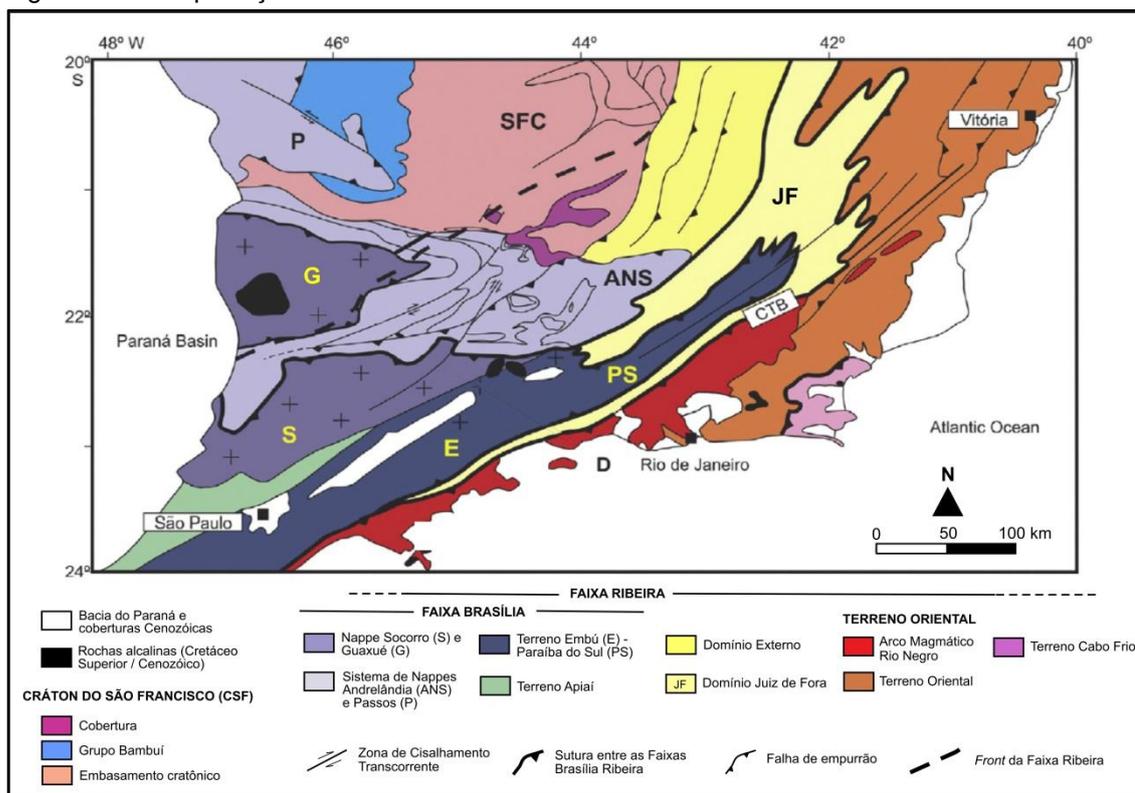


Figura 2.9: Interpretação da interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira.



Fonte: TROUW *et al.*, 2013; HEILBRON *et al.*, 2004 e 2008. Modificado pelo autor, 2015.

Esta zona de interferência registra um transporte inicial para NE/E (característico da Faixa Brasília) e outro posterior para NW/W, como observado na Faixa Ribeira. O metamorfismo do Domínio Andreiândia, com isógradas de cianita e de sillimanita, é proposto como resultado da influência das Faixas Brasília e Ribeira, respectivamente. Trouw *et al.* (2013) revisaram o limite entre as faixas, observando continuidades litológica e estratigráfica na Nappe Socorro, no Terreno Embu e no Terreno Paraíba do Sul, além da presença dos mesmos corpos intrusivos em ambas as unidades, como o batólito Água Limpa. Quanto à zona de cisalhamento milonítica Rio Jaguari, Trouw *et al.* (2013) observaram que ela exibe mergulhos médios (entre 40° e 50°) e não separa litologias diferentes, terminando dentro da unidade paragnáissica do Terreno Embu.

Os dados obtidos por Trouw *et al.* (2013) embasaram uma nova interpretação para o limite entre o sul da Faixa Brasília e a porção central da

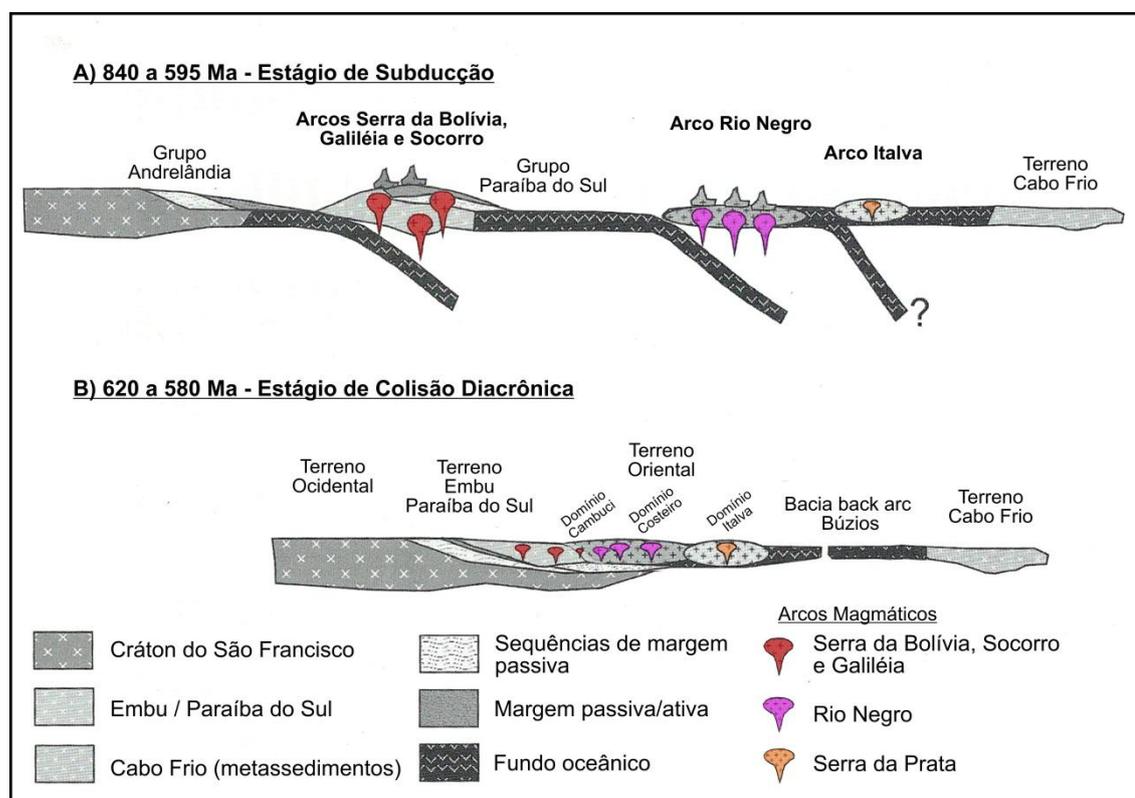
Faixa Ribeira. O Terreno Embu faria parte da placa superior (bloco Paranapanema) durante a estruturação do arco magmático da Nappe Socorro-Guaxupé. Com isso, o limite norte da parte central da Faixa Ribeira seria a base da Nappe Socorro-Guaxupé e o topo do Sistema de Nappes Andrelândia.

Novas interpretações tectônicas para as Faixas Ribeira e Araçuaí foram apresentadas por Heilbron *et al.* (2013), através de estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos (U-Pb) e isotópicos (Sm-Nd) em ortognaisses, gabros e gabronoritos no Complexo Serra da Bolívia, situado no Domínio Cambuci (Terreno Oriental; NW do Estado do Rio de Janeiro). As idades obtidas mostraram um intervalo 623 a 590 Ma e são semelhantes às observadas no Arco Magmático da Galiléia, na Faixa Araçuaí (NALINI-JUNIOR *et al.*, 2000, 2005; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008)

Os resultados indicam que as rochas ortoderivadas do Complexo Serra da Bolívia representam um arco magmático cordilherano alojado no Domínio Cambuci. Heilbron *et al.* (2013) sugeriram que este arco magmático, assim como os Arcos Rio Negro (Domínio Costeiro; TUPINAMBÁ *et al.*, 2000) e Serra da Prata (Domínio Italva), evoluíram de forma separada e foram acrescidos entre 620 e 580 Ma.

Idades próximas (650 Ma) também foram obtidas no Arco Socorro (EBERT *et al.*, 1996). A integração (HEILBRON *et al.*, 2013) das informações dos Arcos Galiléia, Serra da Bolívia e Socorro indica um expressivo arco magmático cordilherano Paleoproterozóico (Figura 2.10), alojado em um paleocontinente possivelmente constituído pelo embasamento dos Terrenos Embu e Paraíba do Sul (Figura 2.11).

Figura 2.11: Evolução tectônica integrando os arcos magmáticos da porção central da Faixa Ribeira com o sul e o norte da Faixa Araçuaí.



Fonte: HEILBRON *et al.*, 2013. Adaptado pelo autor, 2015

2.2.5 Terreno Paraíba do Sul

Corresponde a uma *klippe* sinformal posicionada sobre o Terreno Ocidental (Figura 2.1), dobrada em uma fase deformacional tardia da evolução da Faixa Ribeira. Possui um embasamento composto por ortognaisses pré- 1,7 Ga, denominado de Complexo Quirino, uma cobertura metassedimentar (Grupo Paraíba do Sul; EBERT, 1957, 1968; MATOS *et al.*, 1980; GROSSI-SAD, DUTRA, 1988; VALLADARES *et al.*, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2003) e diversos corpos granitóides. Valladares *et al.* (1997) obtiveram idades 2185 Ma em zircões de ortognaisses migmatíticos do Complexo Quirino. As rochas do embasamento estão intercaladas com a cobertura metassedimentar, resultado de expressivos dobramentos reclinados que afetaram o Terreno Paraíba do

Sul. O Terreno é limitado, a NW, pela Zona de Cisalhamento de Cubatão, que o separa do Terreno Embu.

Enclaves de rochas meta-ultramáficas, metamáficas e cálcio-alcálicas também ocorrem neste Complexo. O Grupo Paraíba do Sul corresponde ao conjunto de rochas supracrustais e é dividido em três unidades litoestratigráficas (ALMEIDA *et al.*, 1993): Unidades Três Barras, São João e Beleza. A foliação principal (S1) no Terreno Paraíba do Sul é marcada por uma xistosidade concordante ao bandamento migmatítico resultante da fusão dos metassedimentos (EIRADO *et al.*, 2006), com lineações para SW e NE e paralelas aos eixos de dobramentos fechados.

Rochas granitóides porfíricas e foliadas são encontradas somente no Complexo Quirino. Leucogranitos tabulares ocorrem tanto no embasamento como na sucessão metassedimentar do Terreno Paraíba do Sul e forneceram idades entre 535 e 527 Ma (MACHADO *et al.*, 1996; VALLADARES *et al.*, 2000).

2.3 Aspectos estruturais da Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira corresponde ao produto da interação envolvendo os Crátons do São Francisco, do Congo (sudoeste) e diversas micropalacas e arcos de ilhas, acarretando a amalgamação oblíqua de terrenos (HEILBRON *et al.*, 2004). Estes terrenos tectono-estratigráficos foram denominados de Embu, Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul e Cabo Frio. Com exceção do Terreno Cabo Frio, que foi docado entre 535 e 510 Ma, os demais foram acrescentados entre 590 e 560 Ma.

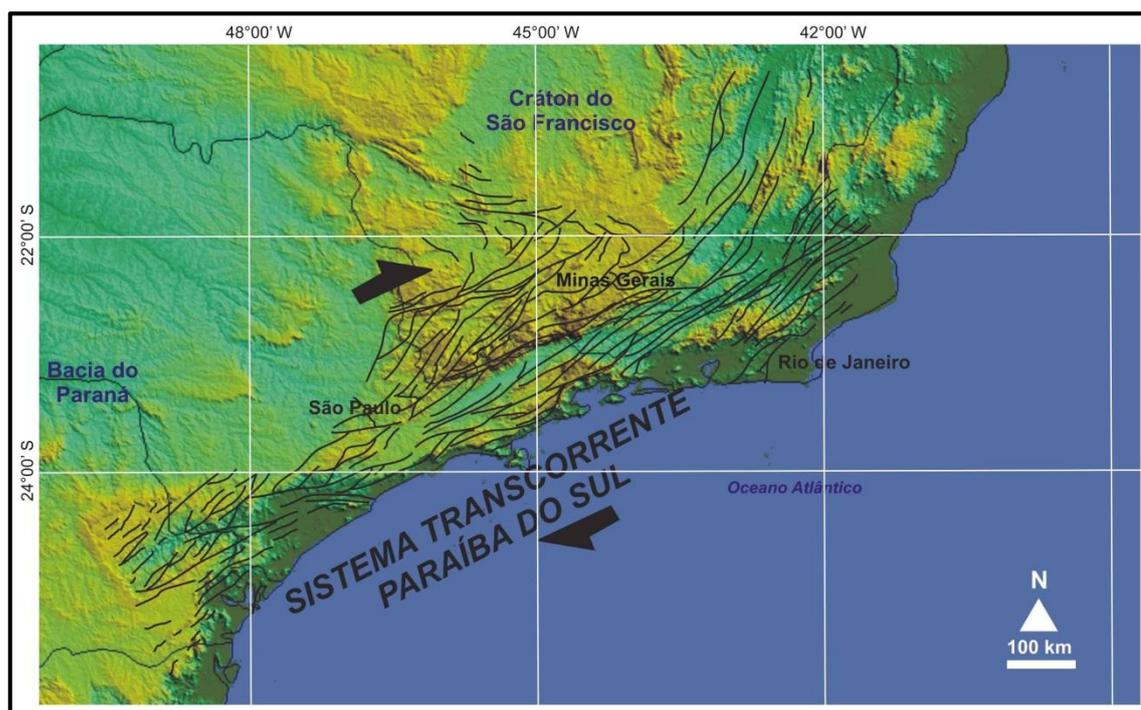
Em função das colisões ocorridas durante sua estruturação, a Faixa Ribeira registra um *trend* estrutural de direção NE-SW e zonas de cisalhamento transpressivas dextrais, muitas delas marcando o limite entre os terrenos tectônicos. Outros limites são definidos por empurrões, com imbricamento e vergência na direção do Cráton do São Francisco.

Entre 590 e 560 Ma, a colisão acarretou a sobreposição dos terrenos na direção leste para oeste / noroeste e a geração de suítes granitóides. Os terrenos Oriental e Paraíba do Sul foram justapostos ao Terreno Ocidental, impondo-lhes uma xistosidade relacionada a dobramentos apertados. O Terreno (*klippe*) Paraíba do Sul exhibe uma estrutura sinformal em grande escala, com algumas dezenas de quilômetros de extensão. O topo do Terreno Ocidental corresponde a uma mistura tectônica de rochas do embasamento com outras da cobertura neoproterozóica, com geração de milonitos.

Entre 535 e 510 Ma outro evento colisional gerou nova fase deformacional e metamórfica nos terrenos. Esta colisão envolveu a amalgamação do Terreno Cabo Frio (SCHMITT, 2001) e teve, como consequências, a geração de zonas de cisalhamento dextrais, novos (re)dobramentos e plutonismo associado ao colapso orogênico. Dentre as principais zonas de cisalhamento geradas, destacam-se as de Além Paraíba, Três Corações e Caxambu. Estas zonas de cisalhamento fazem parte do Sistema Transcorrente Paraíba do Sul (STPS).

O STPS corresponde a uma extensa faixa de deformações composta por diversas zonas de cisalhamento constituídas por milonitos (HASUI, 2010; Figura 2.12). Denominado inicialmente por Braun em 1972 de Faixa do Rio Paraíba do Sul, o STPS estende-se desde o norte do Estado do Rio de Janeiro até o Rio Grande do Sul. Exhibe megaestruturas em flor positiva (MACHADO; ENDO, 1993) e em sinclinorial (ALMEIDA, 2000). Análises cinemáticas indicam um componente transpressivo. Em mapa, as zonas de cisalhamento que compõem este sistema exibem subparalelismo e obliquidade entre elas, por vezes ditando um padrão anastomosado quando observadas em escala regional. Ebert (1957) já havia relacionado estas zonas de cisalhamento com episódios tectônicos (empurrões) e com movimentos compressivos regionais.

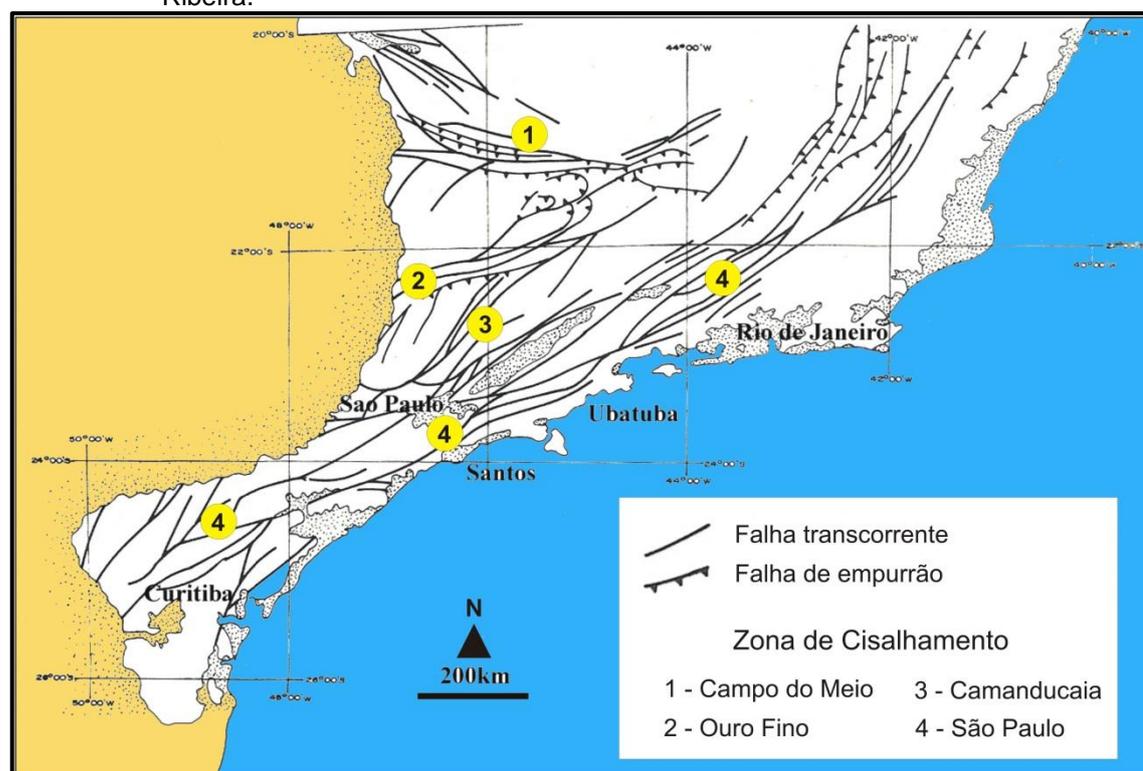
Figura 2.12: Sistema Transcorrente Paraíba do Sul sobre carta-imagem do satélite Aster.



Fonte: HASUI, 2010. Adaptado pelo autor, 2015, a partir de cena disponibilizada pelo *software Global Mapper*.

Cavalcante *et al.* (1979) identificaram e descreveram as zonas de cisalhamento de Campo do Meio, Ouro Fino e Camanducaia como parte do Sistema Transcorrente Paraíba do Sul. Em 1980, Hasui *et al.* definiram a Faixa de Cisalhamento São Paulo (Figura 2.13). Em 1984, Hasui e Oliveira subdividiram esta faixa em seis zonas de cisalhamento, em função de separarem litologias ou unidades estratigráficas: Cubatão, Taxaquara, Boquira, Monteiro Lobato, Itu e Jundiuvira. Estas zonas de cisalhamento são caracterizadas pela presença de milonitos a ultramilonitos, com mergulhos em torno de 30° e direção NE. Falhas de empurrão mapeadas no interior dos Estados do Espírito Santo, norte do Rio de Janeiro e leste de Minas Gerais, foram associadas ao Evento Brasileiro por Braun e Baptista (1977).

Figura 2.13: Principais zonas de cisalhamento, falhas transcorrentes e de empurrão na Faixa Ribeira.

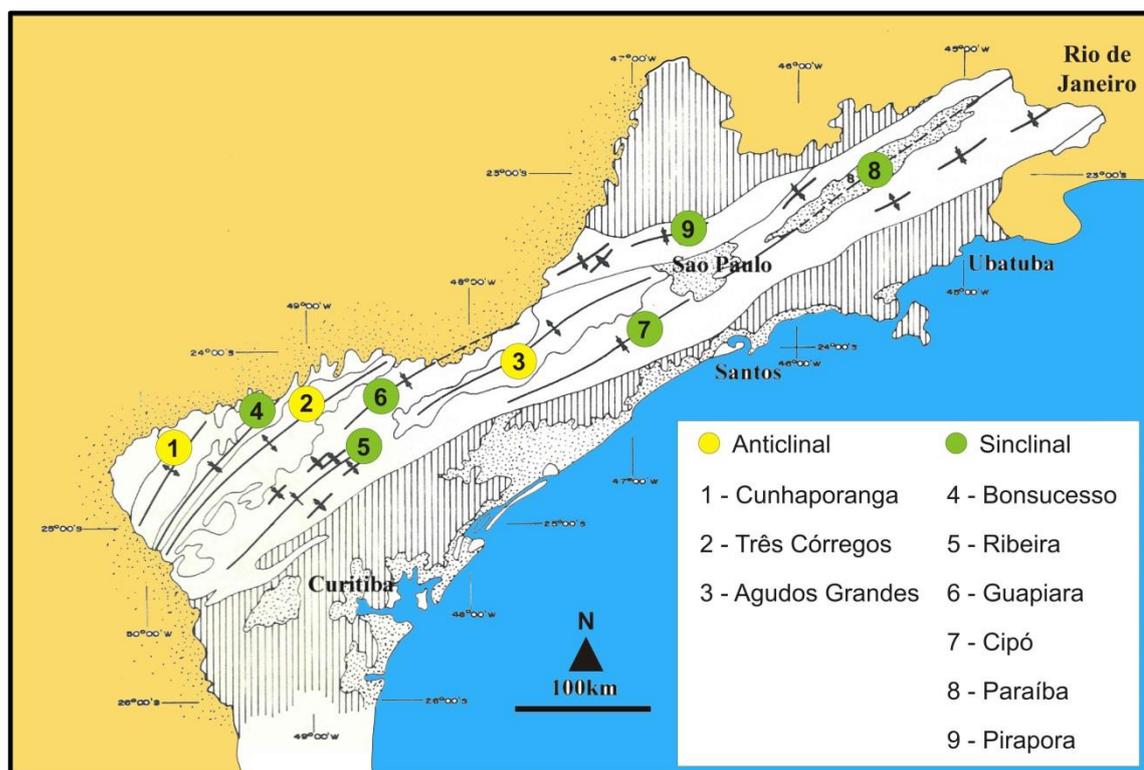


Fonte: HASUI *et al.*, 1980. Modificado pelo autor, 2015.

Falhas normais, especialmente menos expressivas que as zonas de cisalhamento e desenvolvidas em ambiente tectônico distensivo, são observadas nas Serras do Mar, da Mantiqueira e nas bacias sedimentares de Taubaté e de Resende. Outras estruturas observadas são os dobramentos, que ocorrem tanto em escala regional (Figura 2.14) como em afloramento. No Grupo Açungui, estes dobramentos foram os responsáveis pelas orientações de elementos planares nos litotipos e estão associados à presença de granitóides sintectônicos. Fases de deformação tardias afetaram a compartimentação da porção central Faixa Ribeira, em escala regional. Destacam-se a Sinformal do Rio Paraíba do Sul (HEILBRON *et al.*, 1991) e a Antiformal do Rio de Janeiro. Na divisa entre os Estados do Rio de Janeiro e de Minas Gerais, Lamego (1946) identificou outra faixa intensamente dobrada, com cerca de 10 km de espessura, que corresponde a um expressivo sinclinal. A zona axial deste dobramento foi denominada por Almeida *et al.* (1975) de

Lineamento de Além-Paraíba. Campanha (1981), em estudos mais detalhados, caracterizou esta faixa como uma zona blastomilonítica a milonítica, com boudins migmatíticos e dobras intrafoliaes.

Figura 2.14: Dobramentos principais na porção centro-sul da Faixa.



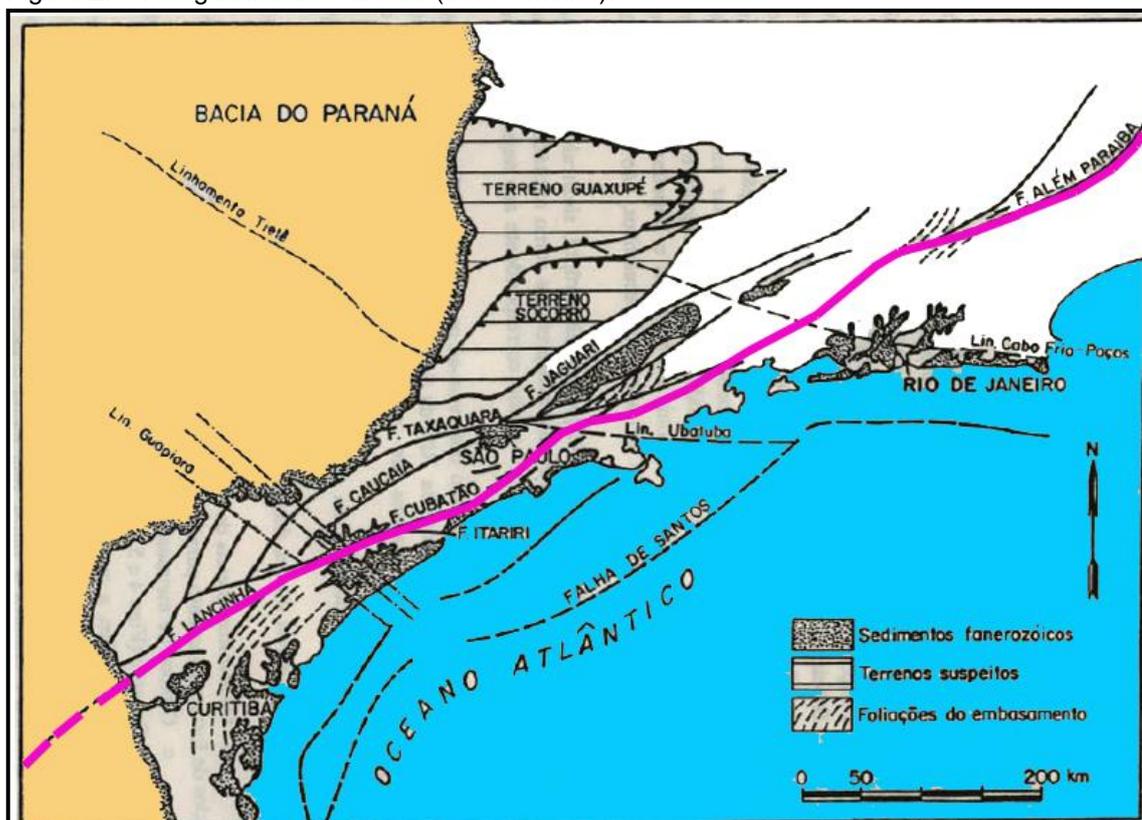
Fonte: HASUI *et al.*, 1980. Modificado pelo autor, 2015.

2.3.1 Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC)

Esta estrutura faz parte de um sistema de falhamentos no sudeste do Brasil, com cerca de 1000 km de extensão, denominado por Sadowski (1991) de Megafalha de Cubatão (Figura 2.15). Este sistema é subdividido pelas zonas de cisalhamento Lancinha, Além Paraíba e de Cubatão. A Zona de Cisalhamento de Cubatão, de caráter transpressivo e dúctil, possui

aproximadamente 150 km de extensão e ocorre desde a região de Ribeira (no Estado do Paraná) até o leste do Estado de São Paulo.

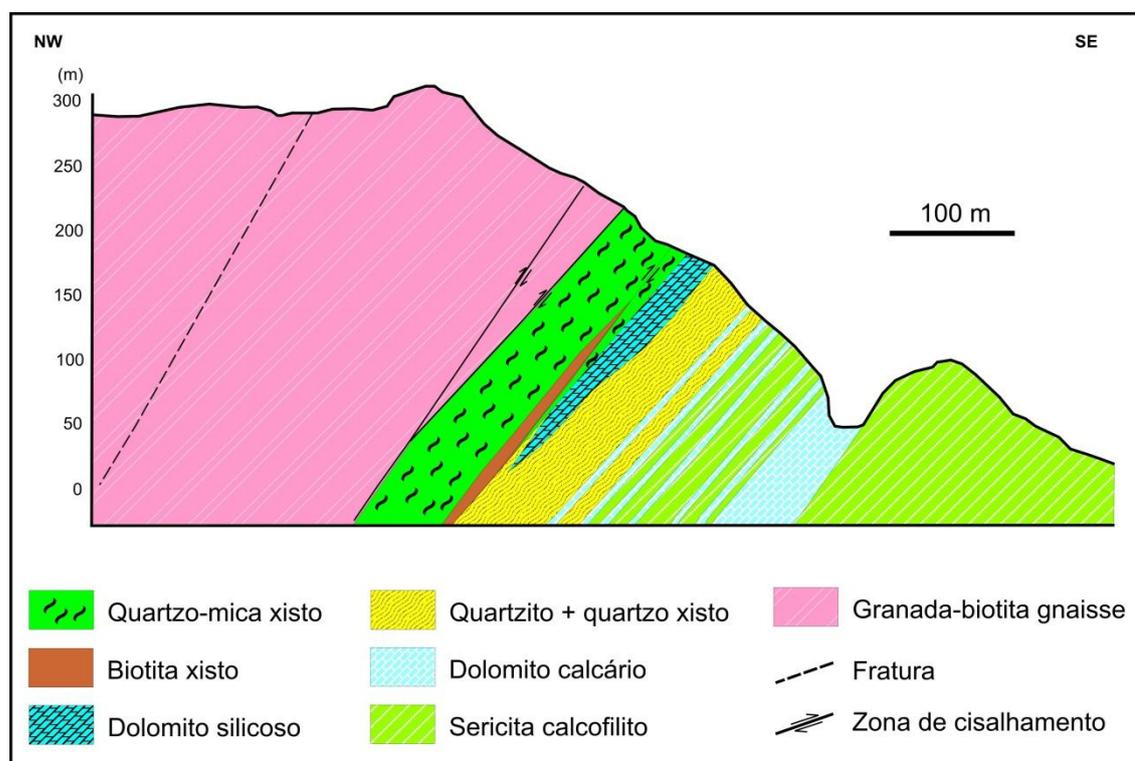
Figura 2.15: Megafalha de Cubatão (em vermelho).



Fonte: SADOWSKI, 1991. Adaptado pelo autor, 2015.

Sadowski (1991) identificou a presença de uma camada de filito com cerca de 250 metros de espessura, sericitizado e com material carbonoso na ZCC (Figura 2.16), na cidade de Cubatão (SP). Os indicadores cinemáticos são predominantemente dextrais e as lineações de estiramento são sub-horizontais e paralelas à ZCC. Falhas e fraturas subordinadas, dextrais, exibem direção NW. Sadowski descreve também dobramentos em rochas miloníticas no trecho transpressivo da zona de cisalhamento, com xistosidade plano axial superimposta e deformação nos grãos de quartzo.

Figura 2.16: Seção geológica transversal à Zona de Cisalhamento de Cubatão (Terreno Embu), na cidade homônima.



Fonte: SADOWSKI, 1991. Adaptado pelo autor, 2015.

Ao longo da ZCC, protomilonitos, milonitos, ultramilonitos e filonitos gerados em condições de fácies xisto verde a anfibolito são classificados como milonitos de médio a alto graus.

Para Sadowski (1991), a ZCC seria produto da colisão e da posterior tectônica de escape entre os Crátoms de São Francisco e do Congo, preenchida por um conjunto de metassedimentos (filitos) numa extensão de até 400km. Observou-se uma intensa fase de estiramento horizontal, com lineação de estiramento acompanhando o mergulho onde há cavalgamento do embasamento gnáissico sobre os filitos. Em escala de afloramento, ocorrem dobramentos nos milonitos, com xistosidade destacada pelos cristais recristalizados de biotita.

Fernandes (1991) considera que a Zona de Cisalhamento de Cubatão separa o Complexo Embu (Terreno Embu) do Complexo Costeiro. A ZCC é caracterizada pela presença de milonitos, ultramilonitos e protomilonitos, com

lineação de estiramento mineral com baixo caimento e subparalela à foliação. A foliação da ZCC exibe valores elevados, alguns subverticais. Segundo Fernandes (1991), as rochas miloníticas atravessam o Batólito Natividade da Serra, sugerindo que a geração de milonitos na Zona de Cisalhamento de Cubatão é posterior ao alojamento dos corpos granitóides.

Fernandes (1991) observou que a Unidade Rio Paraibuna (integrante do Complexo Embu) ocorre tanto a norte quanto a sul do Batólito Natividade da Serra. Esta observação indica que o granitóide é intrusivo no Complexo Embu e que o limite sul da ZCC está em contato com o Complexo Costeiro.

2.3.2 Conceituação de rochas filoníticas

O termo filonito foi descrito por Sibson (1977) como uma variedade de milonito/ultramilonito hidratado, com conteúdo de água (em peso) superior ao das rochas adjacentes. Corresponde a rocha rica em mica e aparência de filito, exibindo foliação ou xistosidade. Passchier e Trouw (2005) empregaram o termo para as rochas geradas em zonas de cisalhamento dúcteis a rúpteis-dúcteis, com alta pressão de fluidos, metassomatismo e hidrotermalismo. Portanto, a presença dos fluidos diferem os filonitos dos milonitos, uma vez que estes últimos são gerados em zonas de cisalhamento não hidratadas.

A origem dos fluidos envolvidos está associada a dois cenários geotectônicos: o primeiro envolve expressivos corpos granitóides presentes em sequência paraderivadas e delimitados por zonas de cisalhamento (SHELLEY, 1993), onde os fluidos são gerados pelos metassedimentos; no segundo, zonas de cisalhamento atravessam granitos formados por duas micas (MESQUITA; FERNANDES, 1991), sendo os fluidos provenientes dos minerais hidratados.

A presença de fluidos contribui para o abrandamento da tensão (strain softening; WHITE *et al.*, 1980) e para a formação de filonitos ao longo de zonas de cisalhamento dúctil. A pressão dos fluidos é igual ou superior à pressão litostática. O abrandamento pode estar relacionado às mudanças químicas,

com substituição do plagioclásio por muscovita e quartzo, além da formação de pertita através da destruição de megacristais de K-feldspato.

Hippert (1998), estudando zonas de cisalhamento de baixo grau do Quadrilátero Ferrífero e que atravessam corpos graníticos, observou que estas rochas são transformadas em filonitos e milonitos. A deformação é favorecida por processos de recristalização do quartzo (com concomitante formação de subgrãos) e pela quebra dos cristais de feldspato e de plagioclásio através de reações que permitam a produção de mica e de quartzo. Quimicamente, o sistema praticamente permanece estável, com mobilidade lateral de alguns elementos (Si, Al e K) no interior da zona de cisalhamento. Nos filonitos a concentração de muscovita é maior, resultado de processos regidos pela ação de fluidos.

Mesquita (1991) investigando a petrografia dos filonitos da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, no sul do Brasil e norte do Uruguai, observou a transformação do plagioclásio e do feldspato alcalino em mica branca e quartzo, decorrentes de alterações hidrotermais. Onde a zona de cisalhamento atravessa granitóides a duas micas, os filonitos são caracterizados pela presença de granada e de mica branca, resultado da composição micácea original dos granitos.

A formação de filonitos por processos metassomáticos envolve a mudança na composição química através da combinação de temperatura, pressão e fluidos, especialmente em regiões com associações vulcânicas. As alterações químicas resultam em ganho progressivo de Si e K nos filonitos, diminuição da presença dos outros elementos e aumento significativo do volume (até 20%). O consumo total dos reagentes na geração dos produtos (mica) pode revelar uma reação metassomática em desequilíbrio. Staal *et al.* (2001) identificaram filonitos e milonitos gerados por metassomatismo com caráter alcalino. Os fluidos são representados por água do mar modificada química e isotopicamente e foram liberados pela desidratação das rochas sedimentares argilosas.

A formação de filonitos por hidrotermalismo é observada no bandamento hidrotermal, onde o fluido interferiu no comportamento reológico dos minerais,

principalmente o quartzo. A sílica, altamente solúvel, forma veios de quartzo diferenciadamente deformados.

O quartzo exibe um paradoxo quanto às suas propriedades físicas (GRIGGS & BLACIC, 1965). Em laboratório e sob condições secas, exibe grande resistência, até mesmo sob elevadas pressão e temperatura. Em contraste, nas rochas em afloramentos mostrou-se mais fraco que outros minerais, na maioria das condições observadas na crosta terrestre.

Griggs & Blacic (1965) demonstraram ainda que, em experimentos, o cristal de quartzo torna-se dúctil na presença de água, indicando um efeito enfraquecedor do fluido, mesmo sem pressão confinada. Este enfraquecimento dá-se a partir da hidrólise das moléculas de Si-O contidas no cristal, acarretando o deslizamento interno do grão em função de sua estrutura interna.

3 LIMITE ENTRE OS TERRENOS EMBU E OCIDENTAL: ASPECTOS LITOLÓGICOS, ESTRUTURAIS E GEOMETRIA

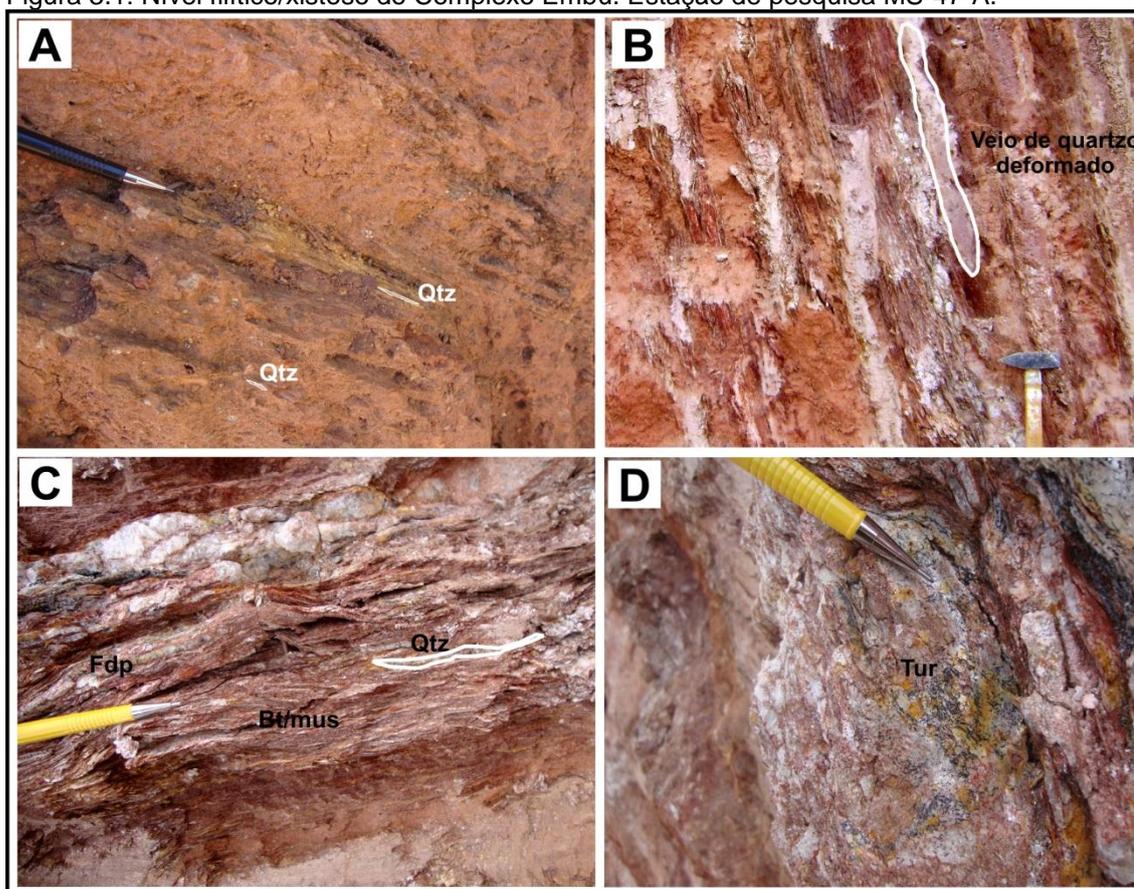
3.1 Unidades litológicas do Terreno Embu

3.1.1 Complexo Embu

As rochas do Complexo Embu correspondem a dois conjuntos principais: o primeiro é constituído por níveis filíticos associado a níveis xistosos mais restritos, ambos miloníticos, no interior da Zona de Cisalhamento de Cubatão. O segundo conjunto é formado por níveis xistosos intercalados com gnaisses migmatíticos ou biotita granada gnaisses, com rochas calcissilicáticas e quartzitos associados. Anfibolito e mármore dolomítico foram encontrados em pedreira na região. Este segundo conjunto é observado em afloramentos distantes da ZCC.

O primeiro conjunto exhibe em sua composição mineralógica cristais de biotita e muscovita maiores (10 mm), turmalina e pequenos sigmóides de feldspato. O quartzo ocorre em fitas, acompanhando a foliação milonítica (Figura 3.1-A). Veios de quartzo e pegmatitos com turmalina estão deformados e são concordantes com a foliação (Figura 3.1-B). O nível xistoso é definido por filosilicatos (biotita/muscovita) e pela deformação de minerais granulares (quartzo e feldspato; Figura 3.1-C). Veios de quartzo exibem pequenos cristais de turmalina disseminados (Figura 3.1-D). Os afloramentos estão intemperizados e geraram um solo de coloração avermelhada. Em alguns cortes de estrada alterados destacam-se finos veios de quartzo sem orientação preferencial. A alternância entre níveis xistosos e filíticos é observada ao longo de toda a zona de cisalhamento.

Figura 3.1: Nível filítico/xistoso do Complexo Embu. Estação de pesquisa MS-47-A.

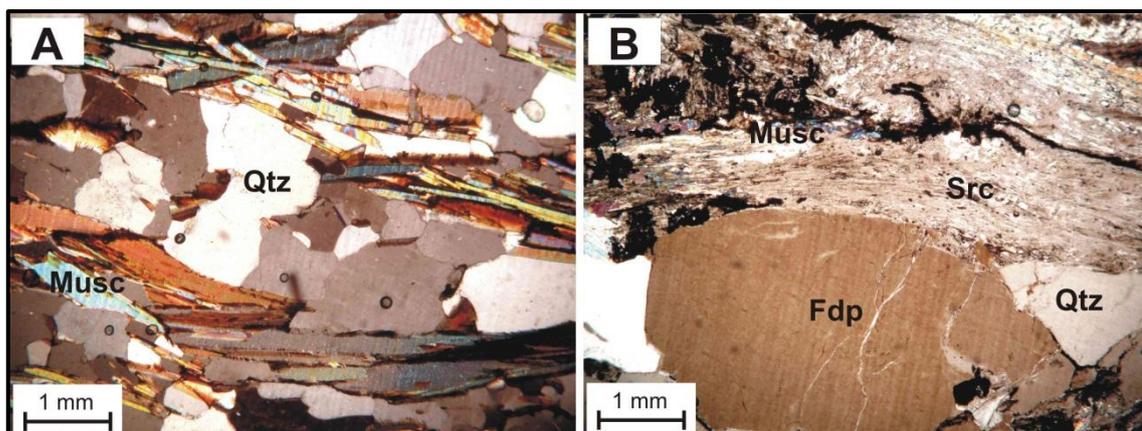


Legenda: A – Nível filítico milonítico com quartzo em fitas acompanhando a foliação. Estação de pesquisa GL-12; B - Veio de quartzo deformado acompanhando a foliação do filito/xisto; C – Nível xistoso com fitas de quartzo, porfiroclastos de feldspato e concentrados de biotita e muscovita; D - Detalhe do veio de quartzo com pequenos cristais de turmalina disseminados. Qtz: quartzo; Fdp: feldspato; Bt: biotita; Mus: muscovita; Tur: turmalina.

Fonte: O autor, 2015.

Microscopicamente, o nível filítico revela um domínio de foliação micáceo, bem definido, alternado com domínio granular quartzoso (Figura 3.2-A), fraturado e preenchido por biotita/muscovita. No nível xistoso, os poucos cristais de microclina estão sericitizados (Figura 3.2-B) e reagem com quartzo e muscovita. Observa-se no interior do k-feldspato um processo de substituição por muscovita.

Figura 3.2: Fotomicrografias do filito/xisto do Complexo Embu. Estação de pesquisa MS-47-A.



Legenda: A - Bandamento definido por domínios de quartzo e de biotita/muscovita, no nível filítico; B – Domínios de muscovita e de sericita contornando porfiroclasto quartzo-feldspático, no nível xistoso. Mus: Muscovita; Src: Sericita; Qtz: Quartzo; Fdp: Feldspato. Nicóis cruzados.

Fonte: O autor, 2015.

A estimativa visual dos minerais presentes nas rochas paraderivadas localizadas no interior da ZCC é exibida na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Estimativa visual (em porcentagem) dos minerais presentes nas amostras das rochas da Zona de Cisalhamento de Cubatão.

Amostra	Litotipo	Qz	Kfs	Pl	Bt	Mu	Op
MS-39-E	Biotita muscovita filito/xisto	35		19	20	25	1
MS-39-D	Biotita filito/gnaissse	50	15	14	20		1
MS-28-C	Biotita filito/xisto	60		11	25		4

Legenda: Qz: Quartzo; Kfs: K-feldspato; Pl: Plagioclásio; Bt: Biotita; Mu: Muscovita; Op: Opacos.

Fonte: O autor, 2015.

O segundo conjunto é observado em afloramentos mais distantes da Zona de Cisalhamento de Cubatão. O xisto ocorre intercalado com gnaiss migmatítico (Figura 3.3-A), com boudins de rochas calcissilicáticas e camadas de quartzitos de espessuras variadas (Figura 3.3-B). O bandamento gnáissico é definido por níveis leucocráticos quartzo-feldspáticos e níveis com biotita e hornblenda (Figura 3.3-C). Veios e vênulas de quartzo e pegmatitos estão deformados e concordantes com a foliação (Figura 3.3-D). Em raros afloramentos são encontrados anfibolitos.