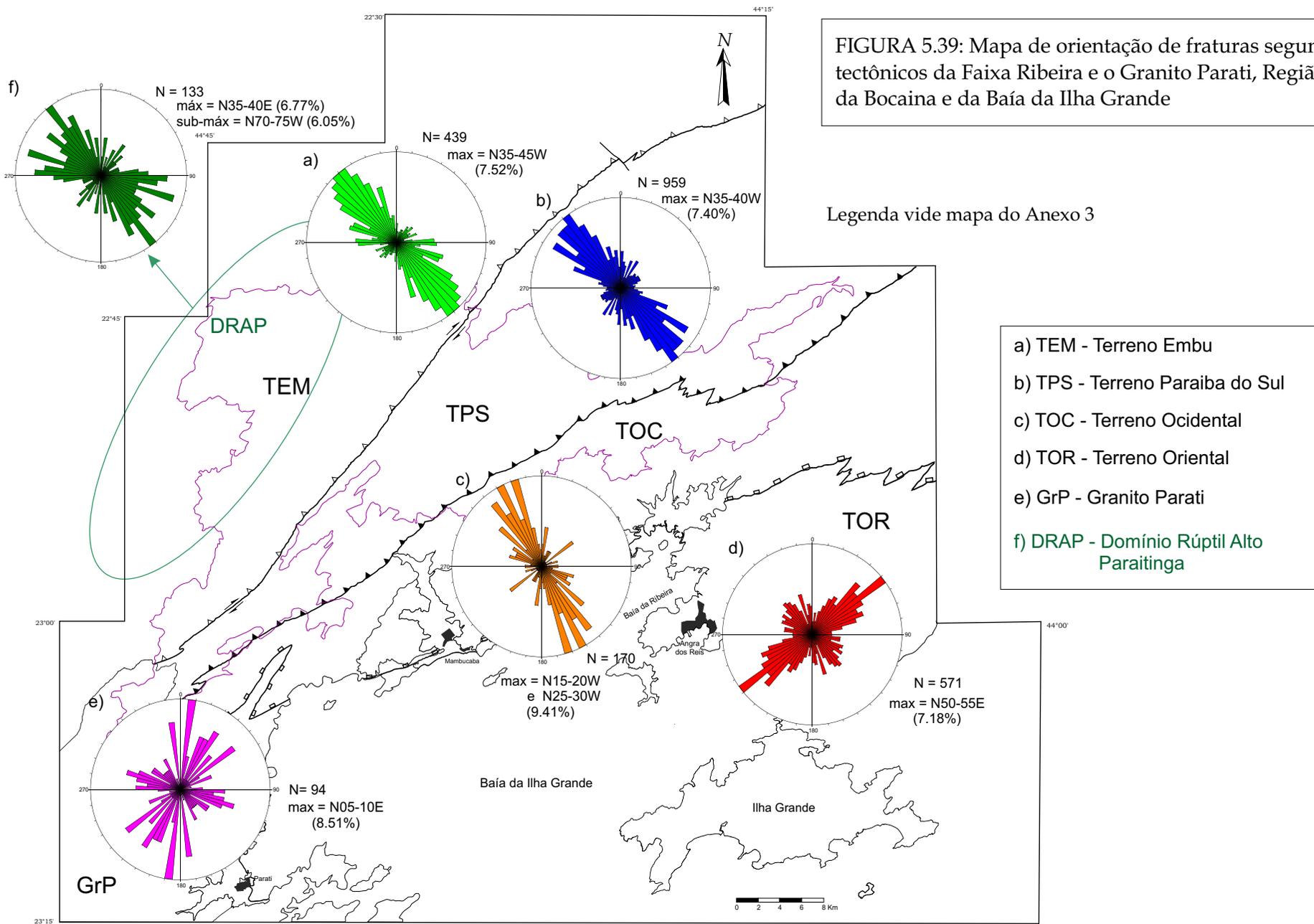


FIGURA 5.39: Mapa de orientação de fraturas segundo os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira e o Granito Parati, Região da Serra da Bocaina e da Baía da Ilha Grande



Legenda vide mapa do Anexo 3

- a) TEM - Terreno Embu
- b) TPS - Terreno Paraíba do Sul
- c) TOC - Terreno Ocidental
- d) TOR - Terreno Oriental
- e) GrP - Granito Parati
- f) DRAP - Domínio Rúptil Alto Paraitinga

Figura 5.39

Figuras 5.39c e 5.26). Outra diferença do TOC em relação aos dois primeiros é o aumento na frequência do *set* de fraturas N50-55E.

O Terreno Oriental (TOR) já apresenta um padrão de fraturas bastante diferente dos anteriores. No TOR as fraturas mais frequentes estão orientadas na direção N40-60E com máximo em N50-55E (Figura 5.39d), intervalo que já começava a crescer no TOC. As fraturas de direção NW também estão presentes no TOR, principalmente, os intervalos N15-20W e N30-50W, que correspondem aos máximos encontrados no TOC e TEM/TPS respectivamente (Tabela 5.2c). Desta forma, o TOR evidencia um claro padrão de fraturas com *sets* ortogonais (NE *versus* NW), pouco notado nos outros terrenos. Um fato essencial é que as fraturas NE são paralelas às direções preferenciais das falhas da área de estudo (Anexo 3 diagrama a; Tabela 5.2b), especialmente àquelas com brechas silicificadas que ocorrem no Domínio Rúptil Ilha Grande, inserido no TOR.

O Granito Parati também mostra um padrão de fraturas bem distinto dos demais, revelando uma maior dispersão nas pétalas da roseta (Figura 5.39e). Apesar da maior frequência ocorrer na direção N05-10E, outras orientações são relevantes: N05-10W, N30-35E, N50-55E e N70-75W (Tabela 5.2c). Excetuando, as direções NNE (máximo), NNW e a WNW, as fraturas NE são aquelas frequentes no vizinho TOR. Portanto, o que distingue o padrão de fraturas do Granito Parati em relação aos terrenos tectônicos é a presença marcante das orientações N-S e WNW, aproximadamente. Num afloramento próximo à cidade de Parati foi observada uma falha de *strike* N10E preenchida com pseudotaquilito, que concorda com o *set* de fraturas mais frequente.

O padrão de fraturamento do Granito Parati pode estar relacionado ao caráter desta rocha: um batólito tardi-colisional sem uma foliação como a maioria dos outros litotipos, possuindo, principalmente, uma orientação de fluxo magmático. Deste modo, sendo uma rocha mais isotrópica, possui um comportamento reológico diferente das demais. Além deste fato, parte das fraturas pode ser mais antigas, relacionadas ao resfriamento do corpo granítico.

FRATURAS & OS SETORES GEOGRÁFICOS

Os três setores geográficos – Norte, Central e Sul – correspondem a faixas de direção leste-oeste, oblíquas aos limites dos terrenos tectônicos da Faixa Ribeira (Figura 5.40). O Setor Norte (ou interior) está situado a sul da Bacia de Resende e do Alto de Queluz, correspondendo ao domínio mais próximo do contexto do segmento central do RCSB (ver Figura 2.4). O Setor Central abrange a maior parte do Planalto da Bocaina (Figura 5.40). E o Setor Sul, abarca a Baía da Ilha Grande, sendo subdividido em dois sub-setores: Continente e a Ilha Grande. Desta forma, esses três setores representam domínios de fraturas do interior (Vale do Paraíba), do planalto e costeiro.

A análise do Setor Norte mostra as fraturas mais frequentes na direção N30-50W, tratando-se da orientação preferencial no TEM e no TPS, já que eles constituem o embasamento deste setor (Figura 5.40a; Tabela 5.2 d). Um *set* de fraturas na direção N30-35E também é ligeiramente evidenciado. É importante salientar que essas fraturas NW são ortogonais ao *strike* da foliação principal das rochas do TEM e do TPS (Figuras 5.41 e 5.42).

O Setor Central envolve porções dos quatro terrenos tectônicos, mas principalmente, do TPS e TEM (Figura 5.40). O padrão de fraturas deste setor é muito semelhante ao do Setor Norte, com direção principal N35-50W, destacando o intervalo N35-40W (Figura 5.40b). Esta direção coincide com a atitude máxima das fraturas no TPS, que contribui com um volume grande de medidas (Figura 5.39b; Tabela 5.2c,d). No Setor Central encontra-se a maior parte do DRAP (Figura 5.40e), e as observações a respeito das fraturas neste domínio rúptil são as mesmas feitas anteriormente em relação aos terrenos tectônicos.

O Setor Sul também abrange partes de todos os terrenos, mas principalmente o TOR, além todo o corpo do Granito Parati. Como esperado também evidencia um padrão de fraturamento distinto dos demais setores. O sub-setor Continente mostra, aparentemente, uma distribuição mais homogênea das orientações das fraturas, no entanto, destaca-se como máximo a direção

FIGURA 5.40: Mapa com orientação de fraturas por setores geográficos da Região da Serra da Bocaina e da Baía da Ilha Grande

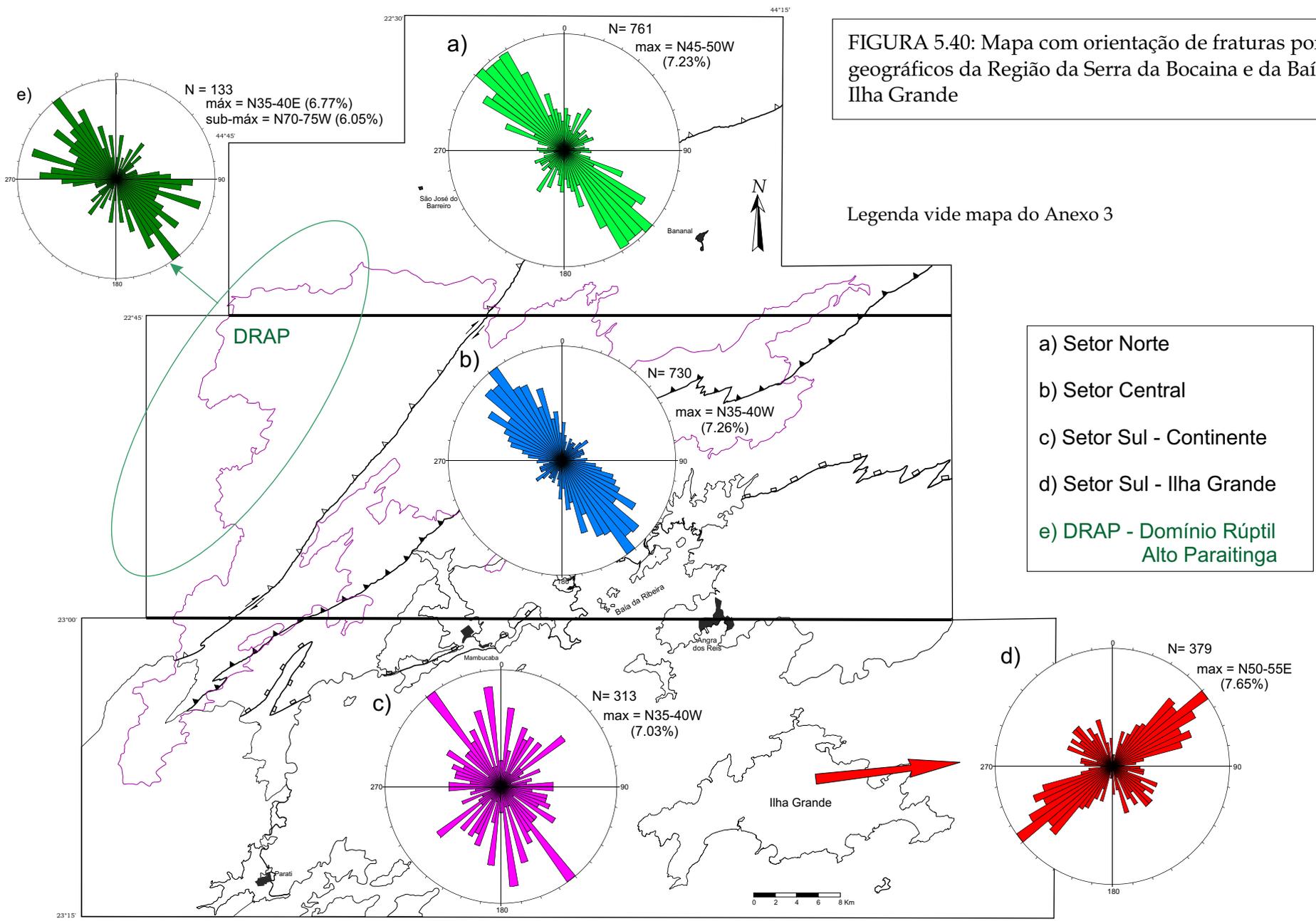


Figura 5.40

N35-40W, o mesmo observado nos setores Central e Norte (Figura 5.40c). Porém, outros *sets* de fraturas importantes são N05-10W e N05-10E, os mais frequentes no Granito Parati, além da direção N50-55E, o principal *set* observado no TOR (Tabela 5.2c, d). Neste Setor ocorre vários corpos graníticos não foliados (Anexo 1), que podem apresentar padrão de fraturas diferentes, como ocorre no Granito Parati. Portanto, o sub-setor Continente mostra uma mistura de influências.

Por fim, o sub-setor Ilha Grande está inserido no TOR e apresenta, principalmente, fraturas na direção N40-70E, com máximo em N50-55E (Figuras 5.40d e 5.43). Quanto às fraturas NW, pode-se citar, dentre outros, o *set* de direção N40-50W. Portanto, a Ilha Grande possui um padrão de fraturas ortogonais com destaque para a direção NE, similar ao TOR (Figura 5.39d). Se notarmos o número de medidas de fraturas no sub-setor Ilha Grande (n=379), veremos que corresponde a 66% dos dados incluídos no TOR (n=571). Isto mostra a influência das medidas da Ilha Grande no diagrama do TOR, ou seja, as fraturas NE são mais frequentes na ilha do que no continente, revelando a íntima relação entre as fraturas e as falhas NE mapeadas no Domínio Rúptil Ilha Grande (Anexo 3).



FIGURA 5.41 - Fraturas de direção NW ortogonais à foliação milonítica do gnaiss do Complexo Quirino, base do Terreno Paraíba do Sul. Afloramento no rio Mambucaba Perequê, RJ.



FIGURA 5.42 - Fraturas NW ortogonais à foliação do paragneisse do Terreno Paraíba do Sul. Bananal, SP.



FIGURA 5.43 - Fraturas NE *en echelon* em rocha charnockítica do costão da Ilha Grande, RJ.

5.6 CONCLUSÕES

5.6.1 Os Terrenos Tectônicos da Faixa Ribeira

CORRELAÇÕES REGIONAIS & PROBLEMAS EM ABERTO

Dos quatro terrenos tectônicos que ocorrem na região da Serra da Bocaina e Baía da Ilha Grande, dois deles – Ocidental e Oriental – apresentam posicionamento tectônico mais estabelecido. O Terreno Ocidental (TOC) é relacionado à margem retrabalhada da paleoplaca São Francisco, representado pelos metassedimentos correlatos a Megassequência Andrelândia e inseridos no Domínio Juiz de Fora, um sistema de empurrões situado na porção superior deste terreno (Figura 2.3) (Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000). Enquanto o Terreno Oriental (TOR) constitui outra placa que alojou o arco magmático do segmento central Orógeno Ribeira, durante a subducção oceânica da paleoplaca São Francisco (Tupinambá *et al.*, 2000).

Por outro lado, a origem e a paleogeografia dos Terrenos Paraíba do Sul (TPS) e Embu (TEM) ainda são questões em aberto. O TPS é interpretado como uma escama tectônica cavalgada sobre o TOC (Heilbron *et al.*, 2000). O TPS é composto por embasamento pré-1.8 Ga (Complexo Quirino), cobertura metassedimentar (Grupo Paraíba do Sul) e granitóides brasileiros. Já o TEM, na região estudada, é constituído por cobertura supracrustal siliciclástica (Complexo Embu) e granitóides brasileiros. Assim, a primeira questão a respeito da natureza do TEM e do TPS, é se eles, mesmo possuindo um contato tectônico (Zona de Cisalhamento Rio do Gavião – ZCRG), comporiam ou não uma mesma placa.

Em relação ao conteúdo litológico, as sucessões supracrustais do TEM e do TPS são semelhantes. Excetuando a maior frequência de quartzitos nas unidades do Complexo Embu, e presença marcante de mármore nas unidades superiores do Grupo Paraíba do Sul, em ambos os terrenos, predominam gnaisses e xistos semi-pelíticos a pelíticos com intercalações de rochas calcissilicáticas. Poderiam estas associações litológicas corresponder a uma

mesma sucessão supracrustal com mudanças de litofácies durante a sedimentação?

Quanto ao embasamento das coberturas supracrustais, o TPS apresenta os ortognaisses do Complexo Quirino, porém em relação ao TEM, não foram identificadas na área mapeada, ortognaisses que correspondam claramente ao seu embasamento pré-1,8 Ga. Porém, na região vizinha do leste de SP, Fernandes (1991) indicou as rochas do Complexo Rio Capivari como embasamento do Complexo Embu. Estes ortognaisses foram datados por Babinski *et al.* (2001), ao sul de São José dos Campos (SP), que obtiveram idade U-Pb em zircões de 2004 ± 13 Ma, com herança arqueana. Se estas rochas correspondem ao embasamento paleoproterozóico do Terreno Embu, qual a afinidade delas com o Complexo Quirino (que possui idade semelhante)?

A discussão em torno do ambiente tectônico do TPS e TEM leva a indagar se eles poderiam estar vinculados à placa do TOR. Heilbron & Machado (2003) sugeriram que a sucessão metassedimentar do TPS corresponderia à bacia antearco do TOR. Como relatado antes, no interior do Complexo Quirino ocorrem ortognaisses semelhantes às rochas do Complexo Rio Negro, que afloram na Baía da Ilha Grande. Outra unidade do TPS que deve ser investigada é o Granito Campinho, um hornblenda gnaiss com enclaves máficos encaixado nos metassedimentos (Anexo 1). Este corpo foi aqui interpretado como um granitóide sin-colisional, porém existe a possibilidade dele ser correlato às rochas do arco magmático ou mesmo aos ortognaisses do Complexo Quirino. Assim, a ampliação das pesquisas geocronológicas e geoquímicas nessas rochas é importante para esclarecer o elo entre o TPS e o TOR.

No contexto do TEM os ortognaisses do Complexo Taquaral que ocorrem intercalados nos metassedimentos tem posicionamento ainda indefinido. Estes ortognaisses podem corresponder apenas a granitóides intrusivos da etapa sin-colisional, ou podem constituir rochas ígneas pré-colisionais, ou seja, correlatas a um arco magmático. Ortognaisses granodioríticos a tonalíticos encaixados no Complexo Embu, a SW da cidade de São Paulo, foram datados por Cordani *et*

al. (2002), fornecendo idades U-Pb em zircões de ca. 810 Ma. Esses ortognaisses têm características isotópicas de arco magmático continental e representariam estágios antigos da subducção oceânica. Este resultado é próximo às idades de ca. 790 Ma obtidas em rochas do arco magmático Rio Negro, na cidade do Rio de Janeiro (Heilbron & Machado, 2003). Portanto, estudos confrontando dos arcos magmáticos dos TEM e TOR tornam-se necessários.

Idades neoproterozóicas similares (790 ± 20 Ma) fornecidas por monazitas de paragnaisses, registram um metamorfismo de fácies anfibolito do Complexo Embu (Vlach, 2001). Este autor sugere um pulso metamórfico relacionado a uma etapa de colisão mais antiga da Orogênese Brasileira, ainda não encontrada em outros setores da Faixa Ribeira. Porém, esse evento magmático-metamórfico (ca. 810-790 Ma) registrado no TEM talvez esteja associado somente à evolução do arco magmático, incluindo o metamorfismo na cobertura sedimentar, não definindo, portanto, uma etapa colisional. Neste sentido, os metassedimentos do TEM realmente poderiam corresponder tanto às sucessões da margem passiva que alojou o arco magmático, como às bacias marginais contemporâneas a instalação deste arco. As mesmas possibilidades parecem válidas para o TPS, mesmo que suas origens correspondam a placas distintas.

Em relação à deformação dos terrenos Oriental, Paraíba do Sul e Embu, normalmente, eles só apresentam zonas miloníticas junto aos seus limites tectônicos. Estas observações que indicam maior deformação na base desses terrenos concordam com a interpretação que eles cobriram o Terreno Ocidental durante a primeira etapa colisional da Faixa Ribeira, há ca. 580 Ma. No entanto, o Limite Tectônico Central (LTC) mostra uma posição invertida na área mapeada, isto é, um mergulho íngreme, geralmente, para NW, colocando o TOR por baixo do TOC (Anexo 2). Isto revela a complexidade estrutural desta zona de sutura, aonde o TOR com arco magmático poderia ter encontrado dificuldades para cavalgar e sobrepor o TOC no auge colisional. Por outro lado, esta inversão poderia ter sido causada pela deformação tardia, relacionada à colagem do Terreno Cabo Frio no TOR (Heilbron *et al.*, 2004). No entanto, em

outras áreas entre a região central (Serra dos Órgãos) e o norte do Estado do Rio de Janeiro, o LTC encontra-se em posição normal, isto é, o TOR por cima do TOC. Quanto ao contato entre o TPS e o TEM, a apesar da ZCRG ser subvertical e possuir lineações de baixo caimento, ela também apresenta componentes de movimento de empurrão, caracterizando-se como uma zona transpressiva com o TEM sobreposto ao TPS.

5.6.2 A Reativação Tectônica

O ENXAME DE DIQUES TOLEÍTICOS

O conjunto de diques NNE (N10-40E) do Domínio do Interior Leste constitui um enxame que cruza a Serra da Bocaina (Serra do Mar) em direção ao Vale do Paraíba, na região entre as bacias de Resende e Volta Redonda inseridas nos Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB) (Figuras 2.4 e 5.9). Nesta área, o enxame NNE se conecta a outro feixe de diques e falhas com direções entre NNW e NNE (Guedes *et al.*, 2004, 2005), encaixados na Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa (ZFCBM) (Almeida *et al.*, 2002). Na área de estudo estes diques NW afloram na sua extremidade nordeste (Figura 5.9). A ZFCBM atuou como zona de transferência durante a implantação das bacias do segmento central do RCSB (Valeriano & Heilbron, 1993; Cobbold *et al.*, 2001) e na formação do Alto Estrutural de Floriano-Barra Mansa (Riccomini, 1989). No entanto, a presença de diques NW datados do Jurássico (ca. 190-145 Ma) por Guedes *et al.* (2005) sugere que a ZFCBM já era ativa antes da abertura do sistema RCSB e dos riftes eocretácicos do Atlântico Sul (Almeida *et al.*, 2002).

A idade de ca. 135 Ma para um dique do enxame NNE do Domínio do Interior Leste (Guedes *et al.*, 2005) confirma a etapa de abertura dos riftes do Atlântico Sul. Os diques de direção N50-65E do Domínio Costeiro (Figura 5.9b) concordantes com as foliações das rochas do TOR e do TOC (Figuras 5.4, b), assim como ao Limite Tectônico Central (LTC), mostram o controle do embasamento sobre a orientação das intrusões. Estes diques paralelos às principais estruturas da Faixa Ribeira são correlatos ao enxame da Serra do Mar (Almeida, 1986), datados pelo método Ar-Ar entre 133 e 129 Ma (Turner *et al.*,

1994). Portanto, as idades disponíveis para os diques NNE e NE são muito próximas.

Segundo Meisling *et al.* (2001), a direção da margem continental do SE do Brasil entre as bacias de Santos e Campos é oblíqua à extensão E-W (predominante) da abertura do Atlântico devido ao condicionamento exercido pelas estruturas NE-SW da Faixa Ribeira durante o rifteamento neocomiano. Desta maneira, assumindo uma distensão ortogonal WNW-ESE para os diques do Domínio do Interior Leste (Figura 5.8b), a direção NNE (especialmente a N10E-20E) poderia representar uma posição mais adequada à instalação dos corpos, segundo o campo de esforços vigente durante a fase rifte, *fugindo* do controle estrutural do embasamento.

Integrando as orientações do conjunto de falhas e diques, as direções mais freqüentes são N35-40E e N55-65E (Figuras 5.7 e 5.10; Anexo 3), sendo concordantes, respectivamente, com as foliações do TEM/ TPS e TOR/ TOC (Figura 5.4). Portanto, a direção NE dos terrenos da Faixa Ribeira foi retomada pelas reativações tectônicas rúpteis fanerozóicas, evidenciando a herança da orogênese brasileira, fato já relatado por diversos pesquisadores.

No entanto, não foram observadas nos afloramentos relações claras acerca da concordância estrutural entre os diques toleíticos e as falhas, ou seja, diques falhados ou preenchendo superfícies de falhas. Isto pode ser devido à qualidade dos afloramentos, que nem sempre mostram as melhores exposições. Esta relação foi vista somente em dois pontos situados no litoral da Baía de Parati, envolvendo diques de direção N10E e N60E limitados por planos de falhas. A importância disto refere-se às idades das falhas, isto é, na individualização das falhas eocretácicas contemporâneas à entrada dos diques e formação dos riftes do Atlântico Sul, daquelas formadas (ou reativadas) durante a atuação do magmatismo alcalino e a implantação do RCSB no Paleógeno. Logo, a questão sobre o elo entre as reativações tectônicas do Cretáceo e do Paleógeno merece ser aprofundada por estudos estruturais de campo apoiados pela geocronologia.

OS DOMÍNIOS RÚPTEIS

As falhas NE são as mais freqüentes em três dos quatro domínios rúpteis individualizados. No Domínio Rúptil Alto Paraitinga (DRAP), os paleotensores sugerem, principalmente, a atuação de regime distensional NW-SE, formando falhas normais NE, a partir da reativação da foliação (S1+S2) e zonas de cisalhamento dúcteis da fase D3. Este campo de esforços e a reativação das estruturas do embasamento já foram bem caracterizadas no segmento central do RCSB, sendo o principal responsável pela abertura das bacias no Paleógeno (Campanha *et al.*, 1985; Melo *et al.*, 1985; Riccomini, 1989; Gontijo, 1999; Riccomini *et al.*, 2004).

Falhas NE com brechas tectônicas silicificadas, um preenchimento comum nas bordas do RCSB, acontecem concentradas ao sul da área, principalmente, a SW da reativação da Zona de Cisalhamento Rio do Gavião e no Domínio Rúptil Ilha Grande (DRIG) (Anexo 3). Quanto ao DRIG, aonde essas falhas são expressivas, fica uma questão em relação ao *Graben* da Guanabara, situado a leste. O DRIG seria a continuidade ocidental da borda elevada do *Graben* da Guanabara e a Baía de Sepetiba uma área abatida submersa? E a Zona de Fraqueza Crustal (ou de Transferência) de Barra Mansa (ZFCBM), caso ela continue até o litoral, conectaria os riftes situados no Vale do Paraíba com o *Graben* da Guanabara (Valeriano & Heilbron, 1993; Cobbold *et al.*, 2001; Almeida *et al.*, 2002) ?

Por outro lado, mesmo com menor frequência, as falhas NW, destacando a direção N20-30W ortogonal às estruturas N55-65E (Anexo 3), mostram grande importância na compartimentação estrutural. As falhas NW predominam no Domínio Rúptil Bananal (DRB), mas normalmente, acompanham as falhas NE nas outras áreas. Elas mostram rejeitos oblíquos e parecem que atuaram como falhas de transferências durante a extensão NW-SE conduzida pelas falhas NE, como observado nas falhas do DRAP. É interessante lembrar que antes da tectônica rúptil atuar, a direção NW já existia, mesmo que esparsamente, na forma de zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis D4 (Figura 5.6), relacionadas à

etapa terminal da Orogênese Brasileira, ou seja, o colapso da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2000, 2004). Em todos os terrenos ocorrem evidências destas zonas D4, em geral, de caráter transtensional, preenchidas por granitos, veios de quartzo e até pseudotaquilitos, este último indicando a mudança para nível crustal mais frio. A reativação destas zonas D4 não deve ser subestimada.

No contexto regional dos riftes continentais, o DRB é subparalelo à ZFCBM, situada a leste, mas ao contrário dela, poucos diques toleíticos NW afloram junto ao feixe de falhas do DRB (Figura 2.4). A NW, o DRB parece se conectar com a borda leste do Alto Estrutural de Queluz que separa as bacias de Resende e Taubaté (Riccomini, 1989). Os deslocamentos gerados pelas falhas no embasamento sugerem que o interior do DRB corresponda a um baixo estrutural ou uma zona de acomodação de baixo relevo (Rosendahl *et al.*, 1987) dentro do segmento central do RCSB (ver flecha no Anexo 3). Porém, este domínio deve ser cartografado em maior detalhe para ser melhor caracterizado.

Portanto, é interpretado que as falhas NE e NW atuaram em conjunto na época da geração do RCSB no Paleógeno. As reativações neogênicas destas falhas, ou a criação de novas direções, têm sido indicadas por diversos estudos, concentrados principalmente na região do vale do rio Paraíba do Sul, tanto no embasamento, como na cobertura sedimentar do RCSB (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 1989; Salvador & Riccomini, 1989; Gontijo, 1989; Sanson *et al.*, 2005, entre outros).

REATIVAÇÃO DOS LIMITES DOS TERRENOS TECTÔNICOS

A Zona de Cisalhamento Rio do Gavião (ZCRG), que limita os Terrenos Embu e Paraíba do Sul, expõe vários sinais de reativação rúptil. Falhas NE concordantes à zona brasileira apresentam, em geral, componente de rejeito normal, com bloco sul abatido. Sedimentos paleogênicos da Fazenda do Cafundó, encontram-se alojados na área abatida de seu segmento NE. Alguns diques toleíticos concordantes ocorrem nas extremidades SW e NE (Anexo 3).

O Limite Tectônico Central (LTC) apresenta alguns diques de diabásio N50-65E encaixados (Anexo 3), mas não mostra nenhuma evidência clara de

reativação por falhas cenozóicas. Entretanto, estudos em outras áreas têm evidenciado reativações rúpteis ao longo do LTC, como nos *grabens* do Rio Santana, a NE da Baía de Sepetiba (Penha *et al.*, 1997; Gontijo *et al.*, 2002) e de Itaocara, norte fluminense (Tupinambá *et al.*, 2003). Ao longo do Empurrão Basal do TPS também não foram encontradas evidências de reativações tectônicas rúpteis, porém ele situa-se, em parte, na florestada escarpa atlântica da Serra da Bocaina, o que dificulta o acesso aos afloramentos, ao contrário do LTC, que possui bons afloramentos ao longo do litoral da Baía da Ilha Grande.

O SIGNIFICADO DAS FRATURAS

As fraturas apresentam orientação preferencial NW, diferente da maior parte das estruturas (foliações, zonas de cisalhamento dúcteis, diques e falhas) que seguem a direção NE. Somente no Setor Sul (costeiro) da área, envolvendo, principalmente, as rochas do Terreno Oriental, predominam as fraturas de direção NE. Nos granitos tardios, especialmente o Granito Parati, há maior dispersão nas orientações. Porém, mesmo nessas situações as fraturas NW estão presentes.

No caso do Granito Parati, a variável litológica tem influência no padrão de fraturas. Por se tratar de uma rocha não foliada e mais homogênea, apresenta *sets* de fraturas pouco freqüentes nos outros terrenos, destacando-se as direções N-S e WNW.

No Terreno Oriental, especialmente na Ilha Grande (ou Domínio Rúptil Ilha Grande - DRIG), as fraturas NE são mais freqüentes, mostrando um padrão ortogonal com as fraturas de direção NW. No DRIG as fraturas NE refletem a presença de falhas com brechas silicificadas de mesma orientação. Assim, as fraturas NE, assim como as falhas, podem estar associadas à formação dos riftes continentais durante o Paleógeno.

Por outro lado, no Domínio Rúptil Alto Paraitinga (DRAP) a relação entre falhas e fraturas é dúbia. As falhas NE são comuns neste domínio, mas o mesmo não acontece com as fraturas de mesma orientação, que são muito subordinadas em relação aos *sets* NW e E-W. Entretanto, as falhas E-W, que só

ocorrem de forma expressiva no DRAP, são acompanhadas pelo aumento de frequência das fraturas nesta direção.

Uma explicação para a diferença da resposta do par fraturas e falhas NE nos dois domínios rúpteis (DRIG e DRAP), pode estar relacionada ao comportamento reológico diferencial das rochas frente à deformação. A Ilha Grande é constituída de duas unidades ígneas – Charnockito Ilha Grande e o Granito Vila Dois Rios – que são rochas mais homogêneas, onde a foliação é incipiente ou ausente (Anexo 1). Já o DRAP é formado pelos metassedimentos e granitóides deformados do Terreno Embu, ou seja, rochas com foliação penetrativa. Observa-se então que, quando as falhas são paralelas à foliação das rochas, reativando estruturas preexistentes, as fraturas concordantes são menos freqüentes, ou pouco visíveis. Por outro lado, quando as falhas ocorrem sobre rochas não foliadas, como na Ilha Grande, elas são acompanhadas de intenso fraturamento de mesma orientação. Portanto, a foliação, além funcionar como plano de reativação do embasamento, pode atuar como estrutura de acomodação dos esforços rúpteis e assim, a densidade de planos de fraturas concordantes às falhas seria menor.

Por sua vez, a direção NW representa o principal *set* de fraturas, que é ortogonal à foliação das rochas. O fraturamento ortogonal à orientação preferencial de um substrato anisotrópico tende a ser um comportamento normal. A geração destas fraturas deve, em grande parte, estar associada às falhas e zonas de transferências NW, que possivelmente atuaram junto aos movimentos extensionais das falhas NE durante a formação do RCSB. No entanto, parte das fraturas pode ter sido gerada em momentos anteriores ao Cenozóico, como nos eventos relacionados à fragmentação do Gondwana e abertura do Atlântico Sul, entre o Jurássico e o Cretáceo, ou mesmo, durante o colapso do Orógeno Ribeira, entre o Cambriano e Ordoviciano. Como se tratam de eventos tectônicos de caráter distensional predominante, uma rede de fraturas foi formada, provavelmente, nestes momentos. Porém, a dúvida é se o nível crustal aonde estas fraturas mais antigas foram impressas, foi ou não totalmente denudado.