitória (ES). *Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) – Universidade Federal Fluminense*, 2013.
- BERGQVIST, L. P. *et al.* Bacia São José de Itaboraí, RJ: berço dos mamíferos no Brasil. In: Winge, M. (Ed.) *et al. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: CPRM, 2009. v. 2. 515 p. 2009
- BIZZI, L. A. *et al.* Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. CPRM, 2003.
- BLENKINSOP, T. G. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Springer Science & Business Media, 2007.
- BONS, P. D., ELBURG, M. A., & GOMEZ-RIVAS, E. (2012). A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43, 33-62.
- BONINI, M.; SANI, F.; ANTONIELLI, B. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, v. 522, p. 55-88, 2012.
- BUITER, S. J. A review of brittle compressional wedge models. *Tectonophysics*, 530, 1-17. 2012.
- CAO, S., & NEUBAUER, F. Deep crustal expressions of exhumed strike-slip fault systems: Shear zone initiation on rheological boundaries. *Earth-Science Reviews*, 162, 155-176. 2016.
- CARVAS, Z. C. Diques mesozoicos subalcalinos de baixo titânio da Região dos Lagos (RJ): geoquímica e geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 129p. 2016.
- COBBOLD, P. R., MEISLING, K. E., & MOUNT, V. S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11), 1925-1944. 2001.
- COELHO, C. E. S., JOST, H., VALLE, R. C. & DARDENNE, M. A. O controle estrutural dos depósitos de fluorita de Tanguá, RJ. *in: 34 Congresso brasileiro de geologia, belo horizonte, anais*, 5: 1089-2104. 1986.
- COELHO, C. E. S. & DARDENNE, M.A. Caracterização geoquímica de elementos terras raras do depósito de fluorita do Distrito de Tanguá - RJ. *In Congresso brasileiro de geoquímica, Anais*, Porto Alegre, v.1: 31- 51. 1987.

- COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 309, n. 1-2, p. 118-130, 2011.
- COGNÉ, N. *et al.* Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 117, n. B11, 2012.
- COGNÉ, N. *et al.* Tectonic setting of the Taubaté Basin (southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 194-204, 2013.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EdUSP, 2005.
- CORVAL, A. *et al.* Dados petrológicos dos diabásios dos setores centro-norte e nordeste do Enxame de Diques da Serra do Mar. *Geochimica Brasiliensis*, v. 22, n. 3, p. 159-177, 2012.
- COSGROVE, J. W. The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession. *Journal of Structural Geology*, v. 15, n. 3-5, p. 491-500, 1993.
- COWARD, M. P. Inversion tectonics. In: HANCOCK, P. L. (Org.). *Continental deformation*, p. 289-304, 1994.
- DELVAUX, D. *et al.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, v. 282, n. 1-4, p. 1-38, 1997.
- DELVAUX, D.; SPERNER, B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 212, n. 1, p. 75-100, 2003.
- DEWEY, J. F.; HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A. Transpression and transtension zones. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 135, n. 1, p. 1-14, 1998.
- DOBLAS, M. Slickensides Kinematic Indicators. *Tectonophysics*, 295, 187-197, 2003
- DUNNE, W. M.; HANCOCK, P. L. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: HANCOCK, P. L. (Org.). *Continental deformation*, v. 5, p. 101-120, 1994.
- DUTRA, T. Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2006.
- EHTESHAMI-MOINABADI, M. Fault zone migration by footwall shortcut and recumbent folding along an inverted fault: example from the Mosha Fault, Central Alborz, Northern Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 51, n. 9, p. 825-836, 2014.

- ESTRELLA, G. O. O estágio rift nas bacias marginais do leste brasileiro. In *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais* (Vol. 3, pp. 29-34). 1972
- FERRARI, A. L. & RICCOMINI, C. Análise estrutural das brechas tectônicas silicificadas do Gráben da Guanabara – RJ. IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios. p. 137-139. 2003
- FERRARI, A. L., & RICCOMINI, C. The inversion of the São José do Itaboraí paleocene basin (RJ) in a strike-slip regime. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(4), 601-602. 2000.
- FERRARI, A. L. Evolução tectônica do Gráben da Guanabara. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 449 p. 2001.
- FERRARI, A. L. A geologia do "rift" da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento Pré-Cambriano. In: *XXXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Natal (RN)*, p. 2858-2872. 1990.
- FERRAZ, A.E.P.P.D. Interpretação Aeromagnética sobre as áreas proximais das Bacias de Campos e Santos utilizando inversão compacta. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro. 160f. 2010
- FETTER, M. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, n. 6, p. 873-886, 2009.
- FOSSEN, H. Kinematic and paleostress in the brittle regime. In: *Structural Geology*. New York, Cambridge University Press, 481p. 2010.
- GERALDES, M. C. *et al.* "Geologia e recursos minerais da folha Casimiro de Abreu SF. 23-ZB-III." (2012).
- GONTIJO-PASCUTTI, A. *et al.* Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*. 2010
- GUEDES, E. *et al.* Evidence of Gondwana early rifting process recorded on the Resende-Ilha Grande Dike Swarm, southern Rio de Janeiro, Brazil, *Journal of South American Earth Sciences* (2016), doi: 10.1016/j.jsames.2016.01.004
- GUEDES, E., *et al.* K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3–4 SPEC. ISS.), 371–382. 2005. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.008>.
- GRANADO, P. *et al.* Basin inversion in tectonic wedges: Insights from analogue modelling and the Alpine-Carpathian fold-and-thrust belt. *Tectonophysics*, v. 703, p. 50-68, 2017.

- HAINES, S. H. *et al.* Shear zones in clay-rich fault gouge: A laboratory study of fabric development and evolution. *Journal of Structural Geology*, v. 51, p. 206-225, 2013. <https://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.01.002>.
- HANCOCK, P. L. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3-4), 437-457. 1985. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3).
- HANCOCK, P. L. *et al.* Travertines: using travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology*, v. 21, n. 8-9, p. 903-916, 1999.
- HEIDBACH, O. Wsm quality ranking scheme, database description and analysis guidelines for stress indicator. Technical Report, 2016.
- HEILBRON, M., VALERIANO, C. M., & BESSA, M. Litoestratigrafia, evolução tectono-metamórfica e magmatismo no Pré-Cambriano do setor sudeste do Município do Rio de Janeiro. In *Simpósio de Geologia do Sudeste* (Vol. 3, pp. 174-179). 1993.
- HEILBRON, M.; *et al.* Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, ao sul do Cráton do São Francisco. In: *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II*, Salvador, Anais..., Salvador, Bahia, SBG, p: 263-265. 1993
- HEILBRON, M. *et al.* From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, v. 115, p. 1-32, 2000.
- HEILBRON, M.; *et al.* Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo: Editora Beca, 647p. 2004.
- HEILBRON, M.; *et al.*; The Ribeira Belt. In: HEILBRON, M., CORDANI, U. G.; ALKIMIM, F. F. (Eds.) *São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, 326p. 2017.
- HEILBRON, M., *et al.* Mapa Geológico Folha Barra Do Pirai SF23-Z-A-III CPRM - 2007
- HEITZMANN, P. Kakirite, Katakasite, mylonite—Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. *Eclogae geologicae helvetiae*, v. 78, n. 2, p. 273-286, 1985.
- HIGGINS, M. W. Cataclastic rocks. *United States Government Printing Office, Washington*. 1971.
- HOERNLE, Kaj *et al.* How and when plume zonation appeared during the 132 Myr evolution of the Tristan Hotspot. *Nature Communications*, v. 6, p. 7799, 2015.
- IBGE. Base Cartográfica Vetorial Contínua do Estado do Rio de Janeiro na Escala 1:25.000. 2018.

- KELLNER, A.W.A.; PINHEIRO, A.E.P.; CAMPOS, D. A. A new sebecid from the Paleogene of Brazil and the crocodyliform radiation after the K–Pg boundary. *PLoS One*, v. 9, n. 1, 2014.
- KLEIN, V. C., & VALENÇA, J. G. Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 33, pp. 135-142). 1984.
- LIN, A. Pseudotachylyte-Related Fault Rocks and Conceptual Fault Models. In: _____ (Eds). *Fossil Earthquakes: The Formation and Preservation of Pseudotachylytes*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 17-46. 2008.
- MANCINI, F. Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pinlamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. Instituto de Geociências, USP São Paulo. Dissertação de Mestrado, 1995.
- MARQUES, A. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Bol. Geoc. Petrobrás*, v. 4, p. 253-262, 1990.
- MCCLAY, K. R.; BUCHANAN, P. G. Thrust faults in inverted extensional basins. In: MCCLAY, K. R. (Org). *Thrust tectonics*. Springer, Dordrecht, 1992. p. 93-104.
- MELLO, C. L.. Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1997.
- MOHRIAK, W. U. & BARROS, A. Z. N. Novas evidências de tectonismo Cenozóico na região sudeste do Brasil: O Graben de Bana de São João, na plataforma de Cabo Frio, RJ. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 20 (1-4):187- 196. 1990
- MOHRIAK, W. U.; FAINSTEIN, R. Phanerozoic regional geology of the eastern Brazilian margin. In: *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps*. p. 222-282. 2012
- MOHRIAK, W. U. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Org.) Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. *Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, 17, pg. 293-318. 2004
- MORLEY, C. K. Variable extension in lake Tanganyika. *Tectonics*, v. 7, n. 4, p. 785-801, 1988.
- NEGRÃO, A. P. Evolução tectonossedimentar e deformação rúptil cenozoica da região da bacia sedimentar de Volta Redonda (Segmento Central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, RJ). PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.
- PASCUAL, R., & ORTIZ-JAUREGUIZAR, E. The Gondwanan and South American episodes: two major and unrelated moments in the history of the South American mammals. *Journal of Mammalian Evolution*, 14(2), 75-137. 2007

- PATERSON, M. S. Experimental deformation and faulting in wombeyan marble. *GSA Bulletin*, 69 (4): 465-476. 1958
- PEACOCK, D. C. P., *et al* Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 92, 12–29. 2016 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.008>
- PEACOCK, D. C. P., SANDERSON, D. J., & ROTEVATN, A. Relationships between fractures. *Journal of Structural Geology*, 106(November 2017), 41–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.11.010>
- PERCILIO, R. R., BERGAMASCHI, S., & BERTOLINO, L. C. Caracterização faciológica e paleoambiental de depósitos sedimentares da bacia do Macacu na região de Itambí, Itaboraí-rj. *Cadernos de Geociências*, 11(1-2), 7-20. 2014
- PETTIT, J. P. Criteria for sense movement on faults surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*. 9 (516): 597-608. 1987.
- PETIT, J. P., & LAVILLE, E. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. *Geological Society, London, Special Publications*, 29(1), 107-121. 1987
- QUIRK, D. G. *et al*. Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 369, n. 1, p. 185-214, 2013.
- RICCOMINI, C. *et al*. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. *4 SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA*, v. 1, 1983.
- RICCOMINI, C. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo. 256 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1989
- RICCOMINI, C., & RODRIGUES-FRANCISCO, B. H. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 37, No. 1992, pp. 469-470). 1992.
- RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L. G., & FERRARI, A. L. In: Mantesso-Neto, V. *et al*. (Org). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 383-405. 2004.
- RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. Tectonic Controls Of The Mesozoic And Cenozoic Alkaline Magmatism In Central-Southeastern Brazilian Platform. In: P. COMIN-CHIARAMONTI and GOMES, C.B. (Eds). *Mesozoic To Cenozoic Alkaline Magmatism In The Brazilian Platform*. 737p. 2005.
- RICCOMINI, C; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, p. 221-225, 1999.

- RIEDEL, W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: Centralbl. f. Mineral. Geol. u. Pal., v. 1929 B, p. 354-368. 1929
- ROBERTS, A.; YIELDING, G. Continental extensional tectonics. In: HANCOCK, P. L. (Org.). Continental Deformation. Pergamon Press, Oxford, v. 223, p. 250, 1994.
- RUBIM, I. N. Análise cinemática e petrográfica das brechas tectônicas silicificadas em dois alvos no estado do Rio de Janeiro. Monografia de Graduação, Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 48p. 2004.
- RUBIM, I.N. & ALMEIDA, J.C.H. Petrografia de brechas tectônicas – Um Modelo de descrição e classificação. In: *IX Simpósio Nacional Estudos Tectônicos*, Búzios – RJ. p. 149-152. 2003.
- RUTTER, E. H. *et al.* Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pure and Applied Geophysics*, v. 124, n. 1-2, p. 3-30, 1986.
- SAADI, A. *et al.* Map and database of Quaternary faults and lineaments in Brazil. US Geological Survey, 2003.
- SALAMUNI, E. Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR). *Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista*. 1998
- SALVADOR, E. D. Análise neotectônica da região do vale do rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro, SP e Itatiaia, RJ. 1994.
- SALVADOR, E. D., & RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 25(3), 151-164. 1995.
- SANT'ANNA, L. G. *et al.* The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 1, p. 11-25, 2004.
- SANTOS, R. V., DARDENNE, M. A., & DE OLIVEIRA, C. G. Rare earth elements geochemistry of fluorite from the Mato Preto carbonatite complex, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 26(2), 81-86. 1996
- SIBSON, R. H. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 88, n. 1, p. 3-19, 1995.
- SMITH, S. A. F., TESEI, T., SCOTT, J. M., & COLLETTINI, C.. Reactivation of normal faults as high-angle reverse faults due to low frictional strength: Experimental data from the Moonlight Fault Zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 105, 34-43. 2017
- SCHMITT, R. S. *et al.* The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 37-66, 2016.

- SCHMITT, R.S, *et al.* Late amalgamation in the central part of West Gondwana: New geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133(1–2), 29–61. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.010>. 2004.
- SCHMITT, R. S. *et al.* Geologia estrutural e metamorfismo. In: Silva (Org.). *Geologia e recursos minerais da folha Rio das Ostras SF.24-Y-A-IV e Cabo Frio SF.23-Z-B-VI, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000* – Belo Horizonte : CPRM. Pg. 79-114. 2012
- SCHMITT, R. S., *et al.* Geologia e recursos minerais das folhas Rio das Ostras e Cabo Frio SF. 24-YA-IV e SF. 23-ZB-VI: estado do Rio de Janeiro. CPRM, 2012.
- SHERMAN, S. I. Faults and tectonic stresses of the Baikal rift zone. *Tectonophysics*, v. 208, n. 19921, p. 297-307, 1992.
- SIBSON, Richard H. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 88, n. 1, p. 3-19, 1995.
- SIBSON, R. H. Tensile overpressure compartments on low-angle thrust faults. *Earth, Planets and Space*, v. 69, n. 1, p. 113, 2017.
- SILVA, L. G. A. *et al.* Geologia de detalhe da Serra da Carioca. In: *Atas -2º Simp. Geol. Sudeste – SBG/SP-RJ*, São Paulo, 1991.
- SPERNER, B., & ZWEIGEL, P. A plea for more caution in fault–slip analysis. *Tectonophysics*, 482(1-4), 29-41. 2010.
- SOUZA, P.C.M. 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
- SOUZA, P. C. M.; SCHMITT, R.; STANTON, N. Meso-Cenozoic tectonic evolution of the SE Brazilian continental margin: Petrographic, kinematic and dynamic analysis of the onshore Araruama Lagoon Fault System. *Journal of Structural Geology*, v. 102, p. 37-57, 2017.
- SURACE, I. R. *et al.* Structural analysis, clay mineralogy and K–Ar dating of fault gouges from Centovalli Line (Central Alps) for reconstruction of their recent activity. *Tectonophysics*, v. 510, n. 1-2, p. 80-93, 2011.
- TCHALENKO, J. S. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, n. 6, p. 1625-1640, 1970.
- THOMPSON, R. N. *et al.* Migrating Cretaceous–Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume?. *Journal of Petrology*, v. 39, n. 8, p. 1493-1526, 1998.
- TJIA, H. D. Kinematic Analysis of Striated Fractures in Titiwangsa Granitoid, Karak Highway—Selangor Side. 1994.

- TJIA, D.H. Fault-plane markings as displacement sense indicators. *Indonesian Journal on Geoscience*, v. 1, n. 3, p. 151-163, 2014.
- TUPINAMBÁ, M., *et al.* "Geologia e recursos minerais da folha Nova Friburgo SF. 23-ZB-II." (2012).
- TURNER, J. P.; WILLIAMS, G. A. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews*, v. 65, n. 3-4, p. 277-304, 2004.
- VALLADARES, C. S., *et al.* "Geologia e recursos minerais da folha Três Rios SF. 23-ZBI." (2012).
- VALERIANO, C.M. *et al.* Geologia e recursos minerais da folha Baía de Guanabara SF.23-Z-B-IV, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM, 156p. 2012.
- VALERIANO, C. M.; HEILBRON, M. A Zona de Transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os riftes do Vale do Paraíba e o da Guanabara. *Atas do III Simpósio de Geologia do Sudeste*, Rio de Janeiro, Brasil, p. 9-15, 1993.
- VALERIANO, C.M.; MAGALHÃES, A. C. Geologia Estrutural da área do Pão de Açúcar e adjacências, Rio de Janeiro, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 56 (3). 1984.
- WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, n. 1, p. 108-125, 1985.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P. & SEELY, D.R. Basic wrench tectonics. *AAPG Bull.*, 57:74-96. 1973.
- WINTSCH, R. P., CHRISTOFFERSEN, R., & KRONENBERG, A. K. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 13021–13032. 1995. <https://doi.org/10.1029/94JB02622>.
- WISCHER, S.; MOHRIAK, W. Structural and halokinetic analysis of the Frade Field area, Campos Basin, Brazil. In: *15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil. Brazilian Geophysical Society*, p. 233-236. 2017.
- WOODCOCK, N. H.; SCHUBERT, C. Continental strike-slip tectonics. In Hancock, P. (Org). *Continental deformation*, p. 251-263, 1994.
- ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Mantesso-Neto, V. *et al.* (Org). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 595-613, 2004.
- ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B.. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 13, n. 2, p. 269–300, 2005.