

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**ANÁLISE ESTRUTURAL DOS DIQUES E BRECHAS
TECTÔNICAS DA REGIÃO LESTE DO GRÁBEN DA
GUANABARA, ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

MARIO CESAR TROTTA

Orientador: Prof. Dr. André Luiz Ferrari (UFF)
Professor Responsável: Prof. Dr. Cláudio Limeira Mello (UFRJ)

*Monografia referente à disciplina Estágio de Campo IV. Submetida a uma banca
examinadora como requisito obrigatório para a conclusão do Curso de Graduação em
Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.*

Rio de Janeiro

2004

ANÁLISE ESTRUTURAL DOS DIQUES E BRECHAS TECTÔNICAS
DA REGIÃO LESTE DO GRÁBEN DA GUANABARA,
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Mario Cesar Trotta

Relatório final referente à disciplina Estágio de Campo IV
do curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro

ANÁLISE ESTRUTURAL DOS DIQUES E BRECHAS TECTÔNICAS
DA REGIÃO LESTE DO GRÁBEN DA GUANABARA,
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Autor:

Mario Cesar Trotta

*Monografia referente à disciplina Estágio de Campo IV. Submetida a uma banca
examinadora como requisito obrigatório para a conclusão do Curso de Graduação em
Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.*

Área de concentração: Geologia Regional e Estrutural

Monografia aprovada pela banca formada por:

Prof. Dr. Cláudio Limeira Mello (UFRJ)

Prof. Dr. Henrique Dayan (UFRJ)

Prof. Dr. Júlio César Horta de Almeida (UERJ)

Rio de Janeiro

2004

FICHA CATALOGRÁFICA

Trotta, Mario Cesar

ANÁLISE ESTRUTURAL DOS DIQUES E BRECHAS
TECTÔNICAS DA REGIÃO LESTE DO GRÁBEN DA
GUANABARA, ESTADO DO RIO DE JANEIRO / Mario Cesar
Trotta – Rio de Janeiro, 2004.

60p.

Monografia (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do
Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de
Geologia, 2004.

Orientador: André Luiz Ferrari

AGRADECIMENTOS

Aqui vão os meus sinceros agradecimentos àqueles que contribuíram de alguma forma para que eu me formasse:

Aos meus pais, por me propiciarem a educação e o estudo que me foram imprescindíveis até o momento. À minha irmã, Bianca Prazim Trotta, agradeço pelo seu pioneirismo no caminho que mais tarde segui: a UFRJ.

Aos meus primos José Luiz Trotta Matt (Zé), Carlos Frederico Trotta Matt (Dudu) e Marcus Vinícius Samartino, por me mostrarem o campus do Fundão quando eu ainda era um calouro, e também pelas incontáveis caronas.

Aos meus amigos de longa data, Duda, Renato, Netinho e Jorginho, por estarem ao meu lado nos momentos de diversão (na banda, principalmente) e de dificuldade, me incentivando e ajudando a seguir adiante.

Aos meus companheiros de graduação da Turma de 98 e futuros geólogos, Henrique Coser Vianna, Raphael Pietzsch Amora, Romário Thomaz Lima Júnior, Camilo Correia Trouw, Juliana Hypólito, Alba Teodora, e aos já formados Ricardo Oliveira Gallart, Erick Alves Tomaz, Fábio de Oliveira Costa, Mônica Souto Carneiro, Patrícia Duffles e Leonardo Molinari.

Aos meus orientadores, André Ferrari e Cláudio Limeira Mello, por orientarem meus estudos, pelos valiosos ensinamentos de geologia, e por disponibilizarem todos os recursos necessários à conclusão deste trabalho.

Ao professor Ciro Alexandre Ávila pelos ensinamentos dispendidos durante o meu período como estagiário do Museu Nacional, e ao pessoal do Laboratório de Fluorescência de Raios-X da UFRJ, pelas análises químicas feitas durante o referido período.

Aos professores Júlio César Mendes, e Aristóteles Rios Netto, pelo uso dos microscópios nos quais foram descritas e fotografadas as lâminas utilizadas nesse trabalho.

Ao Tarcísio, do laboratório de laminação da UFRJ, pela preparação das lâminas utilizadas nesse estudo.

Aos alunos da pós-graduação (Geologia Regional), Angélica, André Ghizi e Araci.

À ANP, que através do PRH-11 (UFF), e do seu coordenador, Cléverson Guizan Silva, me deu todo o apoio necessário à conclusão da minha pesquisa.

Aos companheiros de LAGEMAR: Zeca, Alexandre, David, Luiz, Rafael, Marcela, Enéas e Fábio (Turma de Mestrado 2003/1), Ísis, Érica e Joana.

Aos amigos do alojamento da UFRJ: Érick, Ingrid, Alan e Simone.

Aos amigos que me acompanharam no campo (e depois, no bar...), durante os vários trabalhos de campo realizados, Zé Lelé, Léo Penha, Léo Molinari, Erick Alves, Fábio Costa, Luiz Drehmer e Romário Júnior.

Aos meus companheiros do DAGEO, Anderson Guimarães, Luisa Helena e Felipe Tavares, que juntos na gestão 2002/2003, fizeram um grande esforço para criar um espaço de convivência entre as futuras gerações de geólogos formados na UFRJ.

À Kinross Américas S/A, por compreender a importância desse trabalho para mim, disponibilizando tempo e recursos para concluir o trabalho, numa nova etapa da minha vida.

Enfim, a todos os colegas da UFRJ que contribuíram, ou contribuem, para a prosperidade e tradição do nosso curso de graduação em Geologia.

RESUMO

O Gráben da Guanabara, localizado no Estado do Rio de Janeiro, é uma feição geológico-estrutural topográfica deprimida em relação à Serra do Mar, gerada durante o Paleoceno. A sua evolução tectônica ao longo do Paleógeno é caracterizada por uma deformação rúptil que afetou os diques de diabásio associados ao magmatismo toleítico eocretácico, e de rochas alcalinas, associados ao magmatismo alcalino que atuou do Cretáceo Superior ao Eoceno Inferior-Médio. Esse último evento deformacional gerou também falhas acompanhadas de brechação e silicificação, em um estágio final do magmatismo alcalino.

A compreensão do controle estrutural exercido sobre os eventos de magmatismo toleítico e alcalino exige uma análise da deformação imposta sobre os diques e brechas da região leste do Gráben da Guanabara. Para isso, dados estruturais como direção dos diques/brechas, planos de falha, estrias de falha e fraturas foram levantados nas regiões de Saquarema, Araruama, Macaé, Carapebus e Conceição de Macabú. A análise estrutural e cinemática desses dados estruturais permitiu a determinação de campos de paleotensões locais no interior do Gráben que controlaram a intrusão e deformação desses corpos. Adicionalmente, foram coletadas amostras dos diques e brechas tectônicas, visando a sua caracterização e classificação petrográfica.

Com base na composição modal, os diques foram classificados em diques de diabásio/basalto e de norito. Uma única brecha foi descrita, sendo considerada um cataclasto devido à proporção de matriz em relação aos clastos, que são formados essencialmente por quartzo e calcedônia.

A deformação imposta sobre a área estudada foi dividida em dois conjuntos temporais distintos, sendo que o mais velho, de idade eocretácica, controlou o intrusivamento dos diques de diabásio e norito, enquanto o mais novo, de idade eocênica, foi acompanhado pela formação das brechas tectônicas silicificadas.

Quanto aos diques de diabásio e norito, a análise cinemática dos dados geométricos de Macaé e Conceição de Macabú indicou a atuação de um regime de esforços direcional, com $SH_{máx}$, equivalente a σ_1 , alinhado NE-SW, e SH_{min} , perpendicular ao primeiro tensor. Já em Saquarema, os dados pareados indicaram a vigência de um campo de paleotensões extensivo puro, com SH_{min} , representado por σ_3 , horizontal e alinhado WSW-ENE, e σ_2 também horizontal, alinhado N-S.

A formação das brechas tectônicas silicificadas de Araruama e Macaé foram controladas por um campo de paleotensões direcional, com $SH_{máx}$, representado por σ_1 , segundo a direção NE-SW, e $SH_{mín}$, segundo a direção NW-SE. Já a brecha tectônica de Carapebus parece ter sido controlada por um regime de esforços extensivo, com σ_1 alinhado N40E, paralelo à zona de falha onde está encaixada.

As direções de $SH_{máx}$ e $SH_{mín}$ de cada região investigada indicam a persistência desde o Eocretáceo, de uma distensão NW-SE, com uma componente compressional NE-SW. Em Macaé, o mesmo campo de paleotensões controlou tanto a intrusão dos diques de diabásio, no Cretáceo, quanto a formação da brecha tectônica, no Eoceno.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	7
RESUMO	9
ÍNDICE DAS FIGURAS E TABELAS	12
1 – Introdução.....	15
2 – Objetivos.....	17
3 – Área de estudo	17
3.1 – Localização e vias de acesso	17
4 – Geologia regional	18
4.1 - Introdução	18
4.2 – Magmatismos Mesozóico e Cenozóico no Sudeste do Brasil	23
4.3 – Bacia de Campos	25
5 – Metodologia.....	27
6 – Resultados.....	31
6.1 – Caracterização petrográfica	31
6.2 – Análise estrutural.....	37
6.2.1 – Diques de diabásio.....	37
6.2.1.1 – Saquarema	37
6.2.1.2 – Macaé	40
6.2.2 – Diques de norito	42
6.2.2.1 – Conceição de Macabú.....	42
6.2.3 – Brechas Tectônicas	44
6.2.3.1 – Carapebus	44
6.2.3.2 – Macaé	46
6.2.3.3 – Araruama	48
7 – Conclusões.....	50
7.1 – Diques de diabásio e norito	50
7.2 – Brechas tectônicas silicificadas	52
8 – Referências bibliográficas	56

ÍNDICE DAS FIGURAS E TABELAS

Figura 1.1: Mapa topográfico de parte do Gráben da Guanabara. O limite norte do Gráben é dado pela Serra do Mar, e o limite sul pelos maciços litorâneos. Fonte: Ferrari (2001).....	pág.16
Figura 3.1: Mapa do Estado do Rio de Janeiro, mostrando a localização das áreas de estudo (Fonte: Governo do Estado do Rio de Janeiro, 1997).....	pág.18
Figura 4.1: Domínios tectono-magmáticos do Estado do Rio de Janeiro (Silva & Cunha, 2001).....	pág.19
Figura 4.2: Mapa geológico do Rio de Janeiro, exibindo a área leste do Gráben da Guanabara (Silva & Cunha, 2001).....	pág.20
Figura 5.1: Método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977).....	pág.28
Figura 5.2: Sentido de movimento de falhas, utilizando-se como critério, o crescimento de fibras de calcita, formando degraus minerais (Fonte: Ferrari, 2001).....	pág.29
Figura 5.3: Critérios usados para a classificação de fraturas secundárias, segundo Petit (1987).....	pág.30
Figura 6.1: Classificação dos diques de diabásio/gabro e norito, com base na porcentagem de plágioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio.....	pág.31
Figura 6.2: Classificação dos diques de norito, com base na porcentagem de plágioclásio, ortopiroxênio e olivina.....	pág.32
Figura 6.3: Fotomicrografias dos diques de diabásio/gabro de Saquarema e Macaé.....	pág.35
Figura 6.4: Fotomicrografias do dique de norito e de uma brecha tectônica.....	pág.36
Figura 6.5: Afloramento do <i>sill</i> SA-34 em um corte de estrada de Saquarema.....	pág.37
Figura 6.6: Projeção estereográfica dos dados pareados do <i>sill</i> SA-34.....	pág.38
Figura 6.7: Planos de falha do <i>sill</i> SA-34, exibindo estrias de falha.	pág.39
Figura 6.8: Diagramas de roseta, exibindo dados referentes a planos de fratura do dique SA-31.....	pág.39
Figura 6.9: Dique de diabásio com cerca de 70 cm de espessura, atitude $295^{\circ}/89^{\circ}$, intrusivo em gnaiss da Unidade Região dos Lagos. Ilha de Santana, Macaé.....	pág.40
Figura 6.10: Desenho esquemático de afloramento de veios de diabásio escalonados à direita, intrusivos em gnaiss. Ilha de Santana, Macaé.....	pág.41
Figura 6.11: Dique de norito com orientação NE, em Conceição de Macabú, RJ.....	pág.42
Figura 6.12: Diagramas de roseta exibindo orientações de planos de fratura internos ao dique de norito de Conceição de Macabú: A) <i>strike</i> das fraturas; B) ângulo de mergulho e C) <i>dip direction</i>	pág.43
Figura 6.13: Projeções estereográficas dos planos de fratura localizados no interior do dique de norito de Conceição de Macabú.....	pág.43
Figura 6.14: Morros onde afloram as brechas tectônicas silicificadas de Carapebus. O alinhamento desses corpos se dá ao longo de uma zona de falha com direção N40E.....	pág.44
Figura 6.15: Brecha tectônica de Carapebus.....	pág.45
Figura 6.16: Diagramas de roseta exibindo orientações de planos de fratura internos a brechas tectônicas da região de Carapebus: A) <i>strike</i> das fraturas; B) ângulo de mergulho e C) <i>dip direction</i>	pág.45
Figura 6.17: Projeções estereográficas dos planos de fratura observados em brechas tectônicas de Carapebus.....	pág.46
Figura 6.18: Brecha tectônica em Macaé, exibindo duas direções de planos de falha distintas.....	pág.47
Figura 6.19: Projeção estereográfica de planos de falha conjugados de cisalhamento, observados em brecha tectônica de Macaé, RJ.....	pág.48
Figura 6.20: Plano de falha estriado, em brecha tectônica de Araruama.....	pág.49
Figura 6.21: Projeção estereográfica dos dados pareados de uma brecha tectônica de Araruama.....	pág.49

- Figura 7.1: Campos de paleotensões das regiões de Saquarema, Araruama, Macaé, Carapebus e Conceição de Macabú, determinados através da análise cinemática e geométrica de diques básicos e brechas tectônicas.....pág.54
- Tabela 7.1: Cronologia da deformação observada em diques e brechas das regiões de Saquarema, Macaé, Conceição de Macabú, Araruama e Carapebus. Com exceção de Carapebus e Saquarema, a deformação nos demais locais foi controlada por regimes direcionais.....pág.55

How many years can a mountain exist
Before it's washed to the sea?
Yes, 'n' how many years can some people exist
Before they're allowed to be free?
Yes, 'n' how many times can a man turn his head,
Pretending he just doesn't see?
The answer, my friend, is blowin' in the wind,
The answer is blowin' in the wind.

Blowin' in the wind - Bob Dylan, 1963

1 – INTRODUÇÃO

O tectonismo mesozóico-cenozóico que atuou na Plataforma Sul-Americana a partir do Cretáceo, é caracterizado na região sudeste do Brasil por deformação rúptil. Esse processo de reativação da Plataforma, denominado Reativação Wealdeniana, foi responsável pela fragmentação do Gondwana, e pela abertura do Oceano Atlântico Sul. Parte desse processo foi acompanhado por intenso magmatismo toleítico durante o Cretáceo Inferior, sendo representado pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná, pelo embasamento das bacias costeiras da Margem Continental Brasileira, e pelo enxame de diques Santos-Rio de Janeiro (Renne *et al.*, 1996), no sudeste do Brasil. Esse evento tectono-magmático foi denominado por Schobbenhaus *et al.* (1984) Evento Sul-Atlântico.

Uma segunda fase de magmatismo, com composição alcalina, aconteceu do Neocretáceo ao Eoceno Inferior/Médio (Almeida *et al.*, 1996), durante a fase drifte do processo de ativação plataformal, em ambiente intraplaca. Esse magmatismo é responsável pela intrusão de um enxame de diques de rochas alcalinas chamado Rio de Janeiro, que apresenta idades entre 80 Ma e 52 Ma (Ferrari & Riccomini, 2001).

O Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989) foi gerado em uma fase tardia do processo de reativação plataformal, com um diacronismo de pelo menos 25 Ma em relação ao rifte precursor das bacias marginais. Ele engloba feições geológico-estruturais agrupadas por Almeida (1976) no Sistema de Riftes da Serra do Mar, como as bacias tafrogênicas terciárias e o Gráben da Guanabara.

O Gráben da Guanabara, originalmente descrito por Almeida (1976) como Rifte da Guanabara, é uma feição geológica deprimida em relação à Serra do Mar, que o limita ao norte, enquanto que os maciços litorâneos o limitam ao sul (Figura 1.1).

A evolução tectônica do Gráben da Guanabara (Ferrari, 2001) é associada a um tectonismo cenozóico responsável pela formação das bacias de Resende e Taubaté, e é caracterizado por uma deformação rúptil que afetou não somente a sedimentação dessas bacias, mas também o seu embasamento, incluindo os diques de diabásio e de rochas alcalinas, que estão distribuídos pelo Gráben. Outra feição estrutural rúptil representante desse tectonismo são as brechas tectônicas silicificadas.

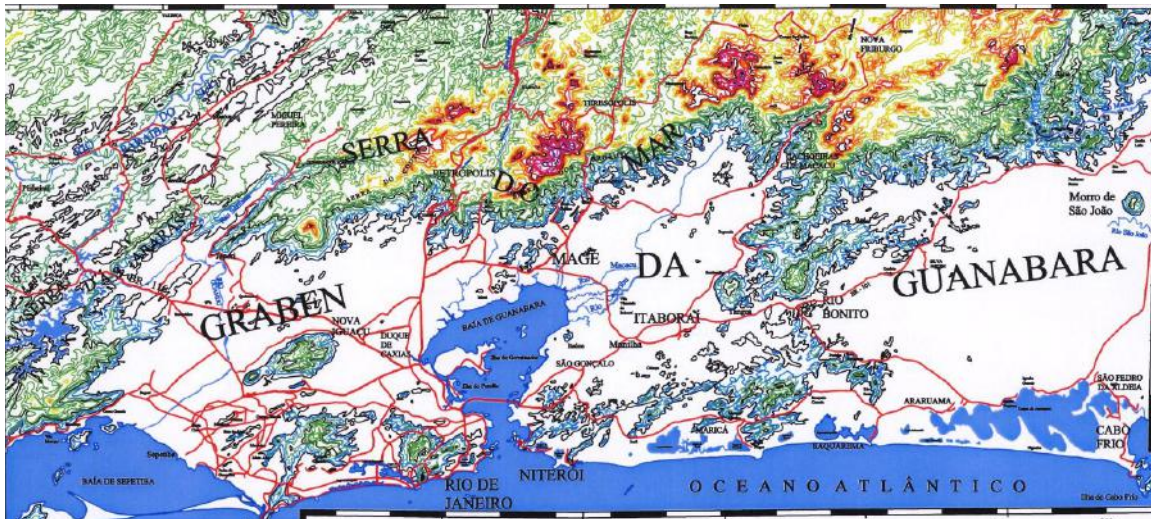


Figura 1.1: Mapa topográfico de parte do Gráben da Guanabara. O limite norte do Gráben é dado pela Serra do Mar, e o limite sul pelos maciços litorâneos. Curvas de nível de 100 em 100 metros. Fonte: Ferrari (2001).

A análise da deformação imposta sobre esses diques e brechas torna-se importante para a compreensão do controle estrutural exercido sobre os eventos de magmatismo toleítico e alcalino que atuaram no Gráben da Guanabara. Para isso, dados estruturais como direção dos diques/brechas, planos de falha, estrias de falha e fraturas foram levantados nas regiões de Saquarema, Araruama, Macaé, Carapebus e Conceição de Macabú. A análise estrutural e cinemática desses dados estruturais permitiu a determinação de campos de paleotensões locais no interior do Gráben que controlaram a intrusão e deformação desses corpos. Adicionalmente, foram coletadas amostras dos diques e brechas tectônicas, visando a sua caracterização e classificação petrográfica.

2 – OBJETIVOS

O trabalho tem como principal objetivo a análise do controle estrutural exercido sobre os magmatismos toleítico e alcalino, associados respectivamente, à fase rifte e drifte da reativação da Plataforma Sul-Americana. Para isso, torna-se importante:

- Caracterizar os magmatismos toleítico e alcalino, quanto à geometria e morfologia das famílias de diques e fraturas associadas;
- Fazer uma análise estrutural da deformação que afetou os diques de diabásio e as brechas tectônicas silicificadas da área leste do Gráben da Guanabara.
- Determinar os campos de paleotensões que atuaram na porção da borda continental emersa adjacente à área sul da Bacia de Campos;
- Estabelecer uma cronologia dos campos de paleotensões, relacionando-os ao contexto geológico da área;

3 – ÁREA DE ESTUDO

3.1 – Localização e vias de acesso

A região estudada possui cerca de 4.300 Km², e localiza-se na porção oriental do Estado do Rio de Janeiro, a leste da Baía de Guanabara. A área está coberta pelas folhas 1: 50.000 (DRM-RJ), Araruama e Saquarema, na Região dos Lagos; e Cabiúnas, Carapebus, Conceição de Macabú e Macaé, no litoral norte fluminense (Figura 3.1).

O acesso ao litoral norte fluminense é feito através da rodovia BR-101, enquanto que o acesso à Região dos Lagos pode ser feito através das rodovias RJ-106 e RJ-124. Com exceção do corte de estrada do *sill* SA-34, em Saquarema, os demais afloramentos estão localizados fora das rodovias estaduais, e podem ser acessados através de vias secundárias não-pavimentadas. Os diques de diabásio do Arquipélago de Santana foram acessados através de barco, a partir da Praia de Cavaleiros, em Macaé.



Figura 3.1: Mapa do Estado do Rio de Janeiro, mostrando a localização das áreas de estudo (Fonte: Governo do Estado do Rio de Janeiro, 1997).

4 – GEOLOGIA REGIONAL

4.1 - Introdução

O Estado do Rio de Janeiro, contido geotectonicamente na Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981, *apud*. Silva & Cunha, 2001), pode ser dividido estruturalmente em três grandes blocos crustais de direção NE-SW: Cabo Frio; Serra dos Órgãos e das Zonas de Cisalhamento (Fonseca *et al.*, 1998). Esses blocos podem ser correlacionados aos domínios tectono-magmáticos Região dos Lagos, Serra do Mar e Juiz de Fora/Paraíba do Sul, respectivamente (Figura 4.1, Silva & Cunha, 2001). Todos esses domínios foram afetados pelo Ciclo Brasileiro (neoproterozóico), caracterizado por deformação compressional, cisalhamento transcorrente, metamorfismo de baixo grau, fusão parcial de rochas crustais e granitogênese. Esse último efeito está muito bem

representado no Estado pela ampla distribuição de corpos plutônicos intrusivos nas seqüências pré-cambrianas.

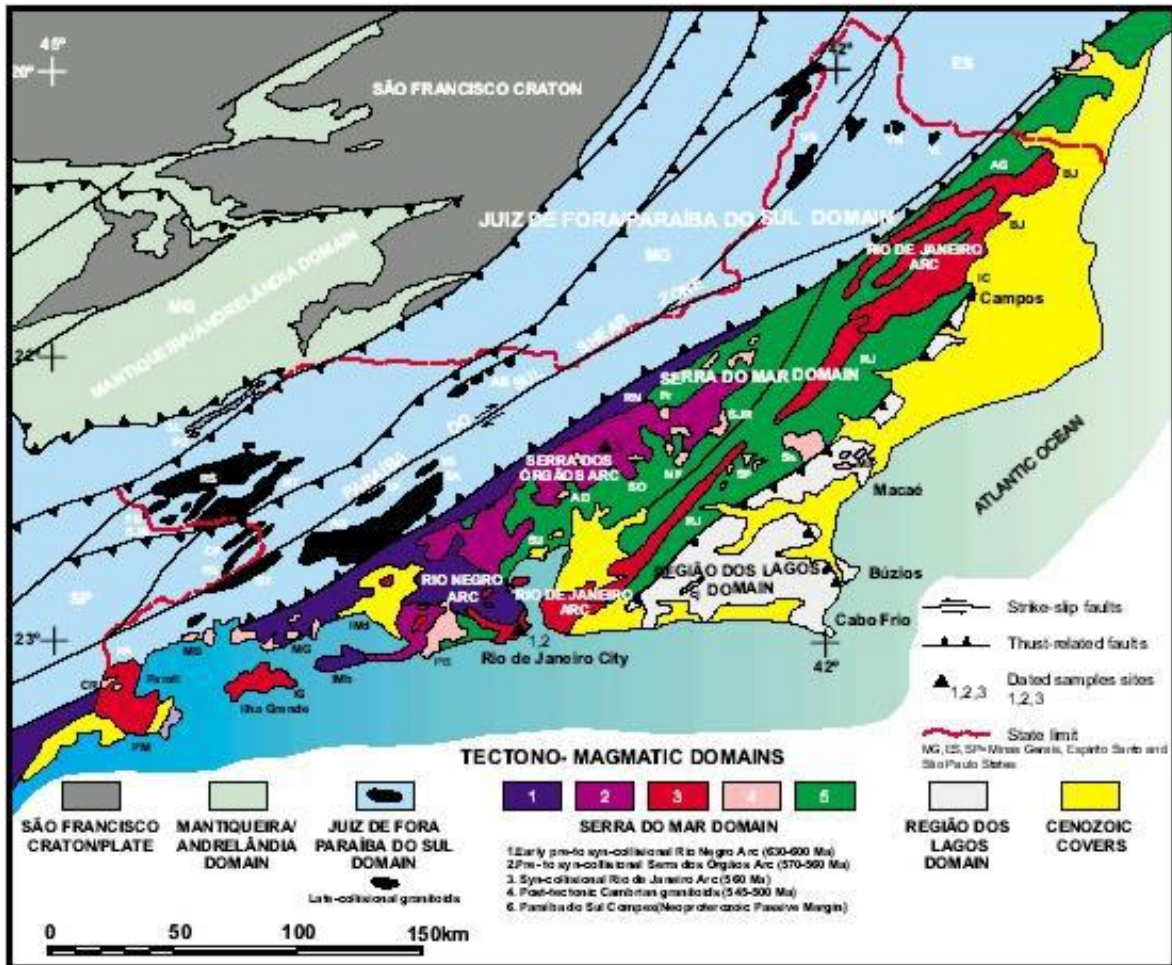


Figura 4.1: Domínios tectono-magmáticos do Estado do Rio de Janeiro (Silva & Cunha, 2001).

A região leste do Gráben da Guanabara localiza-se de maneira predominante no Domínio Tectono-Magmático Região dos Lagos, que em direção a Oeste faz contato com o Domínio Serra do Mar através de uma falha de empurrão NE-SW. O Domínio Região dos Lagos representa a porção mais oriental da Província Mantiqueira, e foi metamorfizado na fácies anfibolito superior durante um evento colisional em que cavalgou para NW sobre o Domínio Serra do Mar, nos estágios finais da colagem Brasileira (Schmitt, 2001). Esse cavalgamento põe em contato os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos e os metassedimentos do Complexo São Fidélis (Fonseca *et al.*, 1998).

A geologia do Gráben da Guanabara no leste fluminense (Figura 4.2) compreende em termos regionais, um embasamento proterozóico, constituído pelos complexos Região dos Lagos, Paraíba do Sul, Búzios e Rio Negro. Cortando esse

embasamento temos os granitóides brasileiros, representados pelas suítes Desengano e Bela Joana, e as rochas alcalinas cretáceas-terciárias dos maciços de Itaúna, Tanguá, Rio Bonito e Soarinho e do Morro de São João. Sobrepostos a essas unidades estão os sedimentos cenozóicos das bacias de Macacú e São José de Itaboraí, pelo Grupo Barreiras (terciário) e pelos depósitos quaternários (Silva *et al.*, 2001).

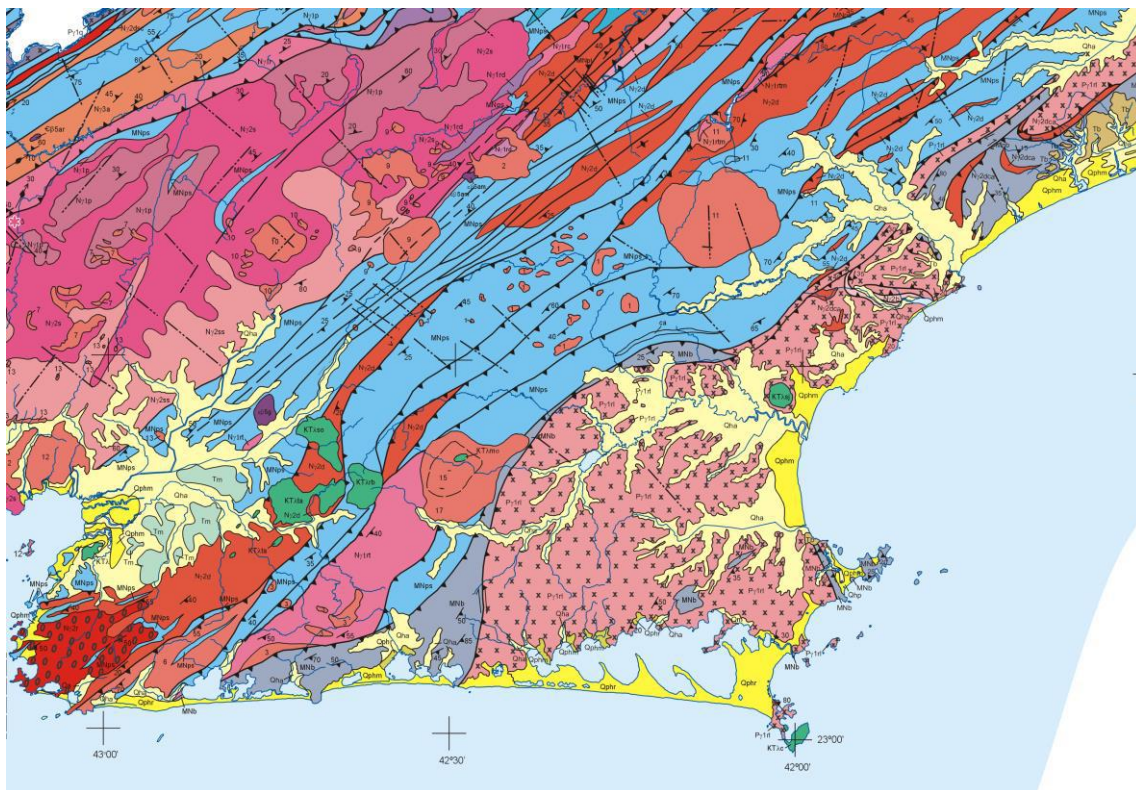


Figura 4.2: Mapa geológico do Rio de Janeiro, exibindo a área leste do Gráben da Guanabara (Silva & Cunha, 2001).

A Unidade Região dos Lagos, originalmente descrita por Reis *et al.* (1980, *apud* Gomes *et al.*, 1981), e posteriormente denominada Complexo Região dos Lagos (Fonseca *et al.*, 1998 e Silva & Cunha, 2001), foi mapeada como uma entidade pré-cambriana, e é formada por 2 conjuntos composicionais distintos, sendo o primeiro tonalítico, e o segundo, granítico. Compreende gnaisses leucocráticos, de cor cinza-clara, com textura granoblástica, bandados ou migmatizados. Contém corpos concordantes e discordantes de ortoanfibolitos e de quartzitos. Apresenta ainda contatos gradativos para os migmatitos da Unidade São Fidélis, contatos imprecisos com granulitos-hiperstênio da Unidade São José de Ubá e contatos bruscos com o Granito Sana (Gomes *et al.*, 1981). Próximo à Lagoa de Imboacica, em Macaé, ocorre um núcleo de rochas granulíticas com cerca de 5 km de diâmetro, intrusivas nas rochas do

Complexo Região dos Lagos, que foram agrupadas com o nome de Unidade São José de Ubá (Gomes *et al.*, 1981).

Segundo Silva & Cunha (2001), os gnaisses do Complexo Região dos Lagos possuem origem magmática, e os ortoanfibolitos parecem corresponder a duas gerações de paleodiques deformados. Apresenta foliações mergulhando ora para nordeste, ora para sudeste, e uma lineação de estiramento indicando direção de transporte para NW.

A Unidade São Fidélis, integrante do Complexo Paraíba do Sul (Silva & Cunha, 2001), foi descrita por Gomes *et al.* (1981) como sendo formada de maneira predominante por migmatitos heterogêneos e homogêneos com estrutura estromática, flebítica, oftálmica, e dobrada, e seus limites representam zonas de transição para as unidades adjacentes.

A Orogênese Brasileira foi dividida por Silva & Cunha (2001) em três episódios orogênicos sucessivos, cuja evolução tectono-magmática é responsável pela acreção dos arcos magmáticos Rio Negro, Serra dos Órgãos e Rio de Janeiro. Esses episódios são caracterizados por intensa granitogênese, exemplificada na ampla distribuição de granitóides pré, sin, e tardicolisionais.

Schmitt (2001) definiu a Orogênese Búzios no Domínio Tectônico Cabo Frio, como sendo o evento tectono-metamórfico mais novo registrado nas faixas móveis brasileiras, com idades entre 525 e 480 Ma. O metamorfismo associado a esse evento variou desde fácies anfibolito alto, até granulito, alcançando o pico metamórfico entre 525 Ma e 520 Ma.

O Complexo Búzios (Silva & Cunha, 2001) agrupa rochas supracrustais das sucessões Búzios e Palmital, formadas durante o Neoproterozóico em ambiente sedimentar de fundo oceânico. Essa sequência supracrustal foi metamorfisada e deformada pela Orogênese Búzios entre o Cambriano e o Ordoviciano (Schmitt, 2001).

As sucessões Búzios e Palmital são formadas predominantemente por paragneisses, e podem ser divididas em três associações de metassedimentos: quartzo-feldspáticos, pelíticos aluminosos e calcissilicáticos. A sucessão Búzios apresenta ainda, anfibolitos e hornblenditos intercalados aos metassedimentos aluminosos e calcissilicáticos (Schmitt, 2001).

O Complexo Rio Negro, considerado representante do Arco Magmático Rio Negro, foi gerado durante um estágio precoce da Orogenia Brasileira, há cerca de 630

Ma (Tupinambá, 1999, *apud* Silva & Cunha, 2001). Ele é representado no leste do Gráben da Guanabara pela Unidade Rio Negro, que é formada por gnaisses bandados de composição tonalítica e trondhjemítica, com foliação de baixo a médio ângulo.

As Suíte Desengano e Bela Joana são consideradas como granitóides pré a sin-colisionais, levemente deformados, exibindo foliação milonítica e bandamento gnáissico, respectivamente (Silva & Cunha, 2001).

O magmatismo alcalino que ocorreu do neocretáceo ao terciário no sudeste brasileiro, está representado na área leste do Gráben da Guanabara por diversos maciços e *plugs*, além de inúmeros diques associados a esses corpos. Eles são caracterizados pela predominância de nefelina sienito, como nos maciços de Tanguá e Rio Bonito, ocorrendo de forma mais rara, rochas máficas a ultramáficas como nefelina monzosienito, anfibólio malignito, anfibólio shonkinito, anfibólio fergusito e pseudoleucita gabro, no Morro de São João (Valença & Klein, 1984). Algumas datações pelo método Rb-Sr em rocha total, forneceram idades de 97,5 e 66,8 Ma para o maciço de Tanguá, e 77 Ma para o Morro de São João (Sichel *et al.*, 1997).

O Cenozóico está representado no leste do Gráben da Guanabara pelos sedimentos do Grupo Barreiras, e das bacias de Macacú e São José do Itaboraí, essas duas últimas formadas durante a evolução tectônica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB, Ferrari & Silva, 1997; Riccomini, 1989).

A Bacia de São José de Itaboraí possui o mais antigo registro sedimentar comprovado do RCSB, de idade paleocênica (Lima & Cunha, 1986; Bergqvist, 1996, *apud* Ferrari, 2001). Segundo Silva & Cunha (2001), a bacia compreende três unidades sedimentares: a Formação Itaboraí, constituída por calcários travertinos intercalados com calcários clástico-argilosos; a Unidade Intermediária, composta por sedimentos rudáceos-psamíticos, assentada em desconformidade sobre a unidade anterior; e a Unidade Superior, também rudáceo-psamítica e discordante em relação às demais. Esse conjunto é cortado por um dique ankaramítico, que por sua vez, alimenta um derrame de igual composição.

A Bacia de Macacú, de idade eocênica-oligocênica, foi definida por Ferrari & Silva (1997) como um único pacote sedimentar englobando a unidade pré-Macacú e a Formação Macacú, separadas por uma discordância erosiva. Segundo os autores, o

conjunto é caracterizado pela presença de fácies lamosas, arenosas e conglomeráticas, atribuídas a um ambiente de leque aluvial, intercalado com sedimentação lacustre.

O Grupo Barreiras se distribui ao longo de uma extensa faixa do litoral brasileiro, desde o Amapá até o Rio de Janeiro, onde aflora na região de Carapebus-Quissamã, no litoral norte fluminense, e mais restritamente, próximo às cidades de Búzios e Macaé. Sua origem é atribuída ao Plioceno, sob clima semi-árido, podendo ser dividido em três unidades sedimentares: areias grossas a conglomeráticas, com matriz caulínica e estratificação cruzada na base; uma unidade intermediária com interlaminações de areias grossas quartzosas com matriz arenosa-argilosa e argilas-arenosas; e no topo, um nível de argilas vermelhas e brancas (Ferrari *et al.*, 1981, *apud* Silva & Cunha, 2001).

Entre os depósitos quaternários, destacam-se os sedimentos de restinga, destacando-se os cordões arenosos da Região dos Lagos; os sedimentos fluviomarinhos da planície aluvial do Rio Paraíba do Sul, retrabalhados pela ação de ondas e dispostos em cordões arenosos de direção NE-SW (Fonseca *et al.* 1998); sedimentos praias correspondentes às linhas de praia atuais; e sedimentos fluviolacustrinos da região marginal da Lagoa Feia, próximo a Macaé.

4.2 – Magmatismos Mesozóico e Cenozóico no Sudeste do Brasil

O Rifte Continental do Sudeste Brasileiro, de idade eocênica (Lima & Amador 1985; Lima *et al.* 1996) foi precedido por um magmatismo de composição toleítica, representado pelo embasamento das bacias costeiras da Margem Continental Brasileira (bacias de Campos e Santos) e correlacionado por vários autores aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, com idades entre 127 e 137 Ma (Turner *et al.* 1994).

As atividades tectono-magmáticas correspondentes a esse magmatismo toleítico são denominadas Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.* 1984), que é caracterizado por uma ampla distribuição de diques de basalto e diabásio. Esses diques possuem direção preferencial NE-SW e pertencem ao enxame de diques Santos-Rio de Janeiro (Renne *et al.* 1996), de idades entre 134 e 129 Ma (Regelous 1990, Deckart *et al.* 1998).

O vulcanismo basáltico da fase rifte é representado na Bacia de Campos pela Formação Cabiúnas, de idade neocomiana, constituída por basaltos toleíticos

intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares (Mizusaki *et al.*, 1988; Almeida *et al.*, 1996), formados por vulcanismo fissural com fases subaéreas e subaquosas, interagindo com processos vulcanoclásticos e sedimentares.

Alguns autores (Almeida *et al.*, 1996) sugerem que o vulcanismo basáltico pode ter se originado como resposta a um soerguimento dômico na porção sudeste do Brasil, que se manifestou do Permiano final ao Triássico devido a perturbações térmicas do manto. Essa primeira fase de magmatismo, de idade neojurássica a eocretácea, arrefeceu no Aptiano-Albiano, dando lugar a uma segunda fase de magmatismo, com caráter alcalino (Almeida *et al.*, 1996).

O magmatismo de composição alcalina aconteceu do Neocretáceo ao Eoceno Inferior/Médio (Almeida *et al.*, 1996), durante a fase drifte do processo de ativação plataformar, em ambiente intraplaca. Ele apresenta poucas estruturas, mas parece se adaptar às zonas de fraqueza pré-cambrianas, adquirindo formas alongadas NE ou ENE (Almeida, 1991). A origem desse magmatismo foi em parte, acompanhada pela tafrogênese que gerou o Gráben da Guanabara e as bacias terciárias, sob um regime tectônico de transcorrência sinistral E-W (Ferrari *et al.*, 1997).

Esse segundo episódio magmático é representado no sudeste do Brasil pelo Enxame de Diques do Rio de Janeiro e maciços (*stocks* e *plugs*) de rochas alcalinas principalmente félsicas, como traquitos e sienitos, mas também máficas, como shoshonitos e ankaramitos.

Grande parte dessas intrusões está distribuída ao longo do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1991), que abrange rochas alcalinas localizadas entre Jaboticabal e o banco submarino Almirante Saldanha. Segundo Marsh (1973, *apud* Almeida, 1991), o lineamento seria uma extensão continental de uma falha transformante ou zona de fratura oceânica, resultante de um deslocamento da posição do pólo de rotação da placa há cerca de 80 Ma, em um segundo estágio de abertura do Atlântico Sul. Outros autores consideraram a hipótese de um *hot spot*, no qual a placa teria se deslocado sobre um ponto quente fixo no manto (Herz 1977; Sadowski & Dias Neto 1981, *apud* Almeida, 1991).

O Alinhamento Magmático de Cabo Frio é uma faixa de aproximadamente 60 Km de largura e 1150 Km de extensão, que contém 26 corpos intrusivos, 5 extrusivos, e numerosos diques, de rochas predominantemente félsicas, e subordinadamente máficas, posicionadas entre 87 e 43 Ma. Almeida (1991) defende a hipótese de que o alinhamento indicaria a existência de falhas subcrustais, surgidas com a rotação da placa

há cerca de 80 Ma. Essas falhas representariam zonas de fraqueza litosférica, em que as condições de pressão e temperatura seriam capazes de fundir parcialmente o manto, gerando magma alcalino.

Esse último episódio magmático, de composição alcalina, teve fim na região sudeste durante o Oligoceno, enquanto que no nordeste ela prosseguiu até o Mioceno (Almeida *et al.*, 1996).

4.3 – Bacia de Campos

A Bacia de Campos é uma bacia da Margem Continental Brasileira, formada a partir do Cretáceo, durante a Reativação Wealdeniana (Schobbenhaus *et al.*, 1984), que culminou na abertura do Oceano Atlântico Sul. Ela está localizada entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, e é separada da Bacia de Espírito Santo, ao norte, pelo Alto de Vitória, e da Bacia de Santos, ao sul, pelo Alto de Cabo Frio. É atualmente a maior bacia produtora de petróleo no país, sendo por isso, de grande interesse econômico.

A Bacia de Campos é uma típica bacia de margem divergente, e diversos autores (Rangel *et al.*, 1994; Dias *et al.*, 1990) costumam dividir o seu preenchimento em três grandes sequências tectono-sedimentares: sequência continental; transicional; e marinha.

A sequência continental, de idade eocretácica, e correspondente à fase rifte de evolução da bacia, abrange os basaltos da Formação Cabiúnas, e parte dos sedimentos continentais da Formação Lagoa Feia, fortemente controlados por uma tectônica predominantemente distensiva. Essa tectônica foi responsável por intenso vulcanismo, e pela formação de um sistema de *rift valleys*, caracterizados por falhamentos sintéticos e antitéticos de direção NE-SW, que teriam aproveitado descontinuidades pré-mesozóicas existentes (Dias *et al.*, 1990).

O embasamento econômico da Bacia de Campos é representado pela Formação Cabiúnas, que compreende derrames basálticos, intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares. Esses derrames, associados ao início da fase rifte da bacia, foram datados pelo método K-Ar, em 122 e 134 Ma (Misuzaki *et al.*, 1989 *apud* Rangel *et al.*, 1994).

Assentados em discordância sobre a Formação Cabiúnas, estão os sedimentos siliciclásticos e carbonáticos da Formação Lagoa Feia, de idade barremiana-aptiana, depositados em ambientes de leques aluviais e de lagos tectonicamente controlados (Dias *et al.*, 1990; Rangel *et al.*, 1994). Essa formação é formada por conglomerados polimíticos, arenitos grossos conglomeráticos, arenitos muito finos, folhelhos e siltitos. Além dessas litologias, destacam-se as coquinas do Membro Coqueiros, e os evaporitos do Membro Retiro (Rangel *et al.*, 1994).

A sequência transicional é correlacionada a um período de quiescência tectônica na bacia, a partir do Andar Alagoas, após um evento erosivo regional ter nivelado o relevo formado na fase rifte. Sobre essa discordância erosiva, está assentado um pacote sedimentar formado por sedimentos clásticos na base, e evaporitos, no topo, denotando a passagem de um ambiente continental para marinho, tectonicamente calmo (Dias *et al.*, 1990; Rangel *et al.*, 1994).

Segundo Dias *et al.*(1990), apenas alguns falhamentos da fase rifte foram reativados localmente durante o Andar Alagoas. Quanto aos evaporitos, a tectônica salina adquiriu particular importância durante a deposição da sequência marinha, na formação de estruturas e influência sobre a distribuição faciológica da sedimentação marinha.

A sequência marinha, correspondente à fase drifte de evolução da bacia, foi depositada em concordância sobre a sequência transicional, e pode ser dividida em três sequências menores: carbonática nerítica rasa, oceânica hemipelágica, e oceânica progradante (Dias *et al.*, 1990).

Na sequência carbonática nerítica, atribuída ao Albiano Inferior/Médio, houve a instalação de uma ampla plataforma clástico-carbonática, na qual ocorrem os primeiros registros do desenvolvimento da tectônica adiastrófica, relacionada às movimentações de sal (halocinese)(Dias *et al.*, 1990). A sequência oceânica hemipelágica, posicionada entre o Albiano Superior e o Paleoceno Superior, depositou-se durante uma nova fase de halocinese.

Quanto à tectônica da bacia, observa-se o progressivo basculamento da margem continental para Leste, em regime de subsidência térmica. Devido à movimentação de sal durante a deposição dos corpos turbidíticos, e a falhamentos associados, houve formação de trapas estruturais nos campos de óleo desta sequência.

Essa sequência foi afetada por um contexto tectônico bastante ativo, no qual houve a implantação no embasamento adjacente, das bacias tafrogênicas terciárias, como as de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Volta Redonda e Resende.

Na Bacia de Campos, essa atividade tectônica se refletiu em intensa reativação distensiva, manifestando-se magmatismo básico no Neocretáceo (83 Ma) e Eoceno (53 Ma), principalmente no sul da bacia. No Nordeste da bacia, ocorreu uma expressiva subsidência localizada na região plataformal rasa, originando baixos estruturais como o Baixo de São Tomé (Dias *et al.*, 1990).

5 – METODOLOGIA

Foram coletados no campo dados estruturais de diques e brechas, referentes à medida de estruturas planares como fraturas e diques, e dados pareados (plano de falha/estria de falha) em espelhos de falha. Os dados estruturais foram posteriormente tratados e analisados, utilizando-se para isso os *softwares* TectonicsFP (Reiter & Acs, 1995) e TENSOR (Delvaux, 1993). O primeiro foi utilizado para a plotagem e análise geométrica de juntas e diques, enquanto o último, para a plotagem, tratamento e análise cinemática de dados pareados (plano de falha/estria de falha). Todas as projeções estereográficas nesse trabalho utilizaram a Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Com vista à determinação de campos de paleotensões locais, os dados pareados foram invertidos pelo programa TENSOR, utilizando uma versão modificada do Método dos Diedros Retos, de Angelier & Mechler (1977). Esse método divide a deformação ao redor de um plano de falha em quatro campos de esforços, sendo dois compressivos (P) e dois distensivos (T). Esses campos são limitados por diedros retos, formados pela interseção do plano de falha com um plano imaginário ortogonal a ele e às estrias contidas nele, denominado plano auxiliar. Nos diedros distensivos estão localizadas as estruturas extensionais, enquanto as estruturas compressionais localizam-se nos diedros compressivos. A sobreposição dos campos de esforços para vários planos de falha indica a orientação dos eixos de tensões principais, σ_1 , σ_2 e σ_3 , sendo $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (Figura 5.1).

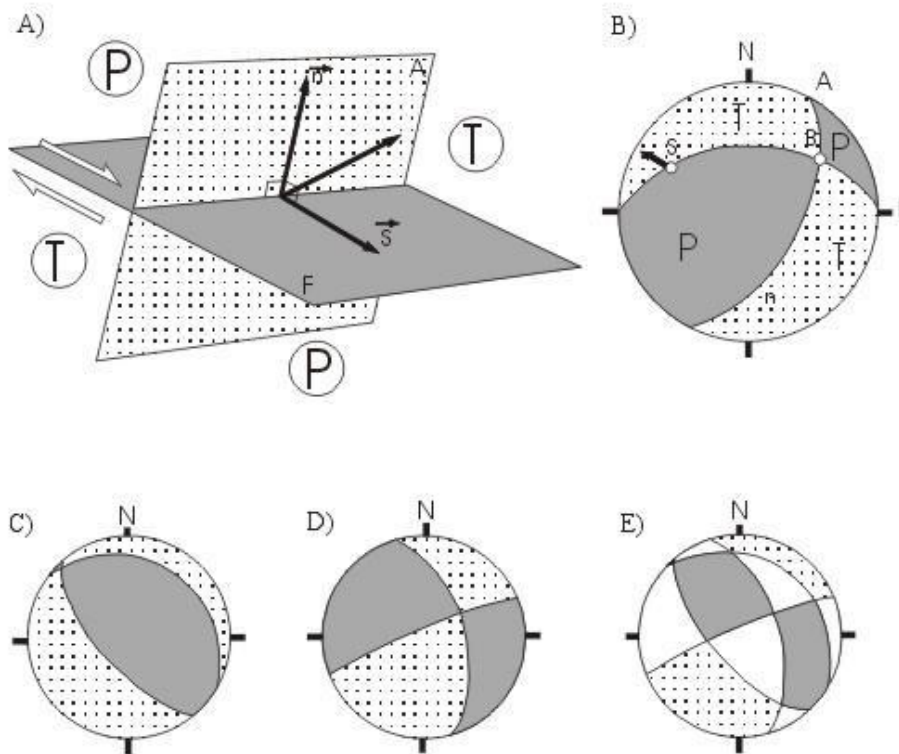


Figura 5.1: Método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977). A) Segundo esse método, a deformação ao redor de um plano de falha está distribuída em campos distensivos (T) e compressivos (P), limitados por diedros retos, formados pela interseção do plano de falha (F) com um plano ortogonal à estria de falha (s), denominado plano auxiliar (A); B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a interseção dos dois; C) Projeção estereográfica de falha normal e seu plano auxiliar, delimitando os campos distensivos (T) e compressivo (P); D) Idem ao anterior, para uma falha direcional; E) Superposição das projeções representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em cinza, 100% distensivas, pontilhadas, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e áreas com 50% de cada, em branco, resultantes da superposição de domínios compressivos e distensivos (Fonte: Ferrari, 2001).

Outro parâmetro fornecido pelo programa TENSOR é a razão de esforço Φ , definida por Angelier (1989) como $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_2$, $0 \leq R \leq 1$. Com base nessa razão, os regimes de esforços são subdivididos em:

- 1) **EXTENSIONAL** (σ_1 vertical):
 - $0 < R < 0.25$: extensão radial
 - $0.25 < R < 0.75$: extensão pura
 - $0.75 < R < 1.00$: extensão direcional

- 2) **DIRECIONAL** (σ_2 vertical):
 - $0 < R < 0.25$: direcional compressivo
 - $0.25 < R < 0.75$: direcional puro
 - $0.75 < R < 1.00$: direcional extensional

3) **COMPRESSIONAL** (σ_3 vertical):

- $0 < R < 0.25$: compressão direcional
- $0.25 < R < 0.75$: compressão pura
- $0.75 < R < 1.00$: compressão radial

O sentido de movimento das falhas observadas foi inferido a partir de indicadores cinemáticos gerados sobre o próprio plano de falha, com base nos trabalhos de Petit (1987) e Angelier (1994).

O principal indicador cinemático utilizado, especialmente nos diques, foi o crescimento de fibras de calcita no plano de falha. Essas fibras se desenvolvem simultaneamente ao movimento da falha, e são considerados como indicadores totalmente confiáveis. Elas apresentam menor fricção ao tato, sobre o plano de falha, no sentido do bloco perdido, sendo por isso classificadas como feições positivas (Figura 5.2).

A análise de estruturas secundárias seguiu a sistematização utilizada por Petit (1987) e Angelier (1994), que se baseia no Modelo de Riedel (1929). Segundo os primeiros autores, as famílias de fraturas secundárias, geradas por cisalhamento simples, em ambiente rúptil, são classificadas nos critérios T, R e P (Figura 5.3).

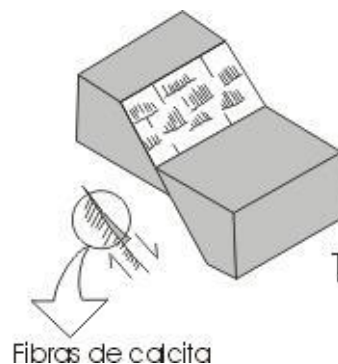


Figura 5.2: Sentido de movimento de falhas, utilizando-se como critério, o crescimento de fibras de calcita, formando degraus minerais (Fonte: Ferrari, 2001).

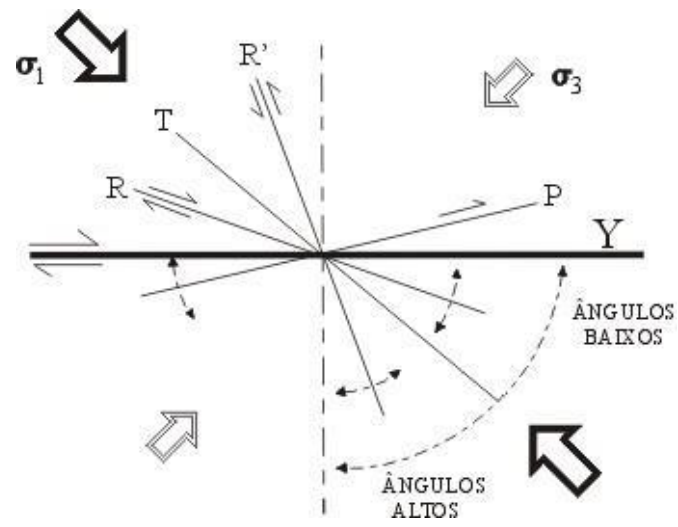


Figura 5.3: Critérios usados para a classificação de fraturas secundárias, segundo Petit (1987)

6 – RESULTADOS

6.1 – Caracterização petrográfica

Foram coletadas em campo amostras dos diques e brechas tectônicas silicificadas investigadas para a preparação de lâminas delgadas, visando a sua caracterização e classificação petrográfica.

A classificação dos diques teve como base os diagramas de classificação para rochas gabróicas e ultramáficas proposto por Streckeisen (1976), sendo que para as rochas afaníticas foi levado em conta a porcentagem dos minerais em relação ao total de pórfiros.

Com base nessa classificação, dividiu-se os diques em dois grupos: diques de diabásio/basalto, e diques de norito. A distinção entre os dois grupos foi feita através da composição do piroxênio: no primeiro, temos a predominância de clinopiroxênio, enquanto no segundo, de ortopiroxênio. Os diques de diabásio e norito foram classificados com base na porcentagem de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio (Figura 6.1), enquanto que os diques de norito, por apresentarem a presença de olivina, foram também classificados com base na abundância de plagioclásio, ortopiroxênio e olivina, sendo que duas amostras, referentes ao dique CM-21, foram plotadas no campo dos olivina noritos (Figura 6.2).

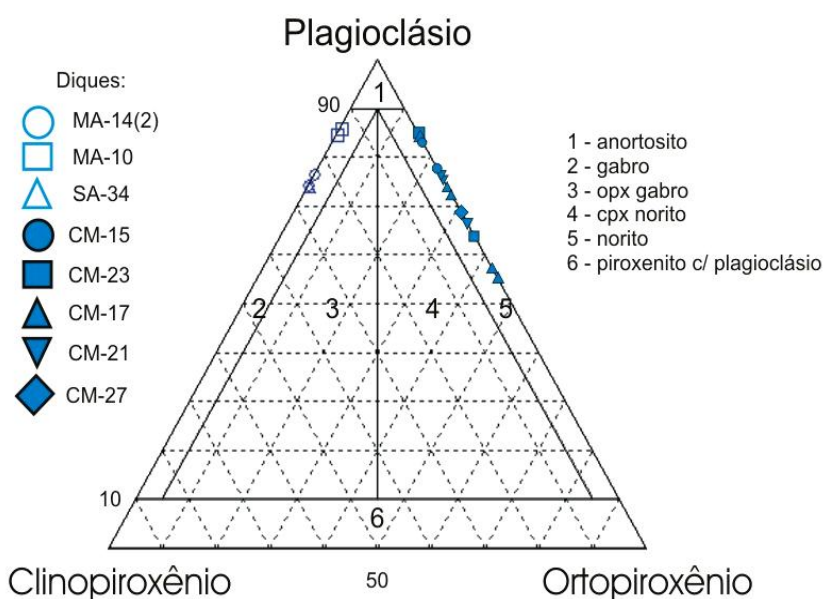


Figura 6.1: Classificação dos diques de diabásio/gabro e norito, utilizando o diagrama de classificação de rochas gabróicas de Streckeisen (1976), com base na porcentagem de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio.

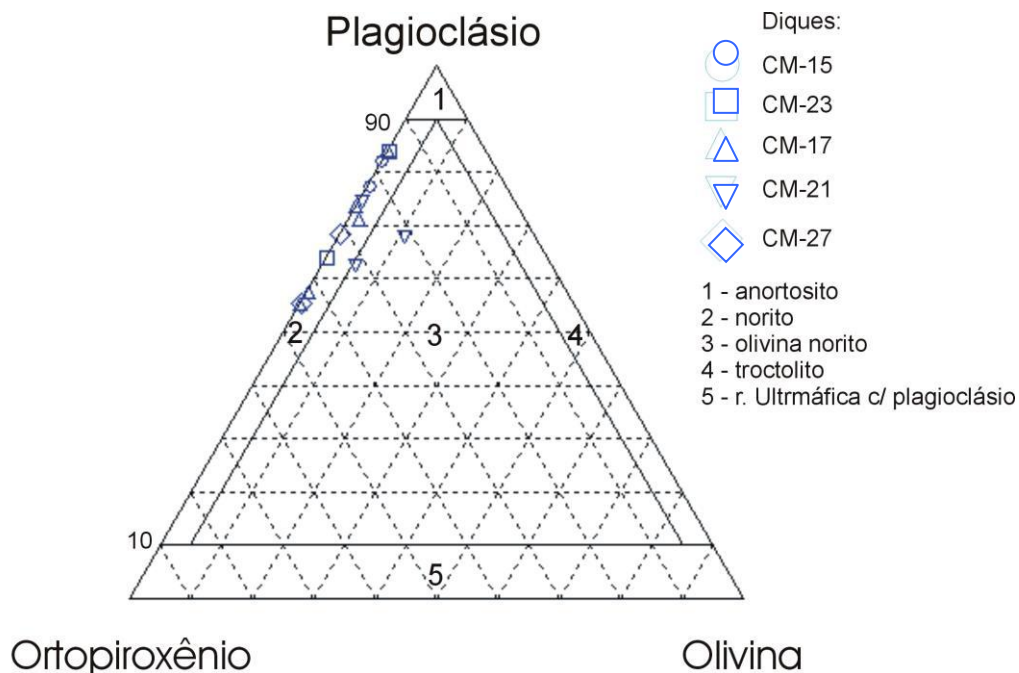


Figura 6.2: Classificação dos diques de norito, utilizando o diagrama de classificação de rochas gabróicas de Streckeisen (1976), com base na porcentagem de plagioclásio, ortopiroxênio e olivina.

Os diques de diabásio estudados estão localizados em Macaé e Saquarema, e apresentam clinopiroxênio e plagioclásio como minerais essenciais, e biotita, minerais opacos, quartzo, k-feldspato e calcita como minerais acessórios.

Os diques de norito estudados localizam-se na região de Conceição de Macabú, e são caracterizados por plagioclásio e ortopiroxênio como minerais essenciais, e biotita e minerais opacos como acessórios. Destaca-se também, a presença de cristais de olivina em algumas lâminas.

Os diques de Conceição de Macabú e de Saquarema, apesar de serem mineralogicamente diferentes, estão localizados em um mesmo lineamento estrutural NE, cuja continuidade pode ser acompanhada por dezenas de quilômetros. Isso sugere a hipótese desses diques serem o mesmo corpo, porém, com uma enorme variação petrográfica ao longo da sua extensão.

Os diques de diabásio de Macaé possuem textura inequigranular porfírica, com a porcentagem fenocristais/matriz variando entre 15% e 70%. A população de fenocristais é representada essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos. Os cristais de plagioclásio estão ligeiramente alterados, sendo hipidiomórficos, com formas tabulares alongadas. Ocasionalmente, os cristais estão dispostos geometricamente, segundo arranjos triangulares, cujos interstícios podem estar

preenchidos por uma matriz afanítica, e por cristais de clinopiroxênio, quartzo e k-feldspato (Figura 6.3A). É comum também a presença de glomeropórfiros de plagioclásio e clinopiroxênio imersos em uma matriz mais fina (Figura 6.3B). Os cristais de clinopiroxênio observados nessas lâminas são xenomórficos a hipidiomórficos, com as arestas bem arredondadas. Outra particularidade encontrada nesses diques foi o fato de que os minerais opacos se apresentam em duas populações distintas: a mais abundante é idiomórfica e possui hábito acicular, formando uma espécie de malha de cristais possivelmente composta por rutilo (Figura 6.3C); a menos abundante é xenomórfica, porém exibe cristais maiores que a população anterior.

Em Saquarema, somente o *sill* SA-34 teve uma lâmina preparada e descrita. Sua textura é visivelmente mais grossa que a observada nos diques de diabásio de Macaé, havendo inclusive alguns núcleos porfíricos em direção ao centro do corpo. Os cristais de plagioclásio são idiomórficos, com formas tabulares alongadas, e às vezes geminados. Os cristais de clinopiroxênio são preferencialmente hipidiomórficos, e mais raramente xenomórficos. É muito comum a presença de quartzo na lâmina, seja em cristais hipidiomórficos, com faces bem desenvolvidas, ou em intercrescimento granofírico com k-feldspato (Figura 6.3D,E). Outro ponto a ser destacado nesse dique é a presença de calcita xenomórfica, de origem provavelmente deutérica hidrotermal (Figura 6.3F).

O dique de norito de Conceição de Macabú apresenta textura equigranular, com mineralogia essencial formada por cristais hipidiomórficos de plagioclásio, e xenomórficos e hipidiomórficos de ortopiroxênio (Figura 6.4A,B). Dentre os minerais acessórios, a biotita ocorre de maneira xenomórfica, ligeiramente alterada para clorita. O quartzo pode aparecer sob a forma de cristais hipidiomórficos, com algumas faces bem desenvolvidas, ou junto com k-feldspato, sob a forma de intercrescimento granofírico. Merece destaque a presença de olivina nesses diques, identificada pelo relevo muito alto (Figura 6.4C,D).

Uma brecha tectônica de Macaé foi descrita quanto à sua petrografia, possuindo aproximadamente 60% de matriz, podendo ser considerada um cataclasito. Os clastos são formados por quartzo, calcedônia e minerais opacos (Figura 6.4E,F). Os cristais de quartzo são angulosos, apresentam extinção ondulante frequentemente, e não mostram nenhum tipo de orientação. Os clastos de calcedônia são também angulosos, e apresentam extinção permanente. Os minerais opacos estão parcialmente oxidados, apresentando uma coloração avermelhada, e apresentam uma leve orientação dos clastos

em torno dos cristais de quartzo. A matriz, que faz contatos bruscos com os clastos, é composta essencialmente por quartzo, podendo haver calcedônia, feldspato e minerais opacos presentes.

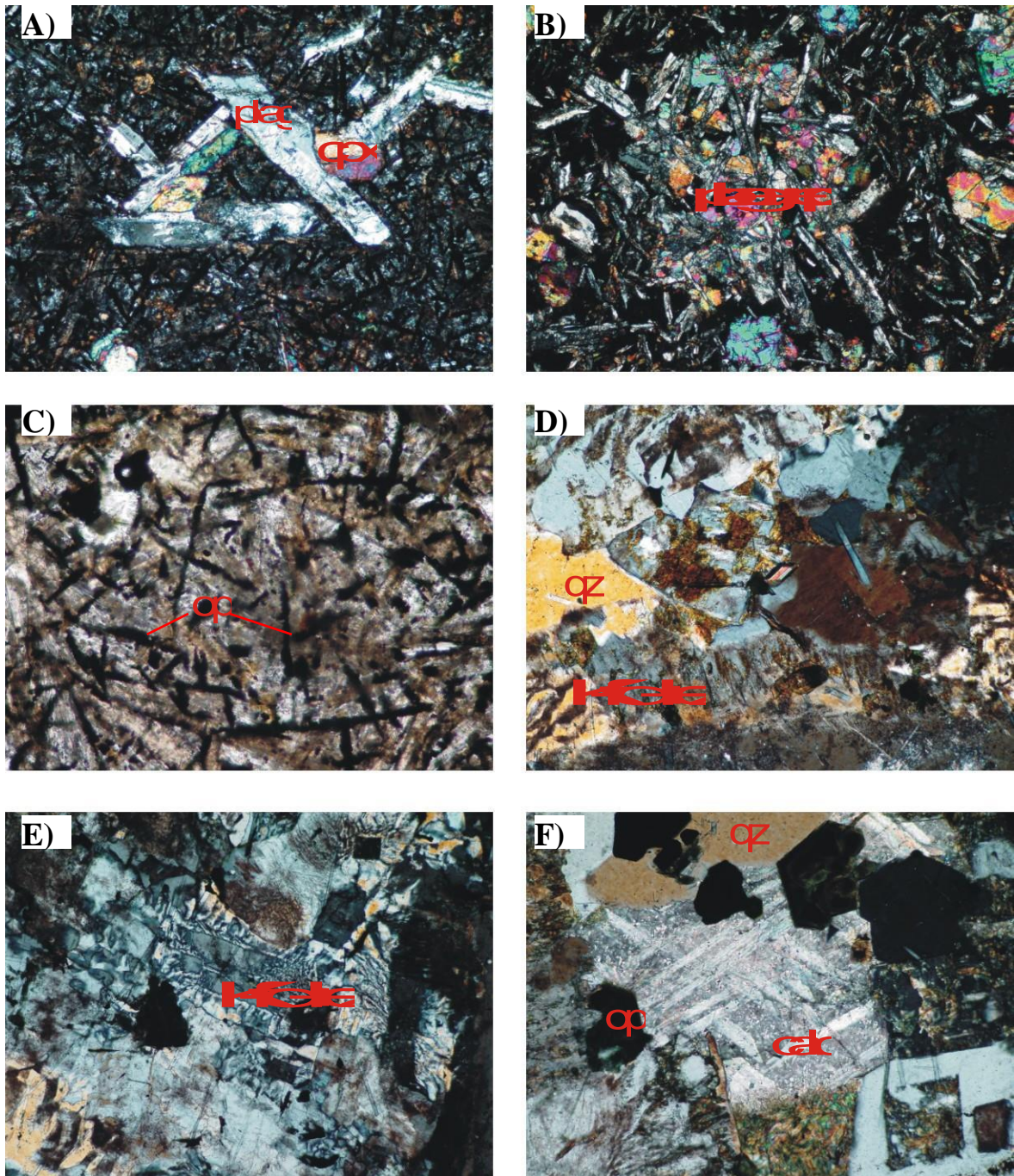


Figura 6.3: Fotomicrografias dos diques de diabásio/gabro. A) cristais de plagioclásio dispostos em arranjos triangulares, com interstícios preenchidos por uma matriz afanítica e clinopiroxênio (10X); B) glomeropórfiros de plagioclásio e clinopiroxênio imersos em uma matriz fina (4X); C) arranjo geométrico de minerais opacos com hábito acicular (20X); D) o quartzo pode se apresentar como cristais hipidiomórficos, ou em intercrescimento granofírico com k-feldspato (4X); E) intercrescimento granofírico (10X); F) cristal de calcita, exibindo clivagem típica (10X). A, B e C – diques de Macaé; D, E e F – *sill* de Saquarema. Largura da visada: 4X = 4 mm; 10X = 1,6 mm; 20X = 0,8 mm. Todas as fotos com nicóis cruzados, exceto C. Legenda: plag = plagioclásio; cpx = clinopiroxênio; op = minerais opacos; qz = quartzo; K-fd = k-feldspato; calc = calcita.

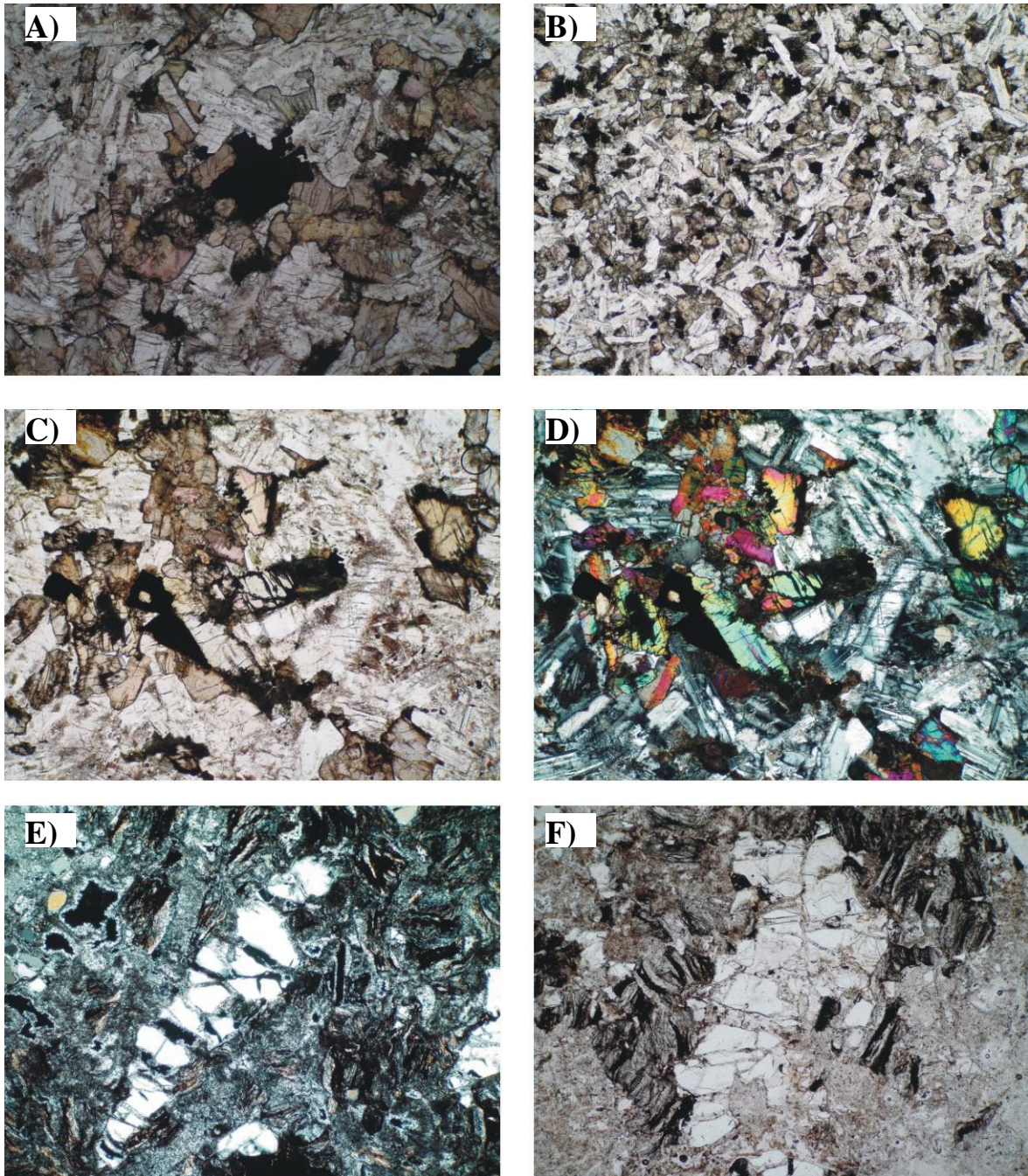


Figura 6.4: Fotomicrografias de um dique de norito e uma brecha tectônica. A) aspecto geral da rocha, exibindo cristais de plagioclásio e ortopiroxênio; B) aspecto geral do mesmo dique, porém, com textura mais fina; C) cristais de olivina (centro da foto) mais plagioclásio, ortopiroxênio e minerais opacos; D) idem ao anterior; E) clastos de quartzo, calcedônia e minerais opacos imersos em uma matriz fina em uma brecha tectônica; F) clastos de quartzo bastante fraturados, e orientação dos minerais opacos com aspecto zebrado. A, B, C e D – dique de Conceição de Macabú; E e F – brecha de Macaé. Largura de todas as visadas: 4X = 4 mm; Todas as fotos com nicóis paralelos, exceto D e E. Legenda: plag = plagioclásio; opx = ortopiroxênio; ol = olivina; qz = quartzo.

6.2 – Análise estrutural

Foram feitas análises estruturais de brechas tectônicas silicificadas das regiões de Carapebus, Macaé e Araruama, de diques básicos de Macaé, Saquarema e Conceição de Macabú, e de um *sill* de Saquarema.

6.2.1 – Diques de diabásio

6.2.1.1 – Saquarema

Em Saquarema foram observados dois corpos de diabásio, sendo um dique e um *sill*, exibindo planos de falha estriados, e planos de fratura internos, sem evidência de estrias. O *sill*, SA-34 (Figura 6.5), localizado em um corte da Rodovia Amaral Peixoto, possui espessura aparente de 50m, aproximadamente, e atitude $319^{\circ}/68^{\circ}$, essencialmente concordante com a foliação da rocha encaixante, um gnaisse bandado com s_x igual a $314^{\circ}/70^{\circ}$. No *sill* puderam ser distinguidas fraturas internas, bem como planos de falha estriados (*slickensides*) cujo sentido de movimento foi inferido a partir do desenvolvimento de fibras de calcita em planos alternadamente estriados e lisos. O segundo corpo, o dique SA-31, localizado em uma lavra de argila abandonada, apesar de bastante alterado, apresenta ainda um sistema de fraturas internas frequentemente percoladas por óxidos e outros materiais intempéricos.



Figura 6.5: Afloramento do *sill* SA-34 em um corte de estrada de Saquarema.

Os dados de planos/estrias de falha obtidos no *sill* SA-34 foram tratados e invertidos pelo programa TENSOR, buscando a obtenção dos eixos de tensões, e a determinação do campo de paleotensões. A análise cinemática preliminar dos dados pareados indicou que a intrusão desse *sill* foi controlada por um campo de tensões extensivo puro. O eixo de tensões mínimo, σ_3 , está posicionado ENE-WSW, obliquamente à orientação do dique (Figura 6.6), enquanto o tensor σ_2 , corresponde ao

eixo de tensão máxima horizontal, σ_1 , está alinhado NNW-SSE, perpendicular a σ_3 . Os planos de falha possuem ângulos fortes de mergulho, e estão frequentemente mineralizados em calcita, proveniente de hidrotermalismo.

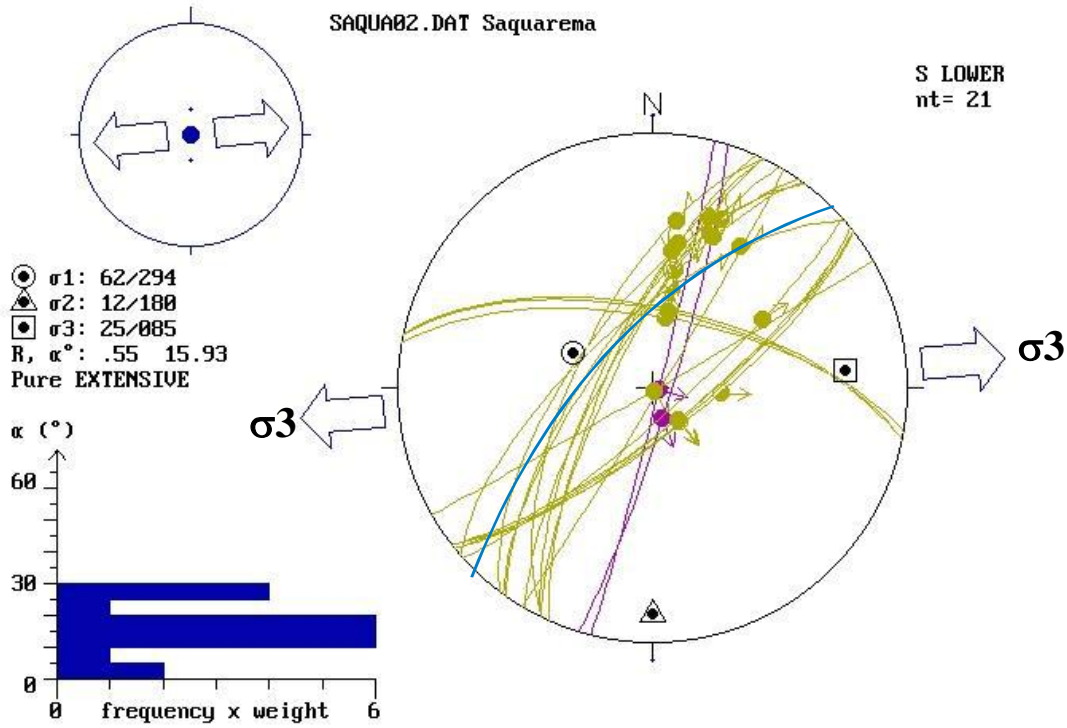


Figura 6.6: Projeção estereográfica dos dados pareados do *sill* SA-34. O eixo de tensão horizontal máxima e de tensão mínima são representados respectivamente por σ_2 e σ_3 , definindo assim a atuação de um campo de paleotensões extensional durante a intrusão do corpo, cujo contato está assinalado em azul.

As estrias de falha indicaram movimentação sinistral ao longo dos planos que mergulham para NW, e normal, para aqueles que mergulham para SE e SW. O indicador cinemático utilizado nos planos de falha com sentido de movimento normal foi a formação de degraus minerais, enquanto que nos planos de falha sinistrais o indicador foi a alternância de faces sulcadas e faces lisas na superfície de falha. Nesse caso, as faces sulcadas representam as áreas de maior atrito durante a movimentação, enquanto que as faces lisas, as de menor atrito. Em ambos os casos, a movimentação se deu concomitantemente ao desenvolvimento de fibras de calcita (Figura 6.7). Esses planos de falha não mostraram também nenhuma superposição de estrias, ou qualquer outra evidência que sugerisse a atuação de mais de um evento deformacional na área.

O dique de Saquarema investigado, SA-31, mostrou um padrão de fraturas geométrico, a partir do qual se desenvolveu um processo de esfoliação esferoidal. Provavelmente, a percolação de água meteórica nas fraturas fez com que a alteração

intempérica química da rocha se propagasse a partir dos planos de fratura em direção aos núcleos de rocha fresca.

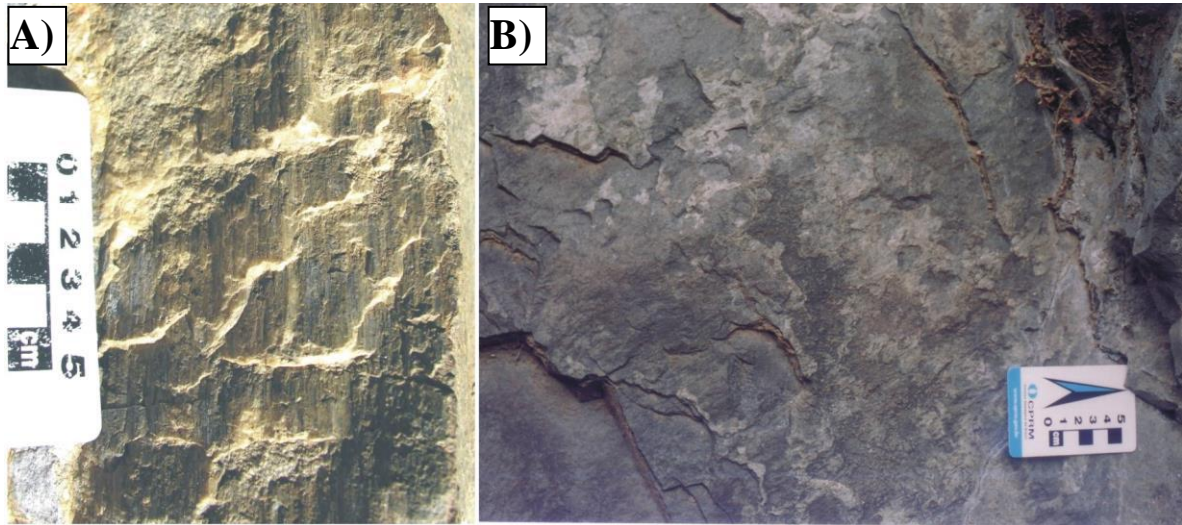


Figura 6.7: Planos de falha do *sill* SA-34, exibindo estrias de falha. O desenvolvimento de fibras de calcita concomitante à movimentação indica o sentido de movimento da falha: A) estrias verticais (*downdip*) em um plano mergulhando para SE, indicando sentido normal; B) estrias horizontais em um plano mergulhando para NW, indicando deslocamento sinistral.

A análise geométrica dos planos de fratura identificou três direções principais, sendo NW-SE a predominante, e E-W e NE-SW subordinadas. A direção de mergulho (*dip direction*) prevalente é SW, e os altos ângulos de mergulho indicam a atuação de um regime de paleotensões extensivo durante a intrusão do dique, com σ_3 alinhado WSW-ENE, perpendicular à direção principal de fraturamento (Figura 6.8).

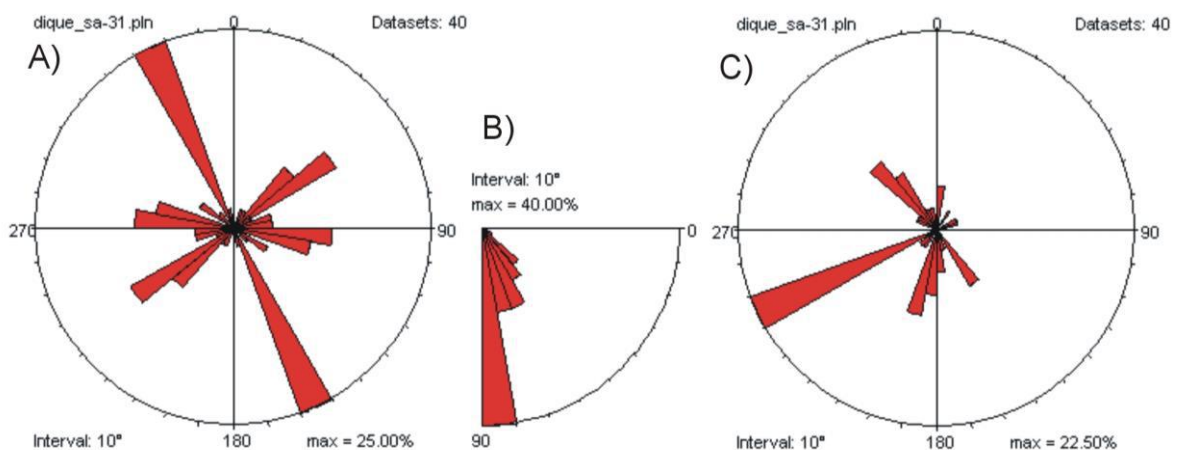


Figura 6.8: Diagramas de roseta, exibindo dados referentes a planos de fratura do dique SA-31. A) Esses se concentram em três direções preferenciais de fraturas: NW, E-W e NE-SW; B) Os altos ângulos de mergulho sugerem a atuação de um campo de paleotensões extensional; C) *dip direction* das fraturas, se concentrando para SW.

6.2.1.2 – Macaé

Na região de Macaé foram investigados alguns diques de diabásio no Arquipélago de Santana, com orientação NE-SW e intrusivos em gnaisses e anfibolitos da Unidade Região dos Lagos (Figura 6.9). A orientação das fraturas observadas dividiu-se em duas famílias: uma ortogonal e outra oblíqua aos diques.

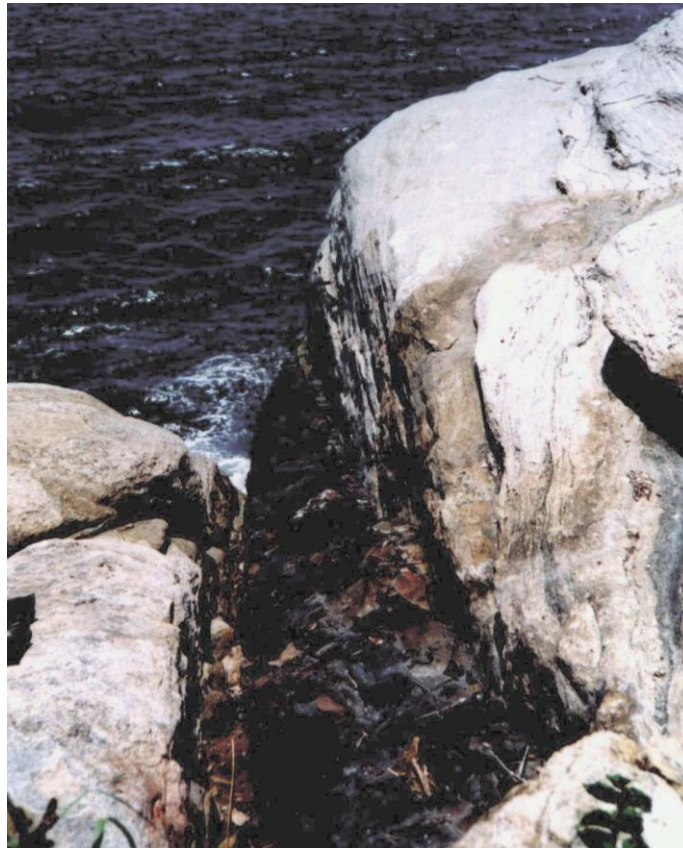


Figura 6.9: Dique de diabásio com cerca de 70 cm de espessura, atitude $295^{\circ}/89^{\circ}$, intrusivo em gnaisse da Unidade Região dos Lagos. Nesse dique foram observadas duas famílias de fraturas, sendo uma ortogonal à direção do dique, e outra oblíqua. Ilha de Santana, Macaé.

Em um dique N25E com 10 m de espessura, uma família de fraturas ortogonais com direção predominante N70W exibiu planos com fibras de calcita perpendiculares às bordas do dique, indicando que a direção de crescimento das fibras se deu paralela à direção de distensão da intrusão. Desse modo, o eixo de tensão mínima horizontal (SHmin) é paralelo às fibras de calcita, e perpendicular à direção do dique, que nesse caso, corresponde à direção T do modelo de Riedel, onde a deformação é essencialmente distensiva.

Outra particularidade encontrada nesses diques foi a presença de estruturas como chifres e veios de diabásio *en echelon*. O arranjo desses veios, escalonados à direita,

somado às direções oblíquas de fraturamento referidas nos dá evidências que esses corpos foram encaixados sob a atuação local de um regime de esforços direcional, com o eixo de tensões máximo, σ_1 , horizontal e orientado NNE-SSW, σ_2 vertical, e o eixo de tensões mínimo, σ_3 , também horizontal, e ortogonal ao primeiro, gerando um binário sinistral E-W (Figura 6.10). Também nesse caso, os veios corresponderiam à direção T do modelo de Riedel, sendo puramente distensivos.

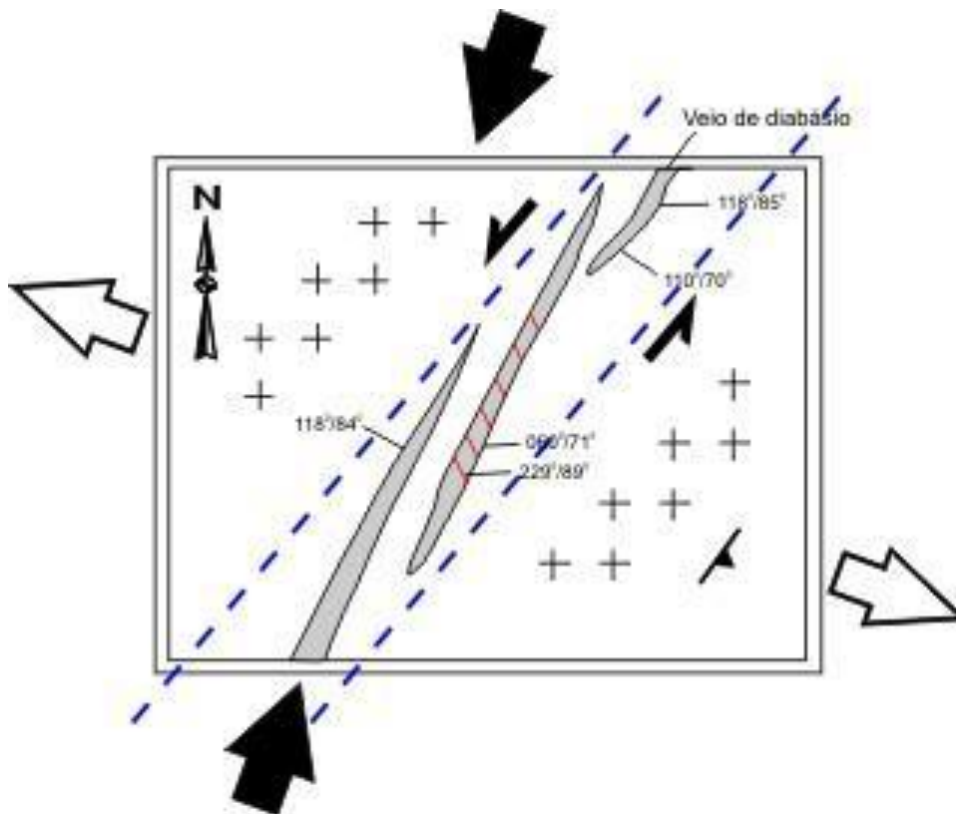


Figura 6.10: Desenho esquemático de afloramento de veios de diabásio escalonados à direita, intrusivos em gnaisse. Esses veios corresponderiam à direção T do modelo de Riedel, e sua intrusão foi controlada por um regime de esforços direcional, com σ_1 (setas grandes pretas) orientado NNE-SSW, e σ_3 (setas grandes vazadas) ortogonal ao primeiro. A espessura dos veios é de aproximadamente 10 cm. Ilha de Santana, Macaé.

6.2.2 – Diques de norito

6.2.2.1 – Conceição de Macabú

Um dique de norito com direção NE foi observado na região de Conceição de Macabú, alcançando espessura de dezenas de metros a uma centena de metros e extensão de quilômetros (Figura 6.11). Esse dique está encaixado em um vale caracterizado pelo alinhamento de blocos centimétricos a métricos de norito segundo uma direção predominante N55E. No seu interior foram observados planos de fratura, sem evidências de estrias que indicassem movimentação ao longo deles.

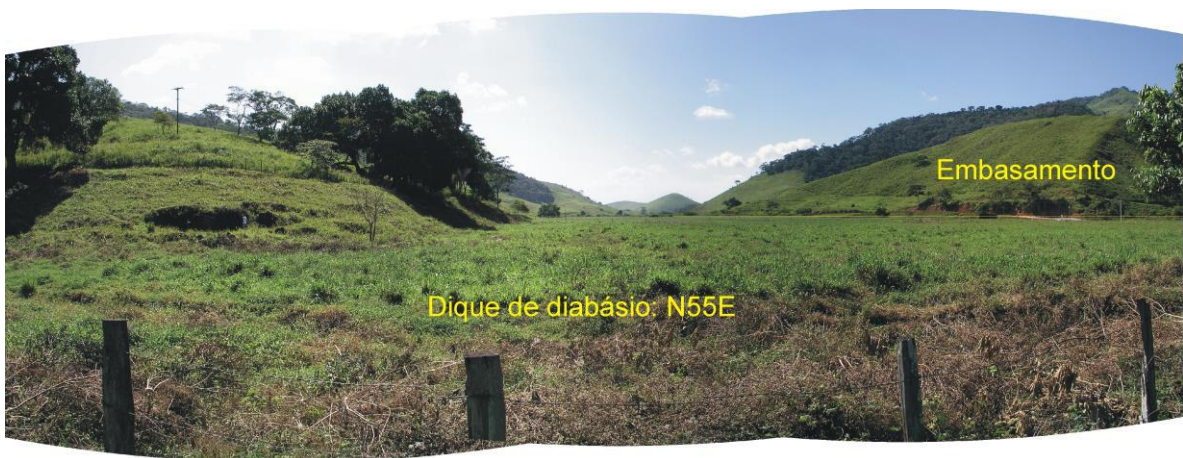


Figura 6.11: Dique de norito com orientação NE, em Conceição de Macabú, RJ.

A análise geométrica preliminar dos planos de fratura interiores ao dique mostrou que esses estão concentrados segundo a direção NNE-SSW, oblíquos em relação à direção do dique, o que sugere a possibilidade da sua intrusão ter se dado no local sob um regime de paleotensões direcional, com o eixo de tensão máxima horizontal, representado por σ_1 , posicionado paralelamente à direção preferencial de fraturamento, e σ_3 ortogonalmente à ela. Os planos de fratura possuem em geral altos ângulos de caimento, e mergulham preferencialmente para NW (Figura 6.12 e 6.13).

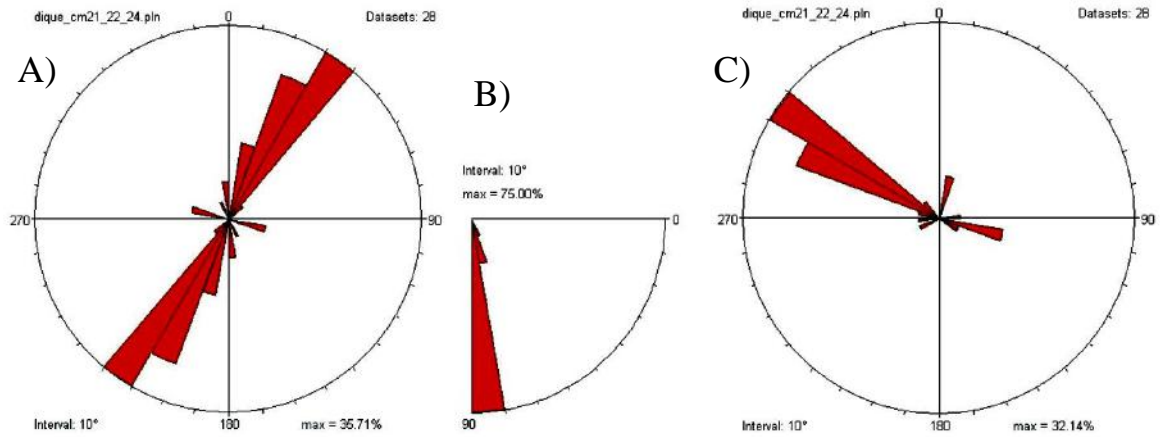


Figura 6.12: Diagramas de roseta exibindo orientações de planos de fratura internos ao dique de norito de Conceição de Macabú: A) *strike* das fraturas; B) ângulo de mergulho e C) *dip direction*.

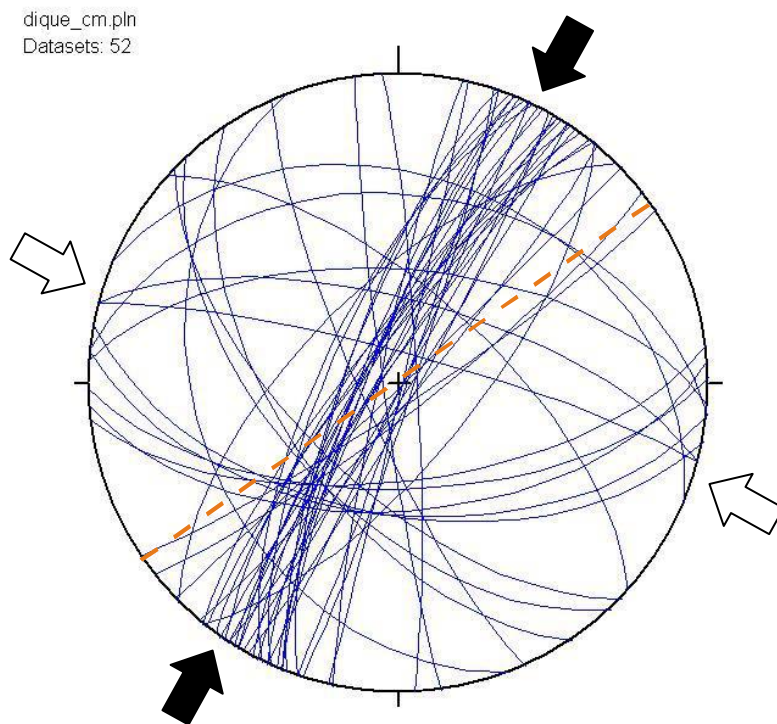


Figura 6.13: Projeções estereográficas dos planos de fratura localizados no interior do dique de norito de Conceição de Macabú. O eixo de tensão horizontal máxima, representado por σ_1 , está alinhado aproximadamente N35E, obliquamente ao dique, cuja direção N55E está tracejada em vermelho. Setas pretas: σ_1 ; setas vazadas: σ_3 .

6.2.3 – Brechas Tectônicas

Foram observadas exposições de brechas tectônicas silicificadas, mineralizadas em calcedônia, nas regiões de Carapebus, Macaé e Araruama. Assim como outras brechas encontradas no Gráben da Guanabara, esses corpos são atribuídos a uma fase tardia do magmatismo alcalino cenozóico (Ferrari, 2001; Ferrari & Riccomini, 2003).

6.2.3.1 – Carapebus

Uma zona de falha de direção N40E foi identificada em Carapebus, a partir do alinhamento de falhas preenchidas por brechas tectônicas mineralizadas por calcedônia (Figura 6.14). Foi possível observar diversos planos de cisalhamento internos, alguns inclusive, com estrias de falha e/ou marcas de objetos tectônicos (Figura 6.15).

A análise geométrica dos planos de fratura encontrados nessas brechas mostrou



Figura 6.14: Morros onde afloram as brechas tectônicas silicificadas de Carapebus. O alinhamento desses corpos se dá ao longo de uma zona de falha com direção N40E.

que elas possuem uma direção preferencial NE-SW, paralelas à zona de falha definida pelo alinhamento das brechas. As direções de mergulho se concentram em duas direções principais, NW e SE, e possuem em geral, ângulos entre 80° e 90° (Figura 6.16).

Apesar da aparente inconsistência dos dados pareados obtidos nos planos estriados, os altos ângulos de mergulho dos planos de fratura sugerem que a implantação da zona de falha ocorreu sob a atuação de um campo de paleotensões

extensivo, cujo eixo de tensão máxima horizontal, representado por σ_2 , está posicionado paralelamente à direção N40E da zona de falha (Figura 6.17).



Figura 6.15: Brecha tectônica de Carapebus.

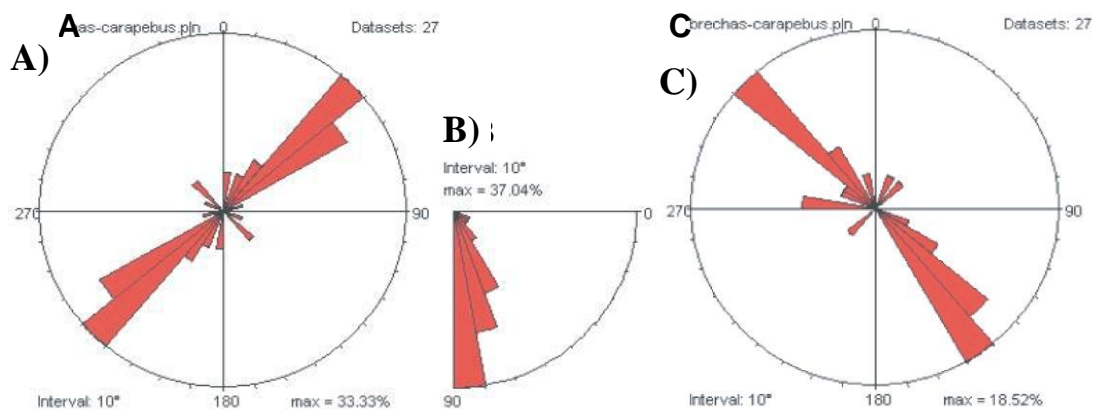


Figura 6.16: Diagramas de roseta exibindo orientações de planos de fratura internos a brechas tectônicas da região de Carapebus: A) *strike* das fraturas; B) ângulo de mergulho e C) *dip direction*.

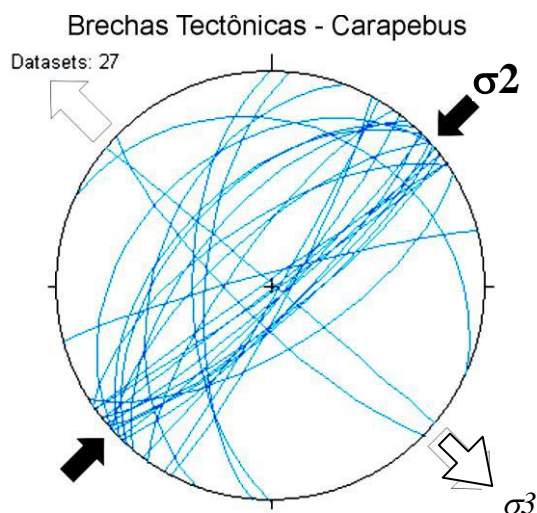


Figura 6.17: Projeções estereográficas dos planos de fratura observados em brechas tectônicas de Carapebus. O eixo de tensão horizontal máxima, representado por σ_2 , está alinhado N40E, paralelamente à zona de falha.

6.2.3.2 – Macaé

A brecha tectônica encontrada em Macaé, no limite entre as folhas Macaé e Casimiro de Abreu, na escala 1:50.000, apesar de ter sido apontada no mapa como sendo de origem vulcânica, parece ser simplesmente uma brecha tectônica silicificada, proveniente da deformação dútil de um granitóide, sem qualquer evidência petrográfica de ser uma brecha vulcânica (Figura 6.4). Nessa exposição parece haver duas gerações de planos de falha, sendo a mais velha, bastante cataclasada e cimentada por calcedônia, em contraste com a mais nova, que é provavelmente tardia ao tectonismo associado à geração anterior.

Os planos de falha estão divididos em duas famílias, orientadas segundo a direção N-S, e ENE-WSW. Essas famílias constituem um sistema de falhas conjugadas de cisalhamento, cuja bissetriz aguda define a posição de σ_1 , e a bissetriz obtusa, de σ_3 . O eixo de tensões intermediário, σ_2 , encontra-se verticalizado, definindo assim, a atuação de um regime de esforços direcional (Figuras 6.18 e 6.19).

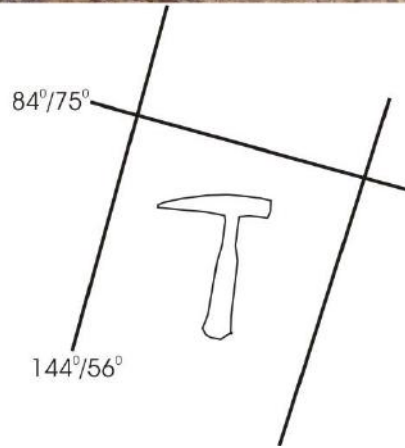


Figura 6.18: Brecha tectônica em Macaé, exibindo duas direções de planos de falha distintas.

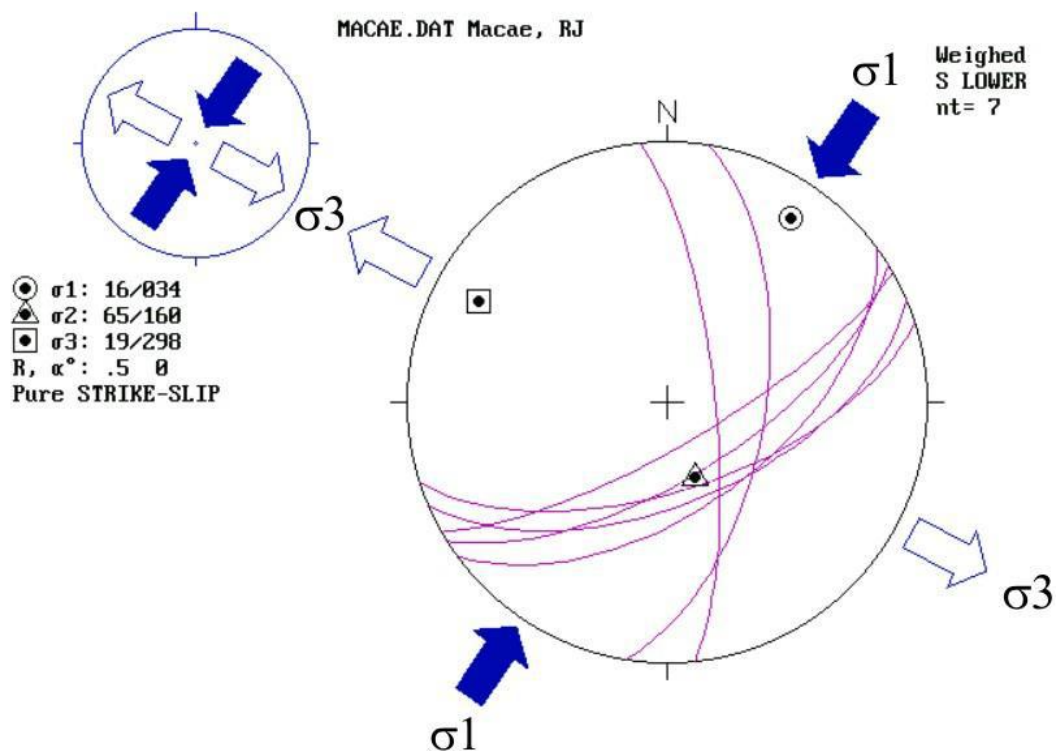


Figura 6.19: Projeção estereográfica de planos de falha conjugados de cisalhamento, observados em brecha tectônica de Macaé, RJ. A formação desse corpo se deu sob a atuação de um campo de paleotensões direcional, com SHmáx, correspondente a σ_1 , posicionado NE-SW, e SHmin, correspondente a σ_3 , posicionado NW-SE, e ortogonal a σ_1 .

6.2.3.3 – Araruama

Diversas exposições de brechas tectônicas silicificadas foram encontradas em Araruama, caracterizando a região NW da Folha Araruama (DRM, 1981) como uma grande zona de falha cujas direções principais são E-W, WNW-ESE, e NE-SW. Uma dessas exposições, localizada em uma falha de direção NE, exibiu planos de fratura, sem estrias visíveis, e planos de falha estriados NW-SE (Figura 6.20). Nos planos de falha, não foi encontrado nenhum tipo de indicador cinemático através do qual pudesse ser inferido com certeza o sentido do deslocamento. A análise preliminar de seus dados pareados forneceu a indicação desse corpo ter se formado sob a atuação de um regime de tensões direcional puro, com σ_1 orientado WSW-ENE, obliquamente à direção da zona de falha, σ_3 ortogonal a σ_1 , e σ_2 na vertical (Figura 6.21).



Figura 6.20: Plano de falha estriado, em brecha tectônica de Araruama.

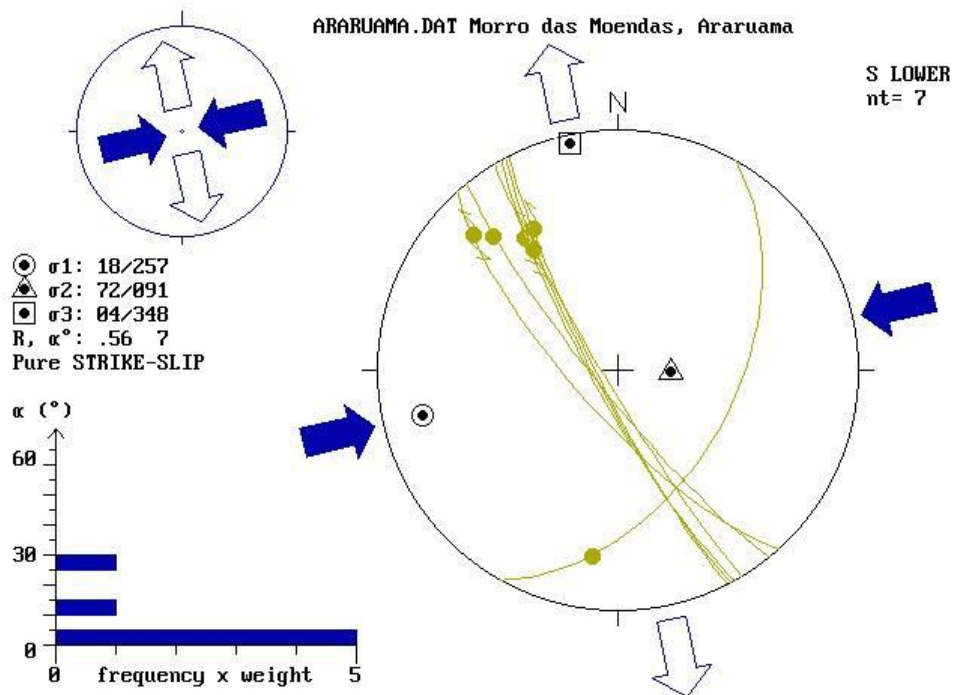


Figura 6.21: Projeção estereográfica dos dados pareados de uma brecha tectônica de Araruama. O eixo de tensão horizontal máxima e de tensão mínima são representados respectivamente por σ_1 (seta azul) e σ_3 (seta vazada), definindo assim a atuação de um campo de paleotensões direcional durante a formação da brecha.

7 – CONCLUSÕES

A área leste do Estado do Rio de Janeiro onde está localizado o Gráben da Guanabara é caracterizada pela predominância de estruturas deformacionais rúpteis, assim como acontece com a plataforma continental adjacente, na qual está a Bacia de Campos. Essa deformação foi produto de um intenso tectonismo que atuou a partir do Cretáceo Inferior, e que foi responsável pelo rifte do Gondwana e a implantação das bacias marginais brasileiras, culminando com a separação entre América do Sul e África, e a abertura do Oceano Atlântico Sul.

O Gráben da Guanabara, de idade paleocênica, é marcado pela presença de dois grandes enxames de diques, um de composição toleítica e outro de composição alcalina, e por brechas tectônicas silicificadas, espalhadas principalmente pela borda sudeste. Correlacionados ao primeiro enxame, de idade eocretácica, estão os diques de diabásio de Saquarema e Macaé, e os diques de norito de Conceição de Macabú. As brechas tectônicas silicificadas são atribuídas a uma atividade hidrotermal associada ao final do evento magmático alcalino, durante o Eoceno Inferior (Ferrari & Riccomini, 2003). Tanto o intrusivamento dos diques, como a formação das brechas estudadas, foi controlada estruturalmente por campos de paleotensões locais, determinados a partir da análise cinemática e geométrica dos dados de falha e fraturas de cada região (Tabela 7.1 e Figura 7.1).

Com base na estratigrafia das áreas estudadas, a deformação imposta sobre a área leste do Gráben da Guanabara foi dividida em dois conjuntos temporais distintos: o mais velho, de idade eocretácica, controlou o intrusivamento dos diques de diabásio e norito pertencentes ao Enxame de Diques Santos-Rio de Janeiro, enquanto o mais novo, de idade eocênica, foi acompanhado pela formação das brechas tectônicas silicificadas (Tabela 7.1).

7.1 – Diques de diabásio e norito

Apesar da escassez de informações sobre as idades dos diques de diabásio e norito das regiões de Macaé, Saquarema e Conceição de Macabú, pode-se concluir que a deformação que os afetou é contemporânea ou tardia ao intrusivamento desses corpos, durante o eocretácico. Além disso, a presença de falhas acompanhadas de

hidrotermalismo, em Macaé e Saquarema, onde observou-se planos mineralizados em calcita, é atribuída à fase final da intrusão dos diques (Ferrari & Riccomini, 2001).

A análise cinemática dos dados pareados de um *sill* de Saquarema indicou que sua intrusão foi controlada por um regime de esforços extensivo puro, com σ_3 horizontal e alinhado WSW-ENE, e σ_2 também horizontal, e alinhado N-S. Esse mesmo campo de tensões pode ser estendido ao dique SA-31, cujas fraturas, concentradas na direção NW-SE, não exibiram nenhuma evidência de movimentação ao longo desses planos, que parecem corresponder à direção T do modelo de Riedel.

No Arquipélago de Santana, em Macaé, um dique N25E com fibras de calcita ortogonais às suas bordas definiu o posicionamento do eixo de tensões mínimo alinhado segundo a direção N65W, paralelo ao sentido de crescimento das fibras. Próximo a esse dique, um arranjo de veios de diabásio escalonados à direita, alinhados N28E, forneceu a indicação de que esses corpos foram encaixados sob a atuação local de um regime de esforços direcional, com componente sinistral. O eixo de tensão máxima horizontal, equivalente a σ_1 , está orientado paralelo aos veios, que correspondem à direção T do modelo de Riedel. O eixo de tensão horizontal mínimo, equivalente a σ_3 , é ortogonal a σ_1 , enquanto σ_2 é vertical.

Em Conceição de Macabú, a análise geométrica preliminar dos planos de fratura interiores ao dique de norito mostrou que esses estão concentrados segundo a direção NNE-SSW, oblíquos em relação à direção do dique, o que sugere a possibilidade da intrusão desse dique ter se dado no local sob um regime de paleotensões direcional, com o eixo de tensão máxima horizontal, representado por σ_1 , posicionado paralelamente à direção preferencial de fraturamento, e σ_3 ortogonalmente a ela. Um fato notável que ocorre nesse dique é que ele se estende por dezenas de quilômetros e pode, portanto, refletir variações no campo de paleotensões ao longo de toda a sua extensão, o que requer uma análise estrutural sistemática mais detalhada que as registre.

7.2 – Brechas tectônicas silicificadas

As brechas tectônicas silicificadas do leste do Gráben da Guanabara foram geradas por um hidrotermalismo relacionado à fase final do magmatismo alcalino cenozóico, em que as intrusões associadas teriam atuado apenas como fonte de calor (Ferrari & Riccomini, 2003). Uma evidência disso é a proximidade entre esses corpos e os maciços alcalinos, como por exemplo, entre as brechas de Araruama e o maciço de Rio Bonito. Tal proximidade não foi verificada, entretanto, nas brechas de Carapebus e Macaé, onde suas gêneses não foram esclarecidas por não haver nenhuma intrusão alcalina próxima a elas. Uma possível explicação para essa particularidade seria a existência de um evento de aquecimento regional no Gráben, conforme proposto por Ferrari & Riccomini (2003).

Uma zona de falha com direção N40E foi definida em Carapebus, a partir do alinhamento de morrotes onde afloram brechas tectônicas silicificadas. A análise geométrica dos planos de falha e fratura encontrados nesses corpos sugeriu que a sua formação se deu sob a atuação de um campo de tensões extensivo, cujo eixo de tensão máxima horizontal, representado por σ_2 , está posicionado paralelamente à direção N40E da zona de falha. Outro fato que merece uma investigação mais detalhada é que foram observados alguns planos de falha de baixo ângulo cortando os demais planos subverticais. Isso indicaria a possibilidade de ter havido um evento deformacional posterior à formação das brechas atuando na área.

Em Macaé, uma brecha tectônica, anteriormente interpretada como de origem vulcânica, exibiu planos de falha cataclásicos que foram divididos em duas famílias, orientadas segundo as direções N-S e ENE-WSW. Essas famílias constituem um sistema de falhas conjugadas de cisalhamento, formadas sob a atuação de um campo de paleotensões direcional, com $SH_{máx}$, correspondente a σ_1 , posicionado NE-SW, e SH_{min} , correspondente a σ_3 , posicionado NW-SE, e ortogonal a σ_1 . O eixo de tensões intermediário, σ_2 , encontra-se verticalizado.

Em Araruama, a análise preliminar dos dados pareados forneceu a indicação desse corpo ter se formado sob a atuação de um regime de tensões direcional puro, com σ_1 orientado WSW-ENE, obliquamente à direção da zona de falha, σ_3 ortogonal a σ_1 , e σ_2 na vertical.

Uma síntese de todos os campos de paleotensões determinados pode ser vista na Tabela 7.1. Com base nesses dados, podemos concluir que a formação das brechas tectônicas silicificadas, bem como a intrusão dos diques estudados se deu sob a influência de um regime de tensões direcional com SHmáx alinhado NE-SW, com exceção de Saquarema e Carapebus, cujos campos de paleotensões foram considerados distensivos.

As direções de SHmáx e SHmín de cada região investigada indicam a persistência desde o Eocretáceo, de uma distensão NW-SE, com uma componente compressional NE-SW. Em Macaé, o mesmo campo de paleotensões controlou tanto a intrusão dos diques de diabásio, no Cretáceo, quanto a formação da brecha tectônica, no Eoceno.

Os diques de diabásio de Saquarema, e de norito, de Conceição de Macabú, estão localizados sobre o mesmo lineamento estrutural, apesar dos dois corpos serem mineralogicamente distintos. É necessária uma investigação mais detalhada desses corpos e desse lineamento para confirmar se eles são duas unidades distintas, ou se são o mesmo dique com uma variação petrográfica ao longo da sua extensão. Outra diferença pode ser feita quanto aos campos de paleotensões, que em Saquarema é extensivo puro, enquanto em Conceição de Macabú é direcional, o que implica uma variação no regime de esforços entre as duas regiões.

Por fim, conclui-se que a datação geocronológica do hidrotermalismo contemporâneo à deformação, como nos cristais de calcita e fluorita, seria de grande importância para estabelecer-se a cronologia dos eventos deformacionais rúpteis atuantes na área leste do Gráben da Guanabara a partir do Cretáceo.

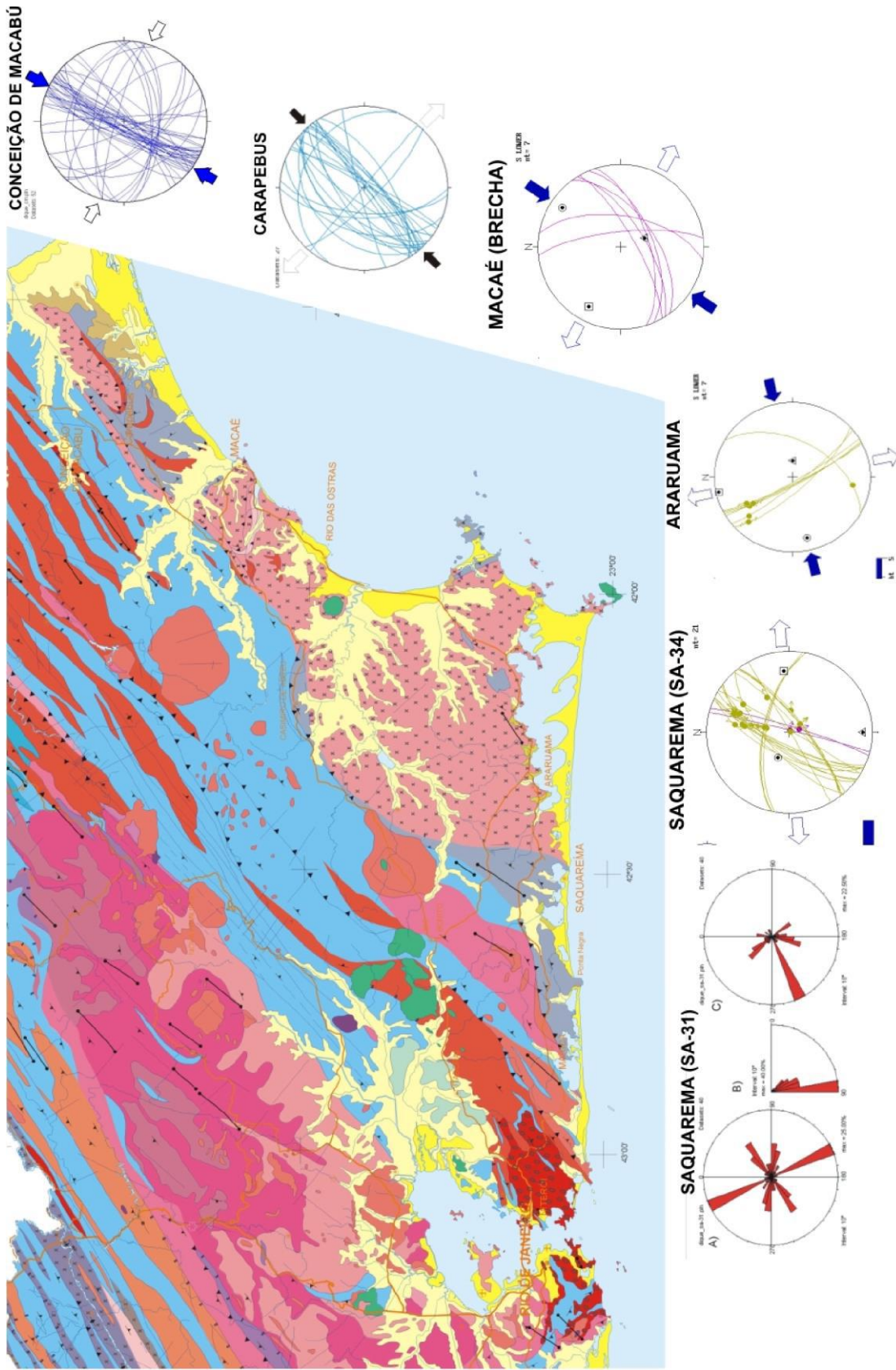
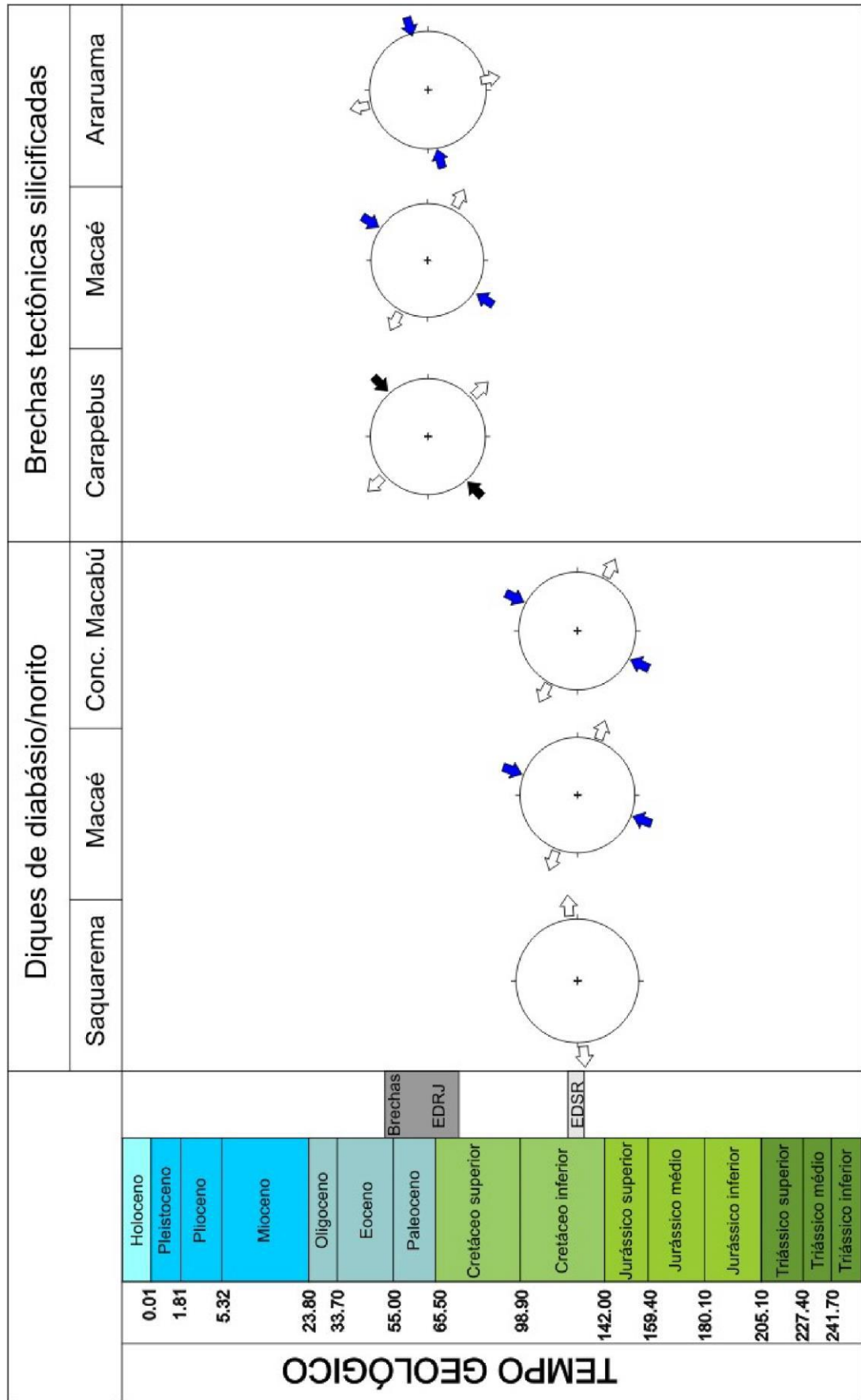


Figura 7.1: Campos de paleotensões das regiões de Saquarema, Araruama, Macaé, Carapebus e Conceição de Macabú, determinados através da análise cinemática e geométrica de diques básicos e brechas tectônicas. Setas azuis: σ_1 ; setas pretas: σ_2 ; setas vazadas: σ_3 . Mapa-base: Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (CPRM, 2001). Projeções em rede estereográfica de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Tabela 7.1: Cronologia da deformação observada em diques e brechas das regiões de Saquarema, Macaé, Conceição de Macabú, Araruama e Carapebus. Com exceção de Carapebus e Saquarema, a deformação nos demais locais foi controlada por regimes locais σ_1 ; setas pretas: σ_2 ; setas vazadas: σ_3 . Tabela Geológica: IUGS (2002).



8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 48 (suplemento): 15-26.
- ALMEIDA, F. F. M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *In: II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, SBG, São Paulo. Anais, p. 423-428.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 26 (3): 125-138.
- ANGELIER, J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol.*, 11: 37-50.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *In: HANCOCK, P. L., (ed.). Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 53-100.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales, également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7: 1309-1318.
- DALCOLMO, M. T.; FERRARI, A. L.; MELLO, E. F.; VAZ, M. A. A.; BRENNER, T. L.; SILVA, V. P. & NASSAR, W. M. 1982. *Bloco Baía de Guanabara, Folhas: Itaboraí, Baía de Guanabara, Maricá e Saquarema*. Relatório Final. GEOMITEC - DRM/RJ, Niterói.
- DECKART, K.; FÉRAUD, G.; MARQUES, L.S. & BERTRAND, H. 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *J. Volc. Geoth. Res.*, 80: 67-83.

- DELVAUX, D. 1993. The Tensor Program for paleostress reconstruction: examples from the East African and the Baikal rift zones. EUGVII Strasburg, France, 4-8 April 1993. *Suplement nº1 to Terra Nova*, vol. 5, p. 216 (abstract).
- DIAS, J.L.; SCARTON, J.L.; ESTEVES, F.R.; CARMINATTI, M. & GUARDADO, L.R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (coords.). Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, p. 333- 360.
- FERRARI, A. L. *et al.* 1981. Folhas Baía de Guanabara, Itaboraí, Maricá e Saquarema. *In: Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:50.000. Niterói: DRM - RJ/GEOMITEC, 1981.*
- FERRARI, A. L. & SILVA, M.A.M. 1997. Bacia do Macacu (RJ): Proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, SBG, Rio de Janeiro, Anais, p. 32- 34.*
- FERRARI, A. L.; SILVA, M.A.M. & PENHA, H.M. 1997. Variações no campo de esforços na área emersa adjacente ao Alto de Cabo Frio ao longo do Cretáceo e Terciário. *In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, SBG, Rio de Janeiro, anais, p. 89-91.*
- FERRARI, A. L. 2001. Evolução Tectônica do *Graben* da Guanabara. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade São Paulo. 412 p.
- FERRARI, A. L. & RICCOMINI, C. 2001. Controle Tectônico dos Eventos de Magmatismo Mesozóico e Cenozóico da Área Emersa Adjacente às Bacias de Campos e Santos. *In: VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, SBG, Rio de Janeiro, anais, p. 67.*
- FERRARI, A.L.; RICCOMINI, C. 2003. Análise estrutural das brechas tectônicas silicificadas do Gráben da Guanabara – RJ. *In: IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios-RJ. Boletim de resumos..... Rio de Janeiro, SBG, p. 137-139.*

- FONSECA, M.J.G. 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000. Texto explicativo. Rio de Janeiro: DNPM, 141 p. Mapa.
- FONSECA, M.J.G.; PEÇANHA, R.M.; JUNHO, M.C.B.; FRANCISCO, B.H.R., DREHER, A.M. 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (Escala 1:400.000). Texto explicativo, DNPM, 141 p.
- GOMES, B.S.; MOREIRA, C.R.D.; MARCHETTO, C.M.L.; BATISTA, J.J.; PINTO, L.M.; SILVA, W.G.; SILVA, W.C. 1981. Folhas Renascença, Conceição de Macabu, Macaé, Dores de Macabu, Carapebus, Cabiúnas. Proj. Carta Geol. Estado do Rio de Janeiro. DRM/Triservice. Rio de Janeiro.
- LIMA, M.R. & AMADOR, E.S. 1985. Análise palinológica dos sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Série Geologia*, Seção de Paleontologia e Estratigrafia, DNPM, 27(2): 371-378.
- LIMA, M. R., CABRAL JUNIOR, M. & STEFANI, F. L. 1996. Palinologia de Sedimentos da Formação Macacu - Rife da Guanabara, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 68 (4): 531- 543.
- MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A.; VALENÇA, J. 1988. Volcano-sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, v. 18, n. 3, p. 247-251.
- PETIT, J. P. 1987. Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, 9 (516): 597-608.
- RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Campos. Boletim de Geociências Petrobrás, Rio De Janeiro, 8 (1): 203-217.
- REGELOUS, M. 1990. *Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, Southern Brazil*. England, 200 p. PhD thesis, Open University.

- REIS, A. P. dos, LICHT, O. A. B. 1982. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro em 1:50.000. Folhas Barra de São João, Morro de São João, Farol do Cabo (inédito), Araruama (inédito), Cabo Frio (inédito). Niterói: DRM/RJ.
- REITER, F. & ACS, P. 1995. *Programa demo para tratamento de dados estruturais - FpTectonics*. Disponível em <http://www.uibk.ac.at/homepage/Franz.Reiter>. Último acesso em 25/06/2003.
- RENNE, P. R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G. & PICCIRILLO, E. M. 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 144: 199-211.
- RICCOMINI, C. 1989. *O Rift continental do sudeste do Brasil*. São Paulo, 256 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade São Paulo.
- RIEDEL, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: Centralbl. f. Mineral. Geol. u. Pal., v. 1929 B, p. 354-368.
- SCHMITT, R.S. 2001. A Orogenia Búzios – um evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira, sudeste do Brasil. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 273 p. Tese de doutoramento.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H. E. 1984. *Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais - escala 1:2500000*. DNPM, MME, Brasília.
- SICHEL, S.E.; ALVES, E.C.; SPERLE, M.D.; ARAÚJO, A.N.; CARLSON, R.W.; ESPERANÇA, S. & CHIANELLO, E.L. 1997. Geocronologia dos maciços alcalinos de Itatiaia, Tanguá, Rio Bonito, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio (RJ) e a natureza do lineamento alcalino de Cabo Frio. *In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, SBG, Rio de Janeiro, Atas..., p. 62-63.

- SILVA, L.C. & CUNHA, H.C.S. 2001. Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 2001.
- SILVA, L.C.; SANTOS, R.A.; DELGADO, I.M.; CUNHA, H.C.S. 2000. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (Escala 1:500.000). CPRM. Mapa.
- STRECKEISEN, A. 1976. *To each plutonic rock its proper name*. Earth Science Reviews, 12: 1-33.
- TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. & MANTOVANNI, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision Ar^{40}/Ar^{39} geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121: 333-348.
- VALENÇA, J.G. & KLEIN, V.C. 1984. Complexos alcalinos situados a leste da Baía de Guanabara. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais*. v.12, p. 5317-5333.

