

CAPÍTULO IV

4 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO

4.1 – Contexto regional

Atualmente, entende-se por Plataforma Sul-Americana, a porção continental da placa de mesmo nome, que tem permanecido estável durante a evolução das faixas móveis Andina e do Caribe, ao tempo em que o Atlântico Sul se abria a partir do Meso-Cenozóico. Neste sentido, a Plataforma Sul-Americana funciona como cráton para o Orógeno Andino.

O embasamento desta porção continental se expõe sob a forma de “escudos”, subdivididos em: Escudo das Guianas, de forma contínua ao norte; Escudo Brasil Central, na porção centro-ocidental do Brasil e parte da Bolívia; e o Escudo Atlântico, exposto ao longo de toda margem atlântica, como consequência dos processos termotectônicos deflagrados pela deriva pós-Triássica (Figura 4.1).

A evolução tectônica do embasamento da Plataforma Sul-Americana, exposto no Escudo Atlântico deu-se por uma sucessão de ciclos de Wilson, ou seja, episódios de abertura e fechamento de bacias oceânicas e orogêneses envolvendo acreção e retrabalhamento crustal, precedidos e sucedidos por importantes eventos de tafrogênese, durante as épocas Neo-Arqueana, Paleoproterozóica, Mesoproterozóica e Neoproterozóica (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

Os atuais terrenos pré-cambrianos, produtos desta evolução geotectônica, compreendem quatro províncias estruturais na porção oriental do continente: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira.

Especificamente, na região sul e sudeste brasileiro, a província Mantiqueira foi definida por Almeida *et al.* (1977, 1981) delineando uma faixa de direção NE-SW, com mais de 3000 km de comprimento paralela à costa Atlântica, bordejada pelas províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e, a leste, pelas bacias costeiras (Figura 4.2).

A área de pesquisa está inserida na porção central da Província Mantiqueira, compreendendo o chamado Orógeno Ribeira ou Faixa Ribeira (Cordani *et al.*, 1967, 1973; Almeida, 1967, 1969). Trata-se de um Cinturão Orogenético Brasileiro, desenvolvido na borda sul e sudeste do Cráton de São Francisco, cuja estrutura crustal pode ser definida por terrenos tectônico-estratigráficos imbricados para noroeste, limitados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento (Heilbron *et al.*, 2000, 2004) (Figura 4.2).



Figura 4.1 – A porção continental da placa Sul-Americana, modificado de Almeida *et al.* (1976) (Fonte: Bizzi *et al.*, 2003).

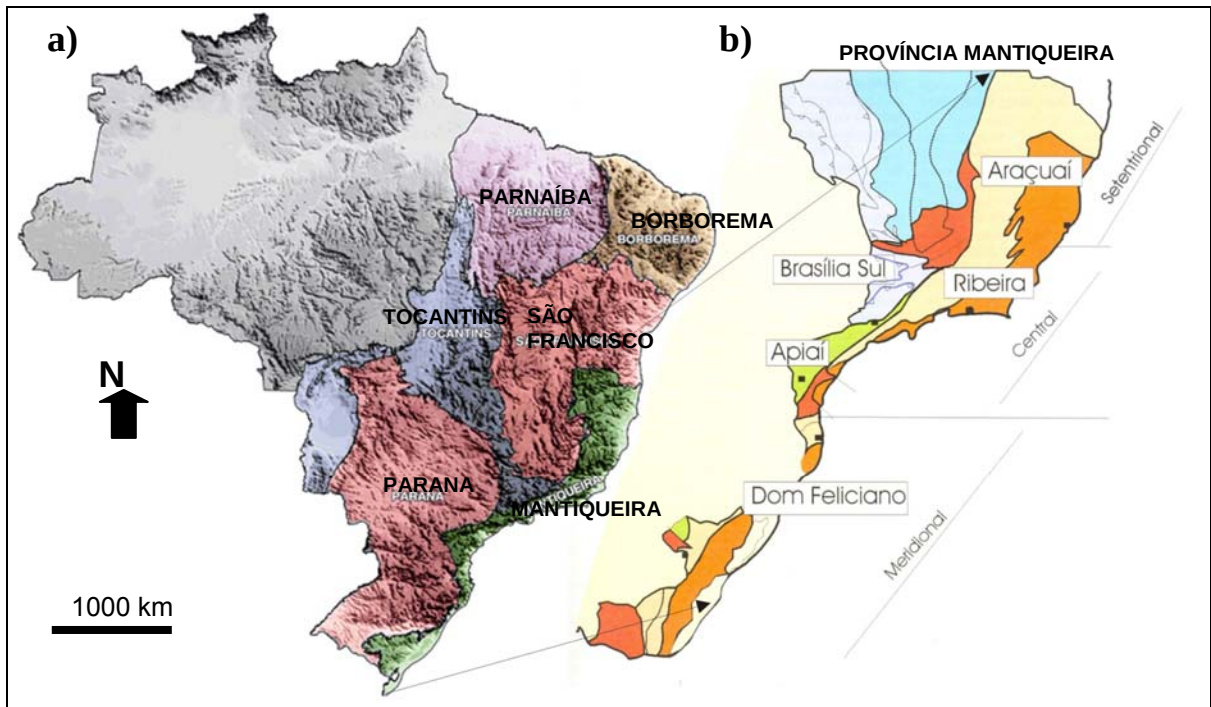


Figura 4.2 – a) Províncias estruturais do Escudo Atlântico (modificado de Almeida *et al.* 1977, 1981; sobre o modelo digital do terreno, Smith e Sandwell, 1997; Fonte: Bizzi *et al.*, 2003); b) detalhe da Província Mantiqueira e suas subdivisões (Fonte: Heilbron *et al.*, 2004).

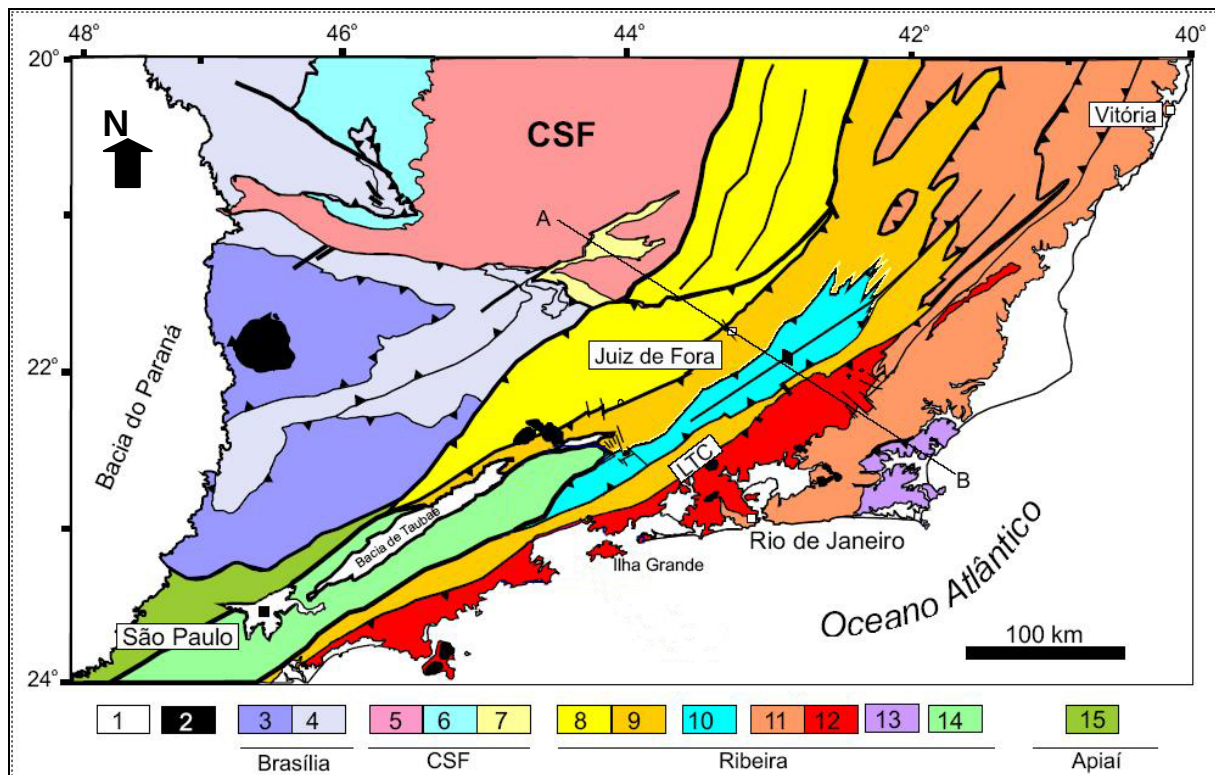


Figura 4.3 – Compartimentação tectônica da borda sul do Cráton de São Francisco (Heilbron *et al.*, 2004). Legenda: 1 – Baía do Paraná e riftes / sedimentos cenozóicos; 2 – Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3 – *Nappes* Inferiores; 4 – *Nappes* Superiores; Crátons de São Francisco: 5 – Embasamento e Domínio Autóctone; 6 – Supergrupo São Francisco; 7 – Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 – Domínio Andreilândia e 9 – Domínio Juiz de Fora, do Terreno Ocidental; 10 – Terreno/Klippe Paraíba do Sul; 11 – Terreno Oriental, incluindo 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Terreno Cabo Frio; 14 – Terreno Embu; Orógeno Apiaí: 15 – Terreno São Roque. CSF = Cráton de São Francisco.

4.2 – Evolução tectônica

Os principais eventos tectonotermiais, durante o Pré-cambriano, registrados na América do Sul foram detalhados por Almeida & Hasui (1984) e Schobbenhaus & Campos (1984): 1) a Orogenia Jequié, que correspondeu a uma colagem de expressão continental aglutinando vários blocos entre 2,8 Ga e 2,6 Ga (protocontinentes São Francisco e Congo, Bloco Serrinha) e registrado no embasamento da Província São Francisco; 2) a Orogenia Transamazônica que envolveu a fusão de paleocontinentes neo-arqueanos no Paleoproterozóico (2,1 - 1,8 Ga) registrando arcos magmáticos acrescionários juvenis e arcos continentais relacionados à colisão; 3) reconhecido como evento de rifteamento Espinhaço (Brito Neves *et al.*, 1996), sendo associado a magmatismo bimodal (1,78 - 1,70 Ga); e 4) Orogenia Brasileira (0,88 - 0,48 Ga), que estaria relacionada às faixas orogenéticas originadas durante o fechamento do Supercontinente Gondwana (Figura 4.4).

Assim sendo, reconhece-se a “colagem” Brasileira como um sistema orogênico atuante no Neoproterozóico-cambriano e um dos principais responsáveis pela estruturação da Província Mantiqueira. Este sistema consiste num mosaico de terrenos oriundos de processos acrescionários evoluídos diacronicamente, com remanescentes de orógenos controlados por subducção e extensa granitogênese, que contribuíram para a origem ao Supercontinente Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.* 2000, Campos Neto, 2000) (Figura 4.4). Nestes terrenos, diversas unidades paleotectônicas (pré-brasilianas) também ocorrem retrabalhadas.

Neste trabalho foi empregada a expressão “Sistema de Orógenos” de Medeiros *et al.* (2003), como uma designação coletiva para prolongadas e diacrônicas colagens orogênicas (brasileiana ou transamazônica).

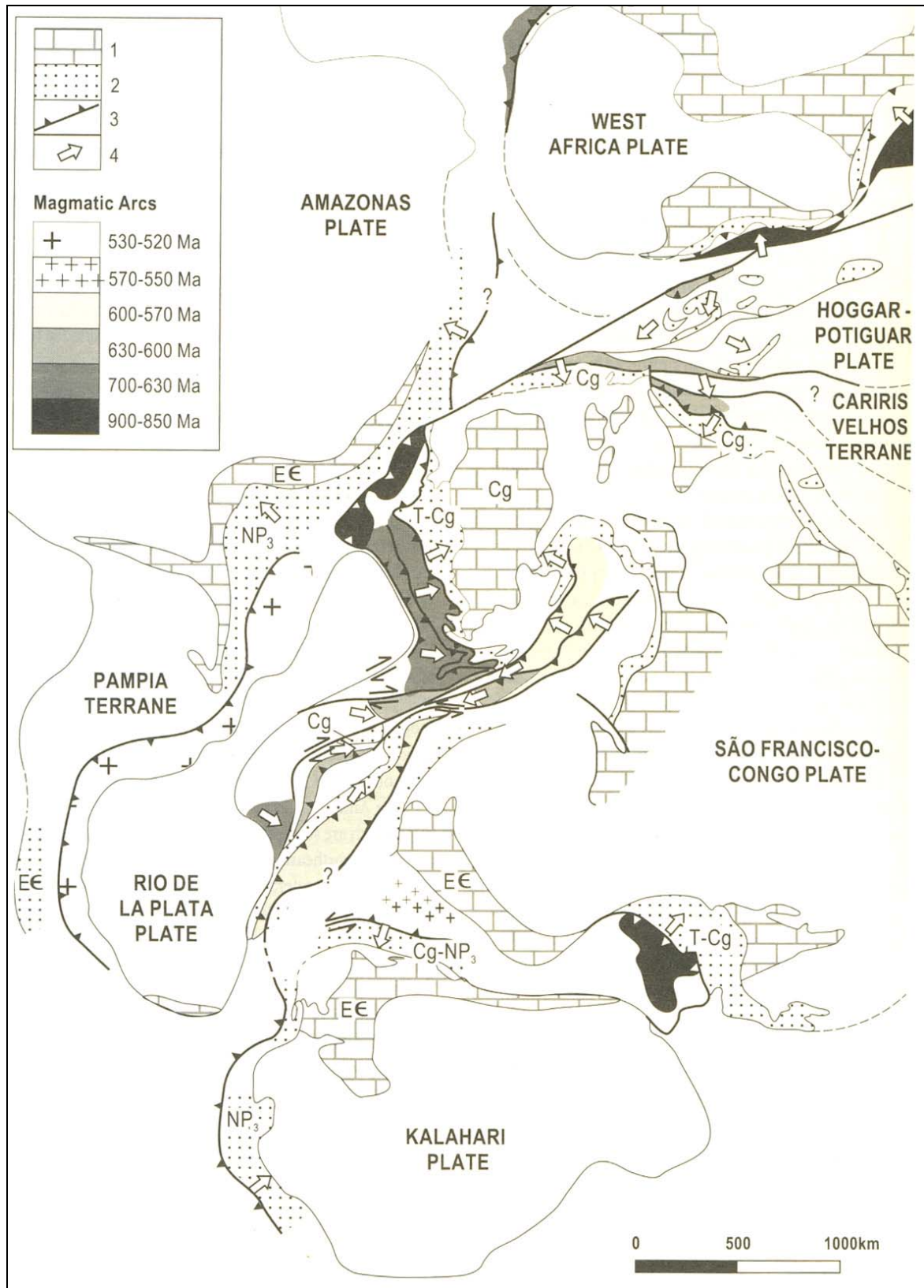


Figura 4.4 – Placas continentais e arcos magmáticos do Gondwana oeste (fonte: Campos Neto, 2000). Legenda: 1 – cobertura de plataforma; 2 – depósitos de margem continental passiva ou crosta continental delgada; 3 – zonas de subducção com indicação de mergulho; 4 – vergência estrutural.

4.2.1 – Eventos relativos à porção central da Província Mantiqueira

4.2.1.1 – Sistema de Orógenos Transamazônicos

Apesar de influenciado pela posterior orogenia brasileira, remanescentes de faixas arqueanas tipo *greenstone belt* foram intrudidos por rochas ígneas de caráter bimodal (2,22 - 2,12 Ga) formando um extenso envoltório na margem sul e leste do Cráton de São Francisco, incluindo ortognaisses migmatíticos, granitóides e metabasitos arqueanos (2,8 - 2,7 Ga) a paleoproterozóicos (2,2 - 2,0 Ga) associados ao Complexo Mantiqueira, retrabalhados durante a colagem Transamazônica (Söllner *et al.*, 1991; Machado *et al.*, 1996; Figueiredo & Teixeira, 1996; Alkmim & Marshak, 1998; Heilbron *et al.*, 2001; Silva *et al.* 2002), Dados químicos e isotópicos em rochas do Complexo Mantiqueira, indicaram um ambiente de arco cordilheirano atuante no Paleoproterozóico (Duarte *et al.*, 1997, 2000, 2002, 2004).

Somadas aos ortogranulitos e ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora, Quirino e Caparaó, atualmente dispostos em lascas tectônicas em meio aos paragnaisses que formariam as suas supostas margens passivas, teríamos um sistema de orógenos entre 2,2 e 2,1 Ga, caracterizados por acreção juvenil com abundante plutonismo TTG (trondhjemitó/tonalito/granodiorito) e rochas potássicas de arcos continentais ou transicionais.

Tal sistema de orógenos poderia ser considerado como precoce, se comparado às idades de cristalização entre 2,0 e 1,9 Ga obtidas por Zimbres *et al.* (1990) e Schmitt (2001) para os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (tardio).

Da mesma maneira que o Sistema de Orógenos Brasileiros pode-se considerar também a existência de uma evolução diacrônica, formando um Sistema de Orógenos Transamazônicos, estendendo-se entre 2,2 a 1,9 Ga, preservado no segmento central da Província Mantiqueira.

Segundo Trouw *et al.* (2000), os eventos colisionais de arcos magmáticos registrados no Paleoproterozóico desenvolveram uma estrutura regional que controlou, ao menos em parte, os orógenos Ribeira e Araçuaí, relacionados ao Sistema de Orógenos Brasileiros.

4.2.1.2 – Sistema de Orógenos Brasileiros

No caso da porção central da Província Mantiqueira, o Sistema de Orógenos Brasileiros, diacrônicos, reconhecidos pelas diferenças de idades entre fases

sincolisionais, no entorno do Cráton de São Francisco, vêm sendo caracterizados por Figueiredo & Campos Neto (1993), Campos Neto & Figueiredo (1995), Trouw *et al.* (2000), Silva *et al.* (2002b) e Heilbron *et al.* (2004).

Figueiredo & Campos Neto (1993) e Campos Neto & Figueiredo (1995) discriminaram uma “Orogênese Brasileiro I”, mais antiga (670-600 Ma), correspondendo ao “Cinturão Ribeira” e outra tardia, correspondendo à “Orogênese Rio Doce” (590-490 Ma).

Trouw *et al.* (2000) propuseram três estágios orogênicos: o primeiro (correspondente ao Brasileiro I de Campos Neto & Figueiredo, 1995) estaria relacionado ao fechamento do Oceano *Brazilides* (Unrug, 1997) (670 - 600 Ma); o segundo foi relacionado ao “ramo Ribeira” do Oceano Adamastor (Unrug, 1997) (630 - 520 Ma); e o terceiro (520-480 Ma) seria representada pela Orogênese cambriana Búzios (ca. 520 Ma) de Schmitt *et al.* (1999).

Silva *et al.* (2002), com base em estudo integrado de 140 idades U-Pb, subdividiram em três os sistemas orogênicos brasileiros da Província Mantiqueira (Brasiliano I, II, III). O sistema Brasileiro I, precoce, estaria restrito ao orógeno São Gabriel no Sul do Brasil (880 – 700 Ma). Na porção central da Província Mantiqueira os autores denominam de “sistema Brasileiro II” (com clímax entre 640 - 610 Ma) a “Orogênese Brasileiro I” de Campos Neto e Figueiredo (1993) e o “sistema Brasileiro III” representaria os orógenos Araçuaí-Rio Doce (clímax entre 590 - 570 Ma) e Búzios (520 Ma).

Heilbron *et al.* (2004) sumarizaram a compartimentação tectônica do segmento central da província Mantiqueira em três estágios colisionais: Colisão I (ca. 630 Ma) correspondente ao tectonismo na extremidade sul do Orógeno Brasília, de *trend* NNW-SSE, formando *nappes* e metamorfismo de pressão alta resultante da colisão entre a borda sul-sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo e outra placa encoberta pelas seqüências deposicionais da Bacia do Paraná; Colisão II (ca. 590-560 Ma) correspondente ao Orógeno Ribeira, de *trend* NE-SW, resultante da interação entre o Cráton de São Francisco e outra(s) placa(s) e/ou arco de ilhas a SE (Terreno Oriental-Serra do Mar, incluindo o arco Magmático Rio Negro); e por fim a Colisão III (ca. 535-510 Ma) relacionado à Orogênese Búzios de Schmitt *et al.* (1999). O contexto tectônico deste último evento ainda é alvo de discussões, embora existam sugestões de fechamento tardio de bacia retro-arco, contemporânea à amalgamação final do Gondwana Ocidental.

As colisões II e III que representam a convergência entre o continente São Francisco (Terreno Ocidental), Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio, referentes ao Orógeno Ribeira, foram detalhadas por Heilbron & Machado (2003) em diversos estágios de evolução tectono-metamórfico-magmático (Figura 4.5): a) entre 1000 e 790 Ma - estágio de rifte e bacia de margem passiva; b) entre 790 e 590 Ma - implantou-se uma subducção com vergência para sudeste da placa de São Francisco gerando deformação D1 da cobertura e embasamento da margem passiva Andrelândia ao tempo em que um arco magmático intrudia rochas carbonáticas (Grupo Itaiuba) da margem passiva no lado do terreno Oriental; c) entre 590 e 550 Ma – colisão entre os terrenos Ocidental e Oriental em principal fase de deformação (D1+D2) com transporte tectônico para NW e abundante granitos miloníticos tipo-S; d) entre 535 e 510 Ma – ocorrência de dobramentos e zonas de cisalhamento subvertical (D3) no Terreno Ocidental e colisão do Terreno Cabo Frio; e) entre 510 e 480 Ma - implantação de zonas de cisalhamento transtensionais com relaxamento térmico da orogenia e ocorrência de pequenos batólitos cálcio-alcalinos associado a rochas toleíticas.

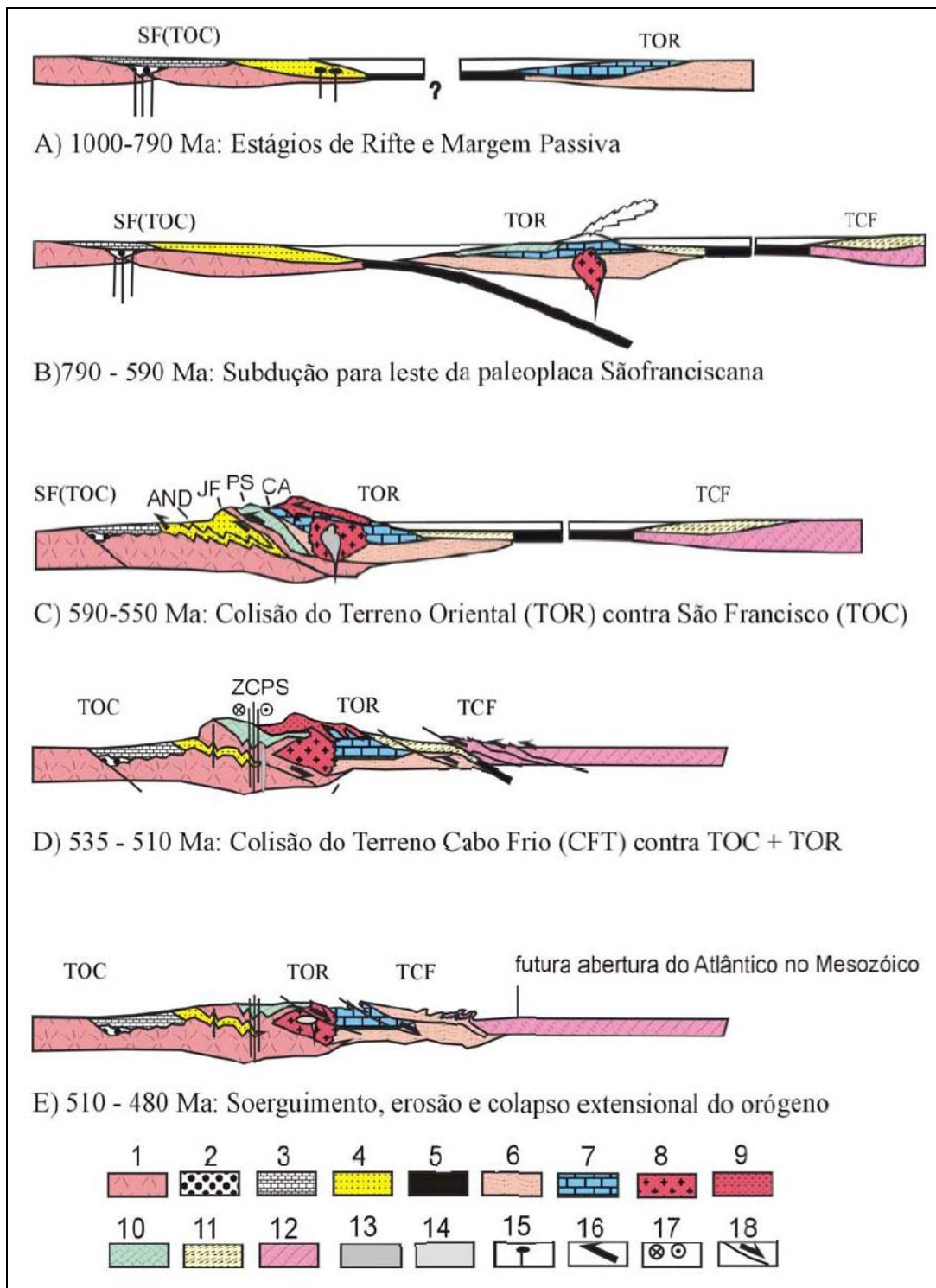


Figura 4.5 – Etapas evolutivas do Orógeno Ribeira, segundo Heilbron & Machado (2003). Legenda: 1 – Placa do São Francisco; 2 – Sucessões Rifte São João Del Rey; 3 – Sucessões Carandá intra-Placa; 4 – Margem passiva Andrelândia; 5 – Crosta oceânica; 6 – Paleoplaca oriental; 7 – Sucessões de margem passiva Costeiro; 8 – Rochas plutônicas Rio Negro; 9 – Vulcânicas Rio Negro; 10 – Sucessões *fore arc* Paraíba e Cambuci; 11 – Sucessões *back arc* Búzios; 12 – Paleoplaca Cabo Frio; 13 – Granitos I, sin-colisional; 14 – Granitos I, tardi- a pos-colisional; 15 – Magmatismo tholeiítico; 16 – Vergência tectônica; 17 – Sentido da lateral zona de cisalhamento; 18 – Falhas normais. SF= Cráton São Francisco, TOC = Terreno Ocidental, TOR = Terreno Oriental, TCF = Terreno Cabo Frio, ZCPS = Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, AND= Domínio Andrelandia. JF = Domínio Juiz de Fora, PS = Terreno Paraíba do Sul.

4.3 - O Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira, já descrito neste trabalho como um Cinturão Orogenético Brasileiro desenvolvido na borda sul e sudeste do Cráton de São Francisco, vem sendo alvo de inúmeros estudos ao longo das últimas cinco décadas, resultando em diferentes propostas de nomenclatura, principalmente após a segunda metade da década de 80, com o incremento de trabalhos de mapeamento sistemático e utilização de novos conceitos baseados na tectônica de placas.

Conforme a evolução dos diversos modelos propostos para esta entidade geotectônica situada na porção central da Província Mantiqueira, a Tabela 4.1 apresenta algumas terminologias usadas por diversos autores que correspondem ao Orógeno Ribeira, adotado neste trabalho.

Tabela 4.1 – Diferentes propostas de nomenclatura para o Orógeno Ribeira segundo diversos autores (modificado de Heilbron <i>et al.</i>, 2002).	
Denominação	Autor (es)
Faixa Paraibides	Ebert (1968)
Cinturão Atlântico	Leonardos & Fyfe (1974)
Cinturão Móvel Ribeira	Almeida <i>et al.</i> (1973)
Faixa Ribeira	Cordani <i>et al.</i> (1973)
Faixa ou Terreno Ribeira	Hasui <i>et al.</i> (1984); Heilbron <i>et al.</i> , (1989, 1995, 2000); Campos Neto & Figueiredo (1990)
Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul	Machado & Demange (1991, 1992)
Orógeno Ribeira	Heilbron <i>et al.</i> (2004)

Especificamente, no estado do Rio de Janeiro, o mapa geológico 1:400.000 publicado pela CPRM em 2001 no então Projeto Rio de Janeiro, subdivide a Faixa Ribeira em três domínios (Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul; Domínio Serra do Mar, e Domínio Região dos Lagos) que sofreram os efeitos das orogêneses neoproterozóicas, caracterizadas por metamorfismo, fusão parcial, deformação contracional, cisalhamento transcorrente e intrusões graníticas.

Neste trabalho é adotada para o Orógeno Ribeira uma estruturação crustal com algumas características específicas segundo modelo de Heilbron *et al.* (2004), sendo definida por cinco terrenos tectônico-estratigráficos principais no sentido de Howell (1989), e uma estruturação regional apresentando uma “megassinforma” (Figura 4.6). Estes terrenos são denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio.

Esta terminologia vem sendo adotada nos mapas publicados em escala 1:100.000 (Pedrosa Soares *et al.*, 2002 - Projeto Sul de Minas; Pronageo - UERJ/CPRM, 2006), bem como em inúmeras teses de pós-graduação, com base nos trabalhos desenvolvidos nos últimos anos pelo grupo de pesquisa TEKTOS/UERJ. Especial atenção deve-se ter na identificação de algumas subunidades, que mesmo apresentando terminologias similares a outros modelos existentes na literatura, podem diferir se extrapolados aos limites destes terrenos.

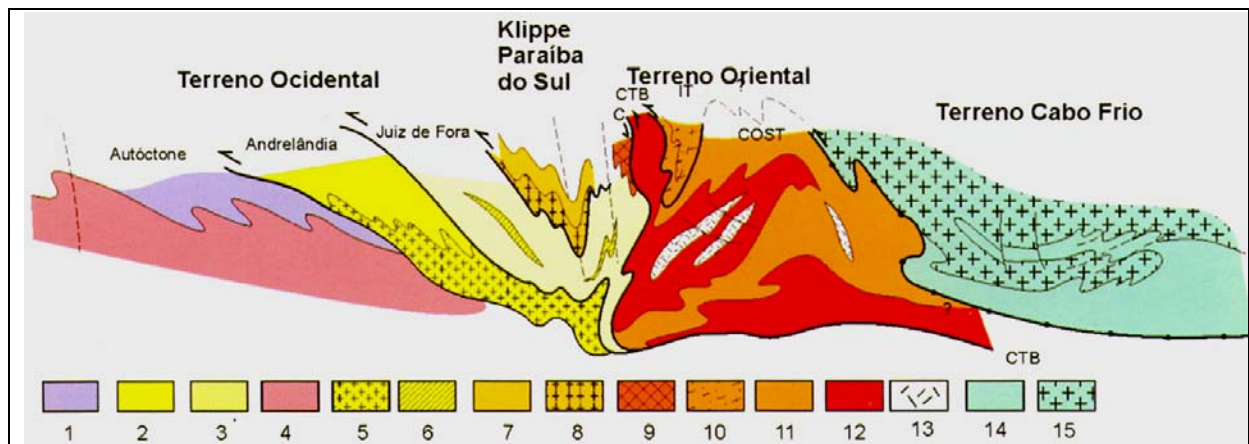


Figura 4.6 – Seção estrutural esquemática NW-SE para o Orógeno Ribeira, extraído de Heilbron *et al.* (2004). Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3 – Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; 4 a 6 – Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7-Grupo Paraíba do Sul, 8 – Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Sequência Cambuci; 10 – Sequência Italva; 11 – Sequência Costeiro (COST); 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Granitos Colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14 – Sequências Búzios e Palmital; 15 – Complexo Região dos Lagos. CTB = Central Tectonic Boundary (Limite Tectônico central).

Os terrenos de Heilbron *et al.* (*op cit.*) apresentam *trend* estrutural NE-SW caracterizado pelo imbricamento de escamas crustais de leste para oeste-noroeste. São subdivididos ainda em domínios tectônicos, de acordo com suas identidades estruturais, e separados por importantes zonas de cisalhamento, com mergulhos subhorizontais (empurrões) a subverticais, muitas vezes com componentes transcorrentes (zonas oblíquas transpressivas).

Tabela 4.2 - Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004).

Terreno/ Domínio Tectônico	Embasamento Pré - 1,8 Ga	Coberturas Pós - 1,8 Ga
Terreno Ocidental Domínio Autóctone	Complexos Barbacena, Divinópolis, Mantiqueira	Megassequências São João Del Rey e Carandaí; Megassequência Andrelândia
Terreno Ocidental Domínio Andrelândia	Complexo Mantiqueira	Megassequência Andrelândia
Terreno Ocidental/ Domínio Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Megassequência Andrelândia
Terreno Paraíba do Sul	Complexo Quirino	Grupo Paraíba do Sul
Terreno Oriental	??	Domínios Costeiro, Italva e Cambuci
Terreno Cabo Frio	Complexo Região dos Lagos	Unidade Búzios

A seguir, cada um desses terrenos é apresentado de uma maneira simplificada para facilitar o ordenamento estratigráfico, em três unidades passíveis de serem correlacionadas, com enfoque nos principais trabalhos de caracterização geocronológica: Um embasamento pré-1,8 Ga; coberturas deformadas (Meso)-Neoproterozóicas e granitos Neoproterozóicos, subdivididos ainda em relação à sua idade relativa à deformação Neoproterozóica.

4.3.1 – Terreno Ocidental

O Terreno Ocidental, interpretado como a margem do cráton retrabalhada na colagem brasileira, compreende três domínios tectônicos: Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora. Os embasamentos pré-1,8 Ga são reconhecidos como faixas arqueanas *Greenstone Belts*, Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora, sendo coberto pelos ciclos deposicionais pós-1,8 Ga (Andrelândia, Carandaí, Lenheiros e Tiradentes) conforme a Tabela 4.2 (Figura 4.7).

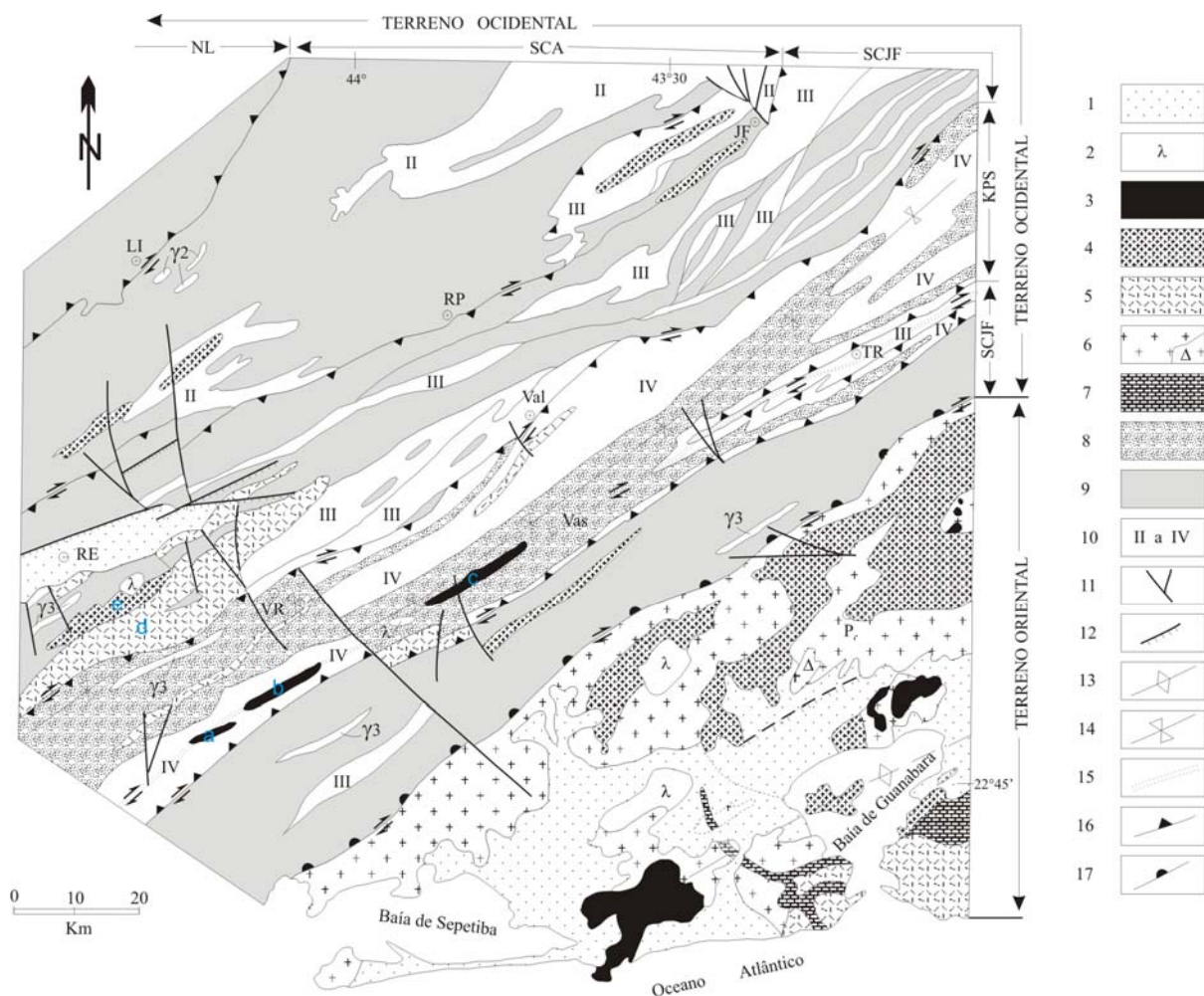


Figura 4.7 - Mapa geológico do segmento central da Faixa Ribeira (Fonte: Valladares et al. 2000, modificado de Heilbron 1995 e Heilbron et al, 2000): 1- Cobertura cenozóica; 2- Rochas alcalinas

Mesozóico e Cenozóico; Rochas granitóides: 3 e 4- Tardi-colisional; 5- Sin-colisional; 6- Rochas de arco magmático, incluindo rochas alcalinas (r). Sucessões das bacias: 7- Itaiópolis; 8- Paraíba do Sul e 9- Andrelândia; 10- Associação de embasamento pré-1,8 Ga: II- Mantiqueira, III- Juiz de Fora e IV- Complexo Quirino. Granitos do Terreno Paraíba do Sul: a – Granito Getulândia; b – Granito Fortaleza; c – Granito Serra do Ipiranga; d – batólito Rio Turvo; e – Granito Taquaral. Falhas terciárias: 11- Falha de transferência e 12- Falha normal; 13- Mega-antiformal do Rio de Janeiro; 14- Mega-sinformal do Paraíba do Sul; 15- Zona de cisalhamento do Paraíba do Sul; 16- Empurrões maiores; 17- Limite tectônico central. Cidades: RE - Resende; TR - Três Rios; Val - Valença; RP - Rio Preto; VR - Volta Redonda; Vas - Vassouras; JF - Juiz de Fora; LI - Liberdade; P - Petrópolis. LN= Nappe Liberdade, SCA = Sistema de Colagem Andrelândia, SCJF = Sistema de Colagem Juiz de Fora, KPS = *Klippe* Paraíba do Sul.

4.3.1.1 – Embasamento Pré-1,8

Domínio Autóctone

Nesta unidade, são reconhecidas as faixas arqueanas pertencentes ao *Greenstone Belt* Barbacena (Pires, 1978), juntamente com os gnaisses de alto grau de composição granodiorítica, tonalítica ou trondhjemitica denominado de Grupo Mantiqueira (Barbosa, 1954) ou Complexo Mantiqueira (Brandalise *et al.* 1991), e corpos granitóides e gabróicos TTG (Ávila, 1992), podendo ter origem, em parte, vinculada à fusão do Grupo Mantiqueira.

O *greenstonbelt* contém uma típica associação litológica de bacia oceânica com lavas máficas e ultramáficas toleíticas e komatiíticas (Noce *et al.*, 1987; Valença *et al.*, 1998), e metassedimentos com variado grau de deformação e metamorfismo de facies xisto verde a anfibolito. Sua idade, tanto dentro quanto fora do cráton, pode ser correlacionada ao Supergrupo Rio das Velhas, no Quadrilátero Ferrífero, obtida por Machado *et al.* (1992) para o Grupo Nova Lima (unidade basal do Supergrupo Rio das Velhas) a 2776 ± 6 Ma e $2776 +23/-10$ Ma (U-Pb).

Domínio Andrelândia

O Complexo Mantiqueira (Brandalise *et al.*, 1991) ou Complexo Metamórfico Mantiqueira (Figueiredo & Teixeira, 1996), termo aplicado integrando as diversas denominações existentes como “grupo”, “série”, “gnaisse piedade” (Barbosa, 1954; Ebert, 1955; Trouw *et al.*, 1986), consiste em ortognaisses de aparência migmatítica, normalmente bandada e de composição granodiorítica a tonalítica, considerado como embasamento do Domínio Andrelândia e de parte do Domínio Autóctone.

Figueiredo & Teixeira (1996) obtiveram isócronas Rb/Sr entre 2,2 e 2,1 Ga, identificando dois grupos para o Complexo Mantiqueira: 1) razões entre 0,705 e 0,703; e 2) razões entre 0,713 e 0,712. Estes grupos caracterizam a participação de diferentes fontes na evolução paleoproterozóica dessas rochas, sendo que maior

parte é proveniente de retrabalhamento de crosta pré-existente. Ainda segundo estes autores, análises K/Ar forneceram idades 550 - 500 Ma em biotitas (rejuvenescimento na Orogênese Rio Doce); 535 Ma em hornblendas (temperaturas maiores de 450 °C para o último metamorfismo regional); e 640 Ma em biotitas (outro episódio metamórfico anterior à Orogênese Rio Doce).

Idades arqueanas com base na datação U/Pb em zircões (3,4 e 3,1 Ga) e uma isócrona Rb/Sr de 2,9 Ga também foram reportadas para o Complexo Mantiqueira (Cordani *et al.*, 1973; Söllner *et al.*, 1991).

Duarte (1998) e Duarte *et al.* (2001), com base em estudos geoquímicos e modelamento petrogenético, definiram quatro grupos nas rochas cálcio-alcálinas do Complexo Mantiqueira, cada um gerado por fusão parcial de material crustal. Quanto às rochas básicas, os litotipos toleíticos formam um grupo heterogêneo, produto de fusão de fontes mantélicas diversas; e as básicas alcálinas apresentam assinaturas de ambiente intra-placa.

Domínio Juiz de Fora

Ebert (1955, 1957) caracterizou como Série Juiz de Fora as rochas granulíticas, supostamente paraderivadas, aflorantes na região limítrofe entre os Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, também descritos por Rosier (1957) em afloramentos no Vale do Rio Paraíba do Sul.

As primeiras datações radiométricas realizadas por Cordani *et al.* (1973) para os litotipos das Séries Paraíba e Juiz de Fora, identificaram idades concordantes em 2,0 Ga (U/Pb, Rb/Sr), eventos tectono-termais Arqueanos (2,7 Ga) e superimposição de evento Brasileiro (593 a 480 Ma).

Atualmente, considera-se como Complexo Juiz de Fora, o embasamento do Domínio Juiz de Fora composto predominantemente por ortognaisses calcioalcalino de facies granulito (Oliveira, 1982; Grossi Sad & Barbosa, 1985; Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1998).

Idades U/Pb convencional em zircões de ortogranulito charnockítico do Complexo Juiz de Fora foram obtidas por Machado *et al.* (1996a), com interceptos a 2134 Ma e 579 Ma, e por Söllner *et al.* (1991) com interceptos a 2220 ± 27 Ma e 577 ± 18 Ma. Para Machado *et al.* (1996a), estas rochas do embasamento sofreram influências da Orogenia Transamazônica com idades de cristalização entre 2,2 - 1,9 Ga, e o último evento registrado estaria relacionado à Orogenia Brasileira/Pan-

Africana entre 610-490 Ma.

Dados isotópicos Sm-Nd de Fischel *et al.* (1998) sugerem contribuição juvenil para as rochas calcioalcalinas, com idades modelo T_{DM} correspondentes ao Paleoproterozóico (2,22 - 2,13 Ga) ou mais novas (ca. 1,5 - 1,4 Ga).

Dados geoquímicos revelaram a existência de três diferentes grupos petroectônicos (Duarte, 1998; Heilbron *et al.*, 1998 a; Duarte & Valente, 1999; Duarte *et al.*, 2001): granulito calcioalcalino de ambientes convergentes, com rochas de arco pré-colisional e granito sin-colisional; rochas básicas alcalinas, típicas de magmatismo intraplaca continental; e um grupo toleítico heterogêneo, o que sugere diversos ambientes, tais como retro-arco, intraplaca continental e basaltos E-MORB.

Silva *et al.* (2005), com base em datação U/Pb (SHRIMP) em zircões, obtiveram idades de cerca de 3,0 Ga para cristalização e de cerca de 2,8 Ga para o metamorfismo de alto grau no Complexo Juiz de Fora. Tais idades discrepantes, se comparadas com as datações anteriores, indicam a necessidade de uma investigação geocronológica sistemática para esta unidade.

4.3.1.2 – Cobertura Pós 1,8 Ga

Megassequência São João Del Rey e Carandaí

Sobre o embasamento paleocontinental do São Francisco, foram desenvolvidas as bacias intracontinentais São João Del Rey e Carandaí (Ribeiro *et al.*, 1995) no final do Paleoproterozóico e durante o Mesoproterozóico, aflorantes no Domínio Autóctone. Estas bacias se caracterizam pelo baixo grau de deformação, preservando feições primárias de sedimentação.

Andreis *et al.* (1989) e Ribeiro *et al.* (1995; 2003), com base em associações de litofácies, definiram uma evolução paleoambiental gradando de plataforma rasa, progradação de sistema lagunar sobre facies de sub-maré, e ambiente deltaico entrelaçado.

Valladares *et al.* (2004) com base em idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos da Sequência Lenheiro, indicaram predomínio de fontes paleoproterozóicas (ca. 2,2 - 1,8 Ga) com contribuição arqueana subordinada (ca. 2,9 - 2,5 Ga) para estes sedimentos. A idade do zircão mais jovem (ca. 1,8 Ga) limitaria a idade máxima de deposição da bacia.

A Bacia Carandaí (Ribeiro *et al.*, 1995, 2003) se desenvolveu a partir de reativação tectônica, com intrusões de diques básicos, cujas idades-modelo Sm-Nd

entre 1,7-1,3 Ga sugerem um limite máximo para sedimentação.

Megassequência Andrelândia

A Megassequência Andrelândia (Paciullo *et al.* 2000), representada em todos os domínios do Terreno Ocidental, foi redefinida a partir do grupo Andrelândia de Ebert (1958).

Segundo Paciullo *et al.* (2000), a seqüência basal composta por paragneisses com intercalações anfibolíticas, cobertas por intercalações de paragneisses e quartzitos, indica a deposição em bacia de margem pasiva, com facies plataformais e distais. Os anfibolitos foram interpretados como derivados de basaltos transicionais a tipo MORB (Gonçalves & Figueiredo, 1992; Paciullo, 1997).

Heilbron *et al.* (1989), com base em dados geoquímicos desses anfibolitos, apresentaram idades modelo Nd (T_{DM}) entre 1,2 e 1,05 Ga, sugerindo um limite máximo de idade para a deposição da Megassequência Andrelândia.

Dados de Sm/Nd em granadas de retro-eclogitos de rochas intrusivas máficas registrando metamorfismo a 604 ± 11 Ma (Trouw & Pankhurst, 1993) e de intercepto inferior, U/Pb em zircão de quartzito a 567 ± 11 Ma (Söllner & Trouw, 1997), foram interpretadas como idades de fechamento da bacia.

Valeriano *et al.* (2004) e Valladares *et al.* (2004), com base em idades U-Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos de quartzitos no Domínio Autóctone e porção externa da Faixa Brasília, indicaram fontes essencialmente paleoproterozóicas, subordinadamente arqueanas e mesoproterozóicas. A idade obtida de ca. 1,0 Ga para o zircão mais novo seria a melhor estimativa para idade máxima de deposição da Megassequência Andrelândia.

Segundo Heilbron *et al.* (1991), as associações metassedimentares da paleobacia Andrelândia ocorrem imbricadas com as unidades do embasamento do Domínio Juiz de Fora (alóctone). Estes autores interpretam que estas mesmas associações se repetem na região da Serra do Mar, em consequência da Megassinforma do Paraíba do Sul.

Idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos para as coberturas dos Domínios Andrelândia e Juiz de Fora indicaram que ambas tiveram como fonte principal rochas paleoproterozóicas, com contribuições subordinadas de rochas arqueanas (Machado & Gauthier, 1996; Valladares *et al.*, 2000, 2001, 2008).

4.3.1.3 – Plutonitos Neoproterozóicos

Valladares *et al.* (2000), integrando os dados publicados de geocronologia e litogeoquímica (Junho *et al.*, 1999; Almeida, 1995), juntamente com novos dados de campo, litogeoquímicos e isotópicos (Sm/Nd), reconheceram para os granitos do Terreno Paraíba do Sul e Terreno Ocidental, três episódios magmáticos relacionados a processos colisionais: 1) estágio sin-colisional 1 (595 - 565 Ma); 2) estágio sin-colisional 2 (~550 Ma); 3) estágio tardi-colisional (540 - 520 Ma).

O estágio sin-colisional 1 seria representado por granitóides peraluminosos tipo-S e metaluminosos tipo-I fortemente foliados e alongados segundo a direção NE-SW. Como exemplo destaca-se o granito Rio Turvo, tipo-S, a noroeste de Volta Redonda (RJ), com idades U/Pb (monazita) de 579 ± 6 Ma (Machado *et al.*, 1996), que se relaciona ao pico metamórfico e período de principal deformação do segmento central da Faixa Ribeira (D1+D2).

O estágio sin-colisional 2 está registrado nos granitos isotrópicos a fracamente foliados tipo-I e tipo-S. O granito Taquaral (Valladares, 1996) é um representante porfirítico tipo-I que consiste num largo corpo lenticular NE-SW cujas idades U/Pb mínimas obtidas por Machado *et al.* (1996) em titanitas foram de 553 Ma, associado à deformação tardi-D2.

Quanto ao magmatismo tardi-colisional, pode-se considerar a existência de diques subverticais. Os demais plútons tardi-colisionais relacionados por Valladares *et al.* (2000) pertencem ao Terreno Paraíba do Sul.

4.3.2 – Terreno Paraíba do Sul

Segundo Heilbron *et al.* (2004), o Terreno ou *Klippe* Paraíba do Sul é apresentado no contexto de uma estrutura sinformal recobrimdo o Terreno Ocidental na porção correspondente ao Domínio Juiz de Fora. O embasamento é composto pelos ortognaisses do Complexo Quirino, enquanto que a cobertura é representada por diversas unidades metassedimentares que integram o Grupo Paraíba do Sul. Corpos intrusivos sin-colisionais relacionados à Orogênese Brasileira são identificados (Figura 4.7).

4.3.2.1 – Embasamento Pré 1,8 Ga

Complexo Quirino

Anteriormente à publicação dos dados geocronológicos de precisão, duas unidades de características genéticas distintas (Unidade Superior, metassedimentar; e Unidade Inferior, gnáissica-migmatítica) eram reconhecidas no Complexo Paraíba do Sul, ao noroeste do Rio de Janeiro e em regiões limítrofes com São Paulo, Minas Gerais e Espírito Santo (Machado, 1986; Campos Neto & Figueiredo, 1990; Heilbron *et al.*, 1991, 1993; Almeida *et al.*, 1993).

Heilbron *et al.* (1991, 1993) e Almeida *et al.* (1993), com base em cartografia geológica detalhada (escala 1:50.000) da região compreendida pela Folha Volta Redonda 1:250.000, individualizaram estas duas unidades propondo a denominação de Grupo Paraíba do Sul para as unidades essencialmente metassedimentares. A suposta unidade ortoderivada seria composta por granitóides calcioalcalinos graníticos a granodioríticos denominada de Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia.

Campos Neto & Figueiredo (1995) a partir das características geoquímicas que indicaram plutonismo de arco magmático cordilheirano, somados à ausência de dados geocronológicos, interpretarem o então Maciço Quirino-Dorândia como sendo granitóides calcioalcalinos sin-orogênicos relacionados à Orogenia Brasileiro I.

Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996), com base em dados U/Pb (ID-TIMS) em zircão, definiram idades de cristalização a precisamente 2169 ± 3 Ma e 2185 ± 8 Ma, caracterizando uma associação temporal com a evolução do Ciclo Transamazônico. Idades mínimas de 2846 Ma e 2981 Ma (dados U-Pb em zircão) revelam a pré-existência de crosta arqueana como fonte de Pb para parte dos gnaisses investigados. Idades entre 605 e 503 Ma (dados U-Pb em zircão e titanita) indicaram retrabalhamento do Complexo Quirino durante a Orogênese Brasileira

Segundo Valladares *et al.* (1997; 2002) os ortognaisses do Complexo Quirino, contituem a unidade basal do Terreno Paraíba do Sul. As rochas deste complexo apresentam duas suítes calcioalcalinas distintas: uma de médio-K (hornblenda biotita gnaisses tonalíticos/granodioríticos) e outra de alto-K (biotita gnaisses granítico) geradas num mesmo evento colisional no Transamazônico.

Razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,1020 e 0,1292 típicas de rochas crustais e idades modelo (T_{DM}) arqueanas (3280 Ma) e paleoproterozóicas (2213 Ma) consistentes com as idades U/Pb de Valladares (1996), foram determinadas por Valladares *et al.* (2002). Estes autores sugerem a correlação tectônica do Complexo Quirino com granitóides calcioalcalinos de arco magmático com fonte juvenil ($\epsilon_{\text{Nd}2,1} = -0,16$) geradas durante a orogenia Transamazônica, e retrabalhamento parcial de crosta

Arqueana pré-existente. Durante a orogenia Brasileira/ PanAfricana estes granitóides foram submetidos a metamorfismo de facies anfibolito superior.

Lacerda *et al.* (2007), investigando a Suíte Intrusiva Campinho na região de Bananal, propuseram, a partir de características petrográficas, litogeoquímicas e de geocronologia U/Pb (LA-ICPMS) em zircão, se tratar do Complexo Quirino. Os interceptos apontaram idades de 2224 ± 31 Ma para cristalização e 499 ± 12 Ma para metamorfismo, com herança arqueana. A idade modelo T_{DM} arqueana (3,22 Ga) com $\epsilon_{Nd} 2,22 \text{ Ga} = -8,30$ indicaram que estas rochas paleoproterozóicas foram geradas por retrabalhamento de crosta arqueana e remobilizadas no Neoproterozóico.

4.3.2.2 – Cobertura Pós – 1,8 Ga

Grupo Paraíba do Sul

As primeiras propostas litoestratigráficas para as sequências sedimentares do Orógeno Ribeira foram elaboradas por Rosier (1965) e Ebert (1968), sempre utilizando o termo “Grupo Paraíba do Sul”, que se estendia até as unidades metassedimentares do atual Terreno Oriental de Heilbron *et al.* (2000, 2004). Posteriormente, esse grupo foi subdividido de várias maneiras, com diferentes critérios gerando uma variedade de termos estratigráficos (Machado Filho *et al.* 1983; Machado, 1986; Sad & Dutra, 1988; Almeida *et al.*, 1993; Tupinambá, 1993).

Machado Filho *et al.* (1983) usaram o termo “Complexo Paraíba do Sul” para definir um tectonito composto de gnaisses e migmatitos bandados e muito deformados, com intercalações de granitóides, charnockitos, gnaisses kinzigíticos e rochas supracrustais. Foram ainda separados deste conjunto os mármore e rochas associadas que integrariam o Grupo Italva, considerados sedimentos de uma calha brasileira.

Machado (1986) denominou de Unidade Superior os metassedimentos que compõem o Complexo Paraíba do Sul, separando-os da Unidade Inferior que corresponderia os ortognaisses do provável embasamento. Ainda segundo o autor, a Unidade Superior seria subdividida nos grupos inferior (biotita gnaiss granatíferos com sillimanita e biotita gnaiss) e superior (mármore, quartzitos, calciossilicáticas e gonditos).

Heilbron *et al.* (1991, 1993) e Almeida *et al.* (1993) propuseram a denominação de Grupo Paraíba do Sul para as unidades essencialmente metassedimentares correlacionáveis a Unidade Superior de Machado (1986).

Silva *et al.* (2001), extrapolaram para a versão do mapa geológico do estado do Rio de Janeiro 1:400.000, o Complexo Paraíba do Sul para a região oriental do Orógeno Ribeira, sendo composto por três unidades: Unidade Italva (mármore); Unidade São Fidelis (paragneisses); e Unidade Itaperuna (paragranulitos associados a quartzitos e calcissilicáticas).

Os últimos trabalhos publicados sobre o Grupo Paraíba do Sul, e adotados nesta tese, limitam-no ao Terreno Paraíba do Sul (Heilbron *et al.* 2000, 2004), compreendendo uma sucessão metassedimentar composta de biotita gnaisses psamíticos e sillimanita-biotita gnaisses pelíticos, que ocorrem intercalados em todas as escalas de observação, definindo um bandamento composicional conspícuo. Em ambas as unidades é comumente encontrado mármore dolomítico impuro, gondito, lentes de rochas cálcio-silicáticas e algumas intercalações quartzíticas (Heilbron *et al.* 2000, 2004; Trouw *et al.*, 2000).

Idades de deposição para as sucessões pertencentes à paleo-bacia Paraíba do Sul são difíceis de serem inferidas devido à ausência de dados geocronológicos e falta de relações estratigráficas com o embasamento paleoproterozóico (Complexo Quirino).

4.3.2.3 – Plutonitos Neoproterozóicos

Com base em mapeamento de detalhe na região entre Bananal (SP) e Rio Claro (RJ), Almeida *et al.* (1993) caracterizaram algumas subunidades pertencentes aos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul, bem como diversos corpos granitóides foliados (pré-deformacionais e sin-deformacionais) e intrusões graníticas (pós-deformacionais).

Após análises geocronológicas U/Pb de precisão em zircões (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996), alguns destes corpos foram caracterizados como plútons neoproterozóicos, sendo também caracterizado o embasamento paleoproterozóico para a Unidade Quirino (atual Complexo Quirino).

Valladares *et al.* (2000), integrando os dados publicados de geocronologia e litogeoquímica (Almeida, 1995; Junho *et al.*, 1999), juntamente com novos dados de campo, litogeoquímicos e geocronológicos (Sm/Nd), reconheceram para os granitos

do Terreno Paraíba do Sul e Terreno Ocidental, três episódios magmáticos relacionados a processos colisionais: 1) estágio sin-colisional 1 (595 - 565 Ma); 2) estágio sin-colisional 2; 3) estágio tardi-colisional (540 - 520 Ma).

Neste trabalho (Valladares *et al.*, 2000), o Terreno Paraíba do Sul foi caracterizado com exemplos de magmatismo tardi-colisional em diques subverticais e plútons alongados NE-SW relacionados à estrutura tardi-deformacionais (zonas de cisalhamento D3). Como exemplos destacam-se o plúton Serra do Ipiranga em Barra do Piraí (Heilbron *et al.*, 1992) e os granitos Getulândia e Fortaleza (Valladares, 1996) em Barra Mansa e Rio Claro. Estes são típicos granitos tipo-I com fraco caráter peraluminoso cujas idades U/Pb concordantes em monazitas foram determinadas a 527 ± 3 Ma e 535 ± 3 Ma. Idade modelo T_{DM} paleoproterozóica (1,97 Ga) com $\epsilon_{Nd} = -11,89$ sugere derivação do embasamento retrabalhado.

4.3.3 – Terreno Embu

O Orógeno Ribeira, especificamente na região sudeste de São Paulo, é composto por três terrenos tectono-estratigráficos limitados entre si por zonas de cisalhamento: o Terreno Costeiro (Oriental de Heilbron *et al.*, 2004), o Terreno Embu, e os Terrenos Apiaí e São Roque, sendo que alguns autores relacionam a história tectônica dos Terrenos Apiaí e São Roque, à extremidade sul do Orógeno Brasília (Figura 4.8).

O Terreno Embu consiste de uma crosta paleoproterozóica-arqueana, fortemente retrabalhada por metamorfismo de alto grau e processos de fusão parcial durante a Orogenia Brasileira. As rochas metamórficas foram intrudidas por granitóides tardi-tectônicos a pós-tectônicos no Neoproterozóico (Fernandes, 1991).

Assim, como no Terreno Paraíba do Sul, a origem e a paleogeografia do Terreno Embu são questões ainda em aberto. Algumas semelhanças entre as litologias das supracrustais em ambos os terrenos, com predomínio de gnaisses e xistos semi-pelíticos a pelíticos, juntamente com algumas informações geocronológicas existentes, principalmente nas rochas ortognáissicas (que compõem o embasamento), têm sido objeto de discussões sobre a possibilidade de estes dois terrenos integrarem ou não uma mesma placa.

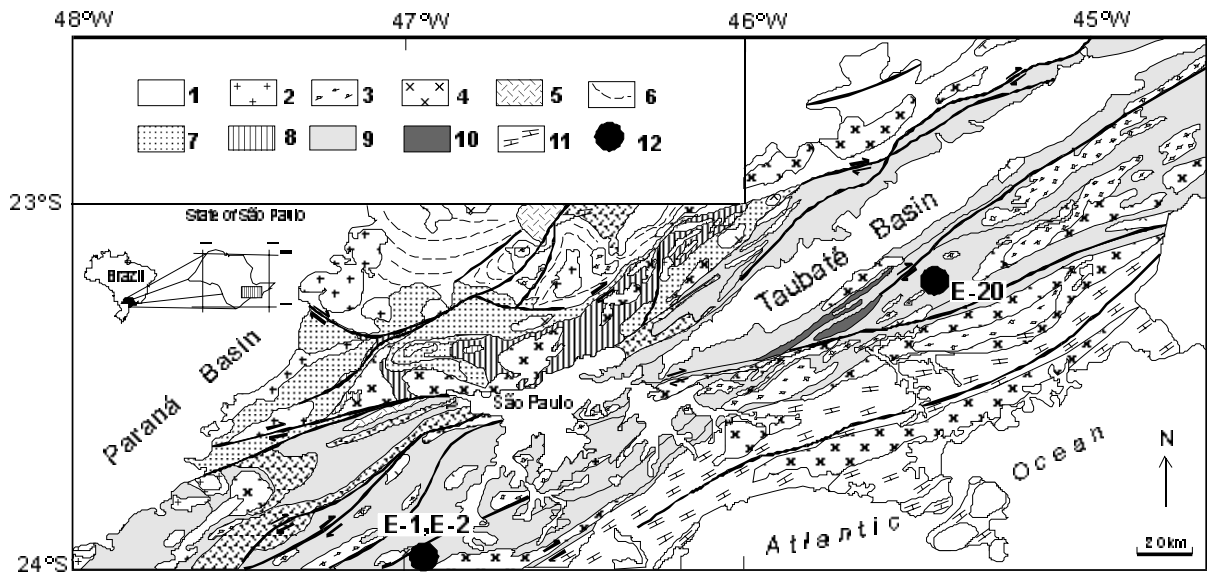


Figura 4.8 - Mapa geológico esquemático da porção leste do estado de São Paulo (Fonte: Vlach, 2001, modificado de Campos Neto, 2000). 1. Cobertura fanerozoicas e intrusivas alcalinas; 2, 3, 4, e 5: Maciços graníticos neoproterozóicos (sin- a pós-orogênico); 6: *Nappe* Socorro-Guaxupé; 7: Grupo São Roque; 8: Grupo Serra do Itaberaba; 9. Complexo (Terreno) Embu (e Pilar do Sul); 10. Complexo Rio Capivari - embasamento (do Terreno Embu) paleoproterozóico a arqueano; 11: Complexo (Terreno) Costeiro.

4.3.3.1 – Embasamento Pré – 1,8 Ga

Fernandes (1991) relaciona os núcleos ortognaíssicos ao sul de São José dos Campos, a norte de São Luis do Piraitinga e de Cunha, ao embasamento do Complexo Embu, nominando-os de Complexo Rio Capivari. Trata-se de rochas migmatíticas com mesossoma de (hornblenda)-biotita gnaiss tonalítico e com leucossomas trochjemíticos, ocasionalmente cortados por leucossomas graníticos venulares mais jovens, de coloração rosada. Juntamente com esta litologia, somam-se anfibolitos métricos a decimétricos intercalados e ortognaisses de aspecto mais homogêneo e composição tonalítica a granítica.

Dados geocronológicos produzidos por Tassinari (1988) e Babinski (1988) forneceram isócronas Rb/Sr de 2473 Ma para o mesossoma tonalítico e valores Pb/Pb e Rb/Sr entre 1400 e 1300 Ma (mas com MSWD >2,5) para os leucossomas graníticos venulares. Tassinari *et al.* (1989) apresentam uma idade modelo Sm-Nd de 2950 a 2750 Ma para o Complexo Capivari.

Babinski *et al.* (2001), a partir da metodologia SHRIMP U/Pb em zircões, dataram o paleossoma e os dois neossomas definidos por Fernandes (*op cit.*) para os migmatitos do Complexo Capivari. O paleossoma apresentou uma idade concordante de 2004 ± 13 Ma, com ocorrência de grãos neoproterozóicos com $614 \pm$

21 Ma e 575 ± 22 Ma, que corresponderia ao metamorfismo de alto grau que causou a migmatização. O neossoma cinza apresentou duas idades arqueanas (ca. 2,9 Ga e 2,74 Ga), idades discordantes paleoproterozóicas (entre 2000-2200 Ma), e uma idade neoproterozóica (516 ± 20 Ma) em borda intercrescida, que evidencia o evento metamórfico que separou os zircões do paleossoma. O neossoma rosa apresentou idades de intercepto superior e inferior a 2154 ± 16 Ma e 757 ± 130 Ma respectivamente, porém com sobrecrecimentos datados a ca. 600 Ma, sugerindo que este magma também foi gerado por fusão *in situ* de rochas paleoproterozóicas.

Ainda, segundo Babinski *et al.* (2001), a ausência de idades mesoproterozóicas U/Pb (SHRIMP) sugere que as errócronas Rb/Sr e Pb/Pb obtidas entre 1,3 - 1,4 Ma (Babinski, 1988 e Tassinari, 1988) representam misturas de magmas paleoproterozóico e neoproterozóico e/ou abertura parcial dos sistemas Rb/Sr e Pb/Pb durante evento metamórfico no Neoproterozóico.

4.3.3.2 – Cobertura Pós – 1,8 Ga

O termo “Complexo Embu” foi primeiramente definido por Hasui (1975) para designar migmatitos e gnaisses aflorantes no Estado de São Paulo e Paraná, sendo aqui utilizado para designar a associação metassedimentar do terreno homônimo, conforme a proposta estratigráfica de Fernandes *et al.* (1990) e Fernandes (1991).

Estes autores individualizaram o Complexo Embu em três unidades: a) Unidade Rio Una, superior e dominada por micaxistos e quartzitos imaturos; b) Unidade Rio Paraibuna, clasto-química, com abundantes quartzitos, calciossilicáticas e intercalações de biotita gnaisses finos e anfibolitos; e c) Unidade Redenção da Serra, mais expressiva, composta por gnaisses peraluminosos, plagioclásio-biotita gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfibolitos, gnaisses calcio-silicáticos e mármore restritos.

Vieira & Tassinari (1988) apresentaram para os metapelitos do Complexo Embu uma isócrona de referência Rb/Sr de ca. 750 Ma, caracterizando uma idade de metamorfismo. O metamorfismo principal é de facies anfibolito, zona da sillimanita-muscovita, gradando longitudinalmente para sillimanita-feldspato potássico, com anatexia (Vieira, 1996; 605-770 °C e 5-6 kbar). Porém, rochas na facies xisto verde são encontrados em xistos correlatos à Unidade Rio Una.

4.3.3.3 – Plutonitos Neoproterozóicos

O Terreno Embu inclui inúmeras ocorrências de granitóides neoproterozóicos marcadas por um magmatismo de composição francamente peraluminoso. Os tipos petrográficos predominantes variam entre biotita-granitos porfiríticos, biotita-muscovita leucogranitos, e turmalina-granada granitos.

Dados geocronológicos recentes revelam que estes granitos foram gerados em diversos eventos que se sucederam ao longo de ca. 200 Ma (Janasi, 2003). Apesar dos eventos mais antigos registrarem idades da ordem de 780 Ma, a maior parte das ocorrências graníticas foi gerada num curto intervalo de tempo, entre 600-590 Ma, após o pico do magmatismo e metamorfismo nos domínios a oeste e norte (Terreno Apiaí-Guaxupé).

Janasi (2003) apresenta a evolução do magmatismo granítico no Terreno Embu, a partir da intergração de dados de diversos autores, em sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico listados a seguir:

- 1) Metamorfismo e ortognaisses com ca. 790-780 Ma: Vlach (2001) com datações Th-U-Pb em monazita, apresenta um metamorfismo de facies anfibolito há 790 ± 20 Ma em sillimanita-granada biotita xistos a oeste e leste de São Paulo. Cordani *et al.* (2002) obtiveram idade U-Pb por SHRIMP em zircão de 811 ± 13 Ma, em gnaiss granodiorítico a SW de São Paulo, interpretada como cristalização do protólito ígneo associado a arco magmático continental.
- 2) Magmatismo com ca. 680 Ma: Ainda carente de refinamento, Janasi (2003) identificou idades U/Pb em monazita a 681 ± 5 e 656 ± 4 Ma para o Batólito Serra da Cangalha. Tais dados encontram-se um pouco discordantes com valores elevados para o padrão regional.
- 3) Magmatismo sin-orogênico com ca. 610 Ma: Caracterizado nos batólitos Agudos Grandes, Três Córregos e Cunhanporanga, onde determinações U/Pb identificaram idades entre 615 - 610 Ma para cristalização de diversos corpos graníticos (Gimenez Filho *et al.*, 2000; Janasi *et al.*, 2001; Prazeres Filho, 2000).
- 4) Magmatismo sin-orogênico com ca. 590 Ma: Janasi (2003) obteve idade U-Pb em monazita entre 580 – 590 Ma para os maciços Mogi das Cruzes e Jaguari (concordante a 587 ± 5 Ma), coerente com a idade U/Pb em

monazita obtida por Filipov & Janasi (2001) para o maciço granítico Mauá (concordante a 588 ± 2 Ma).

- 5) Granitos mais jovens: Idades U/Pb fortemente discordantes obtidas em monazitas para o Maciço Santa Branca (Janasi, 2003) compuseram um valor $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 540 ± 5 Ma a partir de uma regressão forçada a zero.

4.3.4 – Terreno Oriental

O Terreno Oriental é limitado a oeste por uma zona de cisalhamento de mergulho moderado (35°) denominado *Central Tectonic Boundary* (Almeida *et al.*, 1998). Este terreno compreende unidades metassedimentares ricas em intercalações de rochas carbonáticas e calcissilicáticas (Domínios Costeiro, Italva e Cambuci), ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 2000) e outros granitóides gerados em diferentes episódios da Colagem Brasileira, não sendo encontradas rochas referente ao embasamento pré-1,8Ga (Figura 4.9).

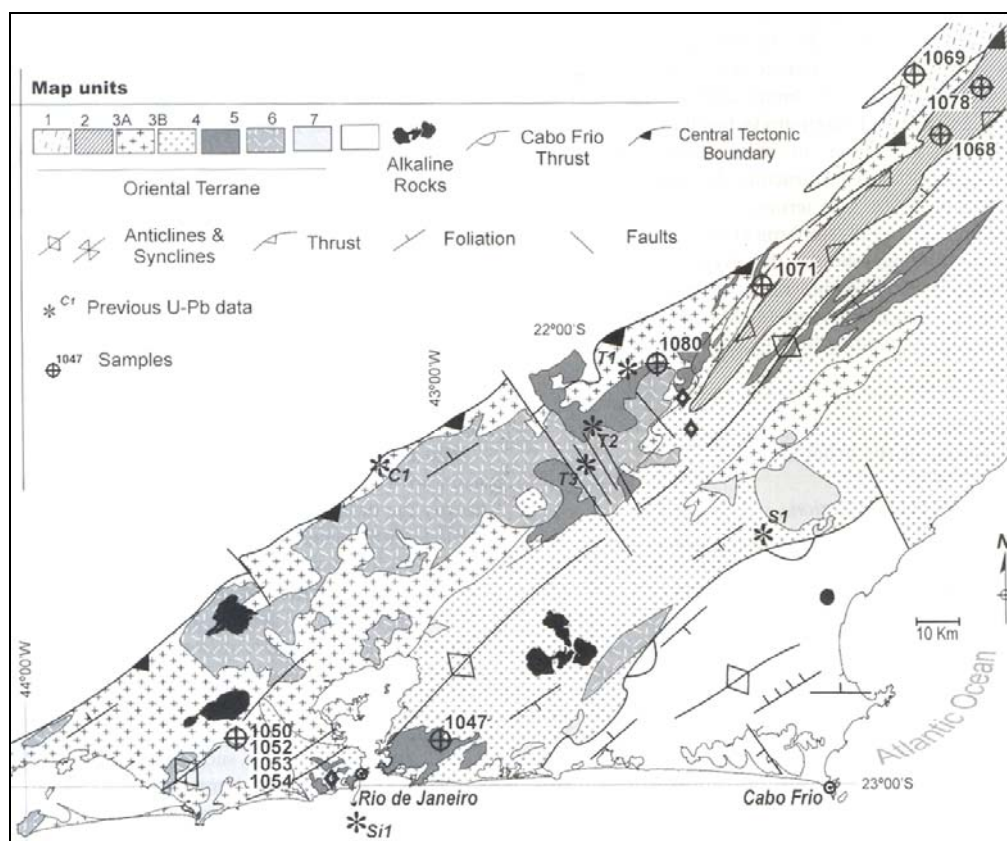


Figura 4.9 – Mapa tectônico do Terreno Oriental. Fonte: Heilbron & Machado (2003). Legenda: amostras numeradas referentes à Heilbron e Machado (op. cit.); T – dados de Tupinambá (1999); S – dados de Schmitt (2000); Si – dados de Silva *et al.*, 2000; 1 – metassedimentos do Klippe Cambuci; 2 – metassedimentos e anfibolitos do Klippe Italva; 3a - granitóides de arco; 3b – metassedimentos do Domínio Costeiro e Complexo Rio Negro; 4 – granitóides sin-colisionais relacionados à orogenia 590-550 Ma; 5 – granitóides tardi- sin-colisionais relacionados a orogenia Búzios (530 - 490 Ma); 6 – granitóides tardi-tectônicos (490 - 480 Ma); 7 – Terreno Cabo Frio.

4.3.4.1 – Cobertura Pós - 1,8 Ga

A associação supracrustal do Terreno Oriental compreende domínios tectônicos de metassedimentos em alto grau metamórfico (Heilbron *et al.*, 2003) que receberam ao longo do tempo inúmeras denominações (Paraíba-Desengano, Rosier 1965; Série Paraíba do Sul, Ebert 1957), incluídas conjuntamente com o Grupo Paraíba do Sul (Ebert, 1971; Grossi Sad & Dutra, 1998; Tumpinambá, 1993, Silva *et al.*, 2001).

O termo “Grupo Paraíba do Sul”, usado de forma ampla ao longo dos anos, e caracterizando por vezes grupamentos litológicos variados por diferentes autores, é limitado nesta tese aos metassedimentos do terreno homônimo, segundo o modelo de Heilbron *et al.* (2004).

Para os metassedimentos que compõem o Terreno Oriental, foram definidas distintas sucessões enquadradas em três domínios estruturais (Heilbron *et al.*, 2004; Tupinambá *et al.*, 2007): a) Domínio Cambuci – Granada-biotita gnaisses migmatíticos com lentes de mármore dolomítico e rochas calcissilicáticas; b) Domínio Costeiro – Gnaisses peraluminosos (kinzigíticos), ricos em granada e sillimanita, com intercalações de quartzitos impuros, biotita gnaisses bandados, rochas cálciossilicáticas e anfibolitos; c) Domínio Italva – Biotita gnaisses bandados, mármores calcíticos, anfibolitos e anfibólio xistos.

Estas associações sugerem um ambiente de plataforma carbonática rasa de margem passiva para o Terreno Oriental que foi invadido por rochas do arco magmático neoproterozóico indicando passagem para margem ativa (Heilbron & Machado, 2003).

Valladares *et al.* (2001), com base em idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos dos quartzitos do Domínio Costeiro, identificaram fontes arqueanas, paleoproterozóicas e meso-neoproterozóicas. Dados SHRIMP obtidos por Schmitt *et al.* (2004) para o Domínio Costeiro indicaram deposição no Neoproterozóico, com contribuições de rochas do embasamento e do Arco Mágmató Rio Negro.

Heilbron & Machado (2003), com base em idade U/Pb em zircão (intercepto superior) de 840 ± 11 Ma, obtida para ortoanfibolitos intercalados nos mármores do Domínio Italva, consideraram-na como melhor estimativa de idade de deposição para esta sucessão, com evento metamórfico registrado a 500 ± 7 Ma (intercepto inferior, e zircão concordante a 501 ± 7 Ma).

Ainda segundo estes autores, dados U/Pb em zircões e monazita de leucossoma derivado de gnaiss kinzigítico do Domínio Cambuci, definiram uma discórdia com intercepto superior a 635 ± 5 Ma, idêntica à idade para o arco Rio Negro, indicando uma derivação não só do embasamento como também do arco magmático neoproterozóico.

4.3.4.2 – Plutonitos Neoproterozóicos

As rochas do Complexo Rio Negro foram primeiramente descritas como migmatitos estromáticos ou nebulíticos que compunham a Série Serra dos Órgãos (Rosier, 1957), bem como as unidades Santo Aleixo, Bingen (Penha *et al.*, 1979) e Rio Negro (Matos *et al.*, 1980). Entretanto, Tupinambá *et al.* (1996), considerando as texturas e estruturas magmáticas presentes, caracterizaram-as como pertencentes a um complexo metaígneo.

Assim sendo, segundo Tupinambá (1999) e Tupinambá *et al.* (1996, 2000, 2007), o Complexo Rio Negro compreende a ortognaisses tonalíticos a graníticos, cálcio-alcalinos com corpos gabróicos associados, subdivididos a partir de dados litogeoquímicos em duas suítes: tonalito-trondjemito de baixo-K e monzonítica de alto-K. Estas suítes pertenceriam à porção plutônica preservada do Arco Magma Rio Negro com relações intrusivas nos metassedimentos do Domínio Costeiro.

O arco identificado seria produto de um ambiente de margem continental ativa e/ou arco de ilhas no Orógeno Ribeira, com subducção para leste relacionado ao fechamento do Oceano Adamastor (Heilbron *et al.*, 2004).

Dados isotópicos existentes (U/Pb) sugerem duas etapas de geração de rochas neste arco: 790 Ma e 635-620 Ma, com ausência de herança paleoproterozóica ou mais antiga. Heilbron & Machado (2003) obtiveram um intercepto superior a 633 ± 5 Ma (zircão) para cristalização de tonalito, confirmando as idades obtidas por Tupinambá *et al.*, 2000 (634 ± 10 Ma) e Cordani *et al.*, 1967 (620 ± 20 Ma). Um outro hornblenda-biotita gnaiss tonalítico datado por Heilbron & Machado (op cit.) apresentou intercepto superior (zircão e monazita) a 792 ± 12 Ma, podendo indicar tanto um início precoce do processo de magmatismo como a existência de mais de um arco ou episódio magmático.

A fase sin-colisional foi caracterizado pelo padrão estrutural para NW, invertendo o gradiente metamórfico e produzindo abundante plútons tipo-S (Heilbron *et al.*, 1995). Idades metamórficas distribuem-se entre 595 - 565 Ma (Söllner, 1991;

Machado *et al.*, 1996, Heilbron & Machado, 2003). Tupinambá (1999) identificou leucogranitos com textura bandada cortando o Complexo Rio Negro, e considerou o megacorpo de ortognaisses granítico a granodiorítico (Batólito Serra dos Órgãos, Barbosa & Grossi Sad 1985) como incluso durante a fase sin- a tardi-colisional (540 - 580 Ma).

Junho (1990) identificou corpos granitóides e *sills* não foliados de posicionamento tardi-colisional a pós-colisional. Tais corpos, de textura porfirítica a equigranular (como Pedra Branca, Nova Friburgo e Sana) podem estar associados a gabros e dioritos de afinidade toleítica e intrudidos em rochas granitóides pré-existentes. Heilbron & Machado (2003) com base em datação U/Pb em diques pegmatíticos pós-tectônicos, definiram um intervalo entre 513 ± 5 Ma (zircão e monazita) e 482 ± 6 Ma (dois zircões concordantes) para esse magmatismo relacionado ao colapso tectônico.

4.3.5 – Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio aflora na região costeira a sudeste do Estado do Rio de Janeiro, constituído por ortognaisses Paleoproterozóicos do Complexo Região dos Lagos e rochas metassedimentares com intercalações de metabasitos da Unidade Búzios, corresponde o último estágio de colagem brasileira (530 - 520 Ma; Schmitt, 2001) (Figura 4.10).

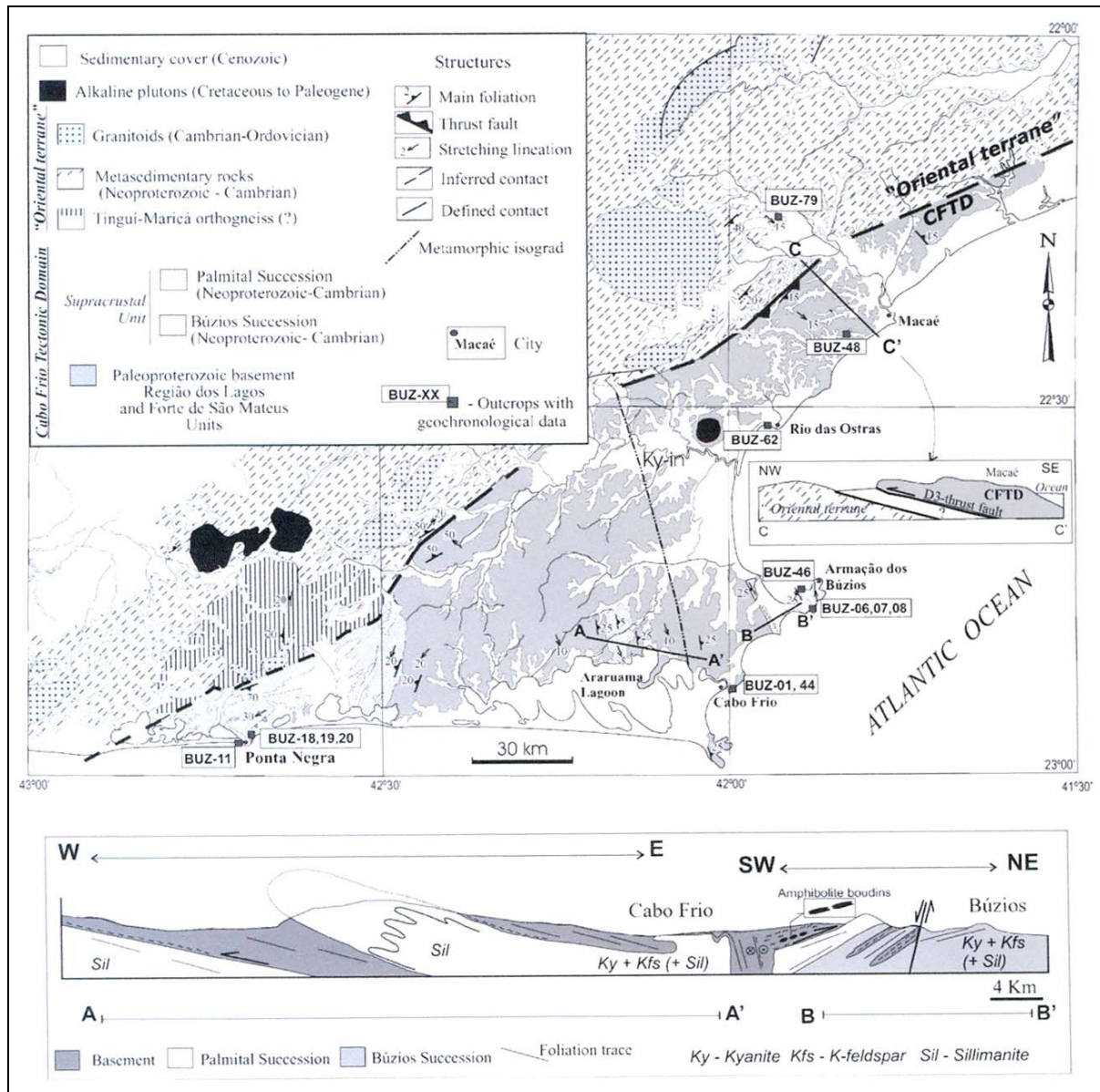


Figura 4.10 – Mapa geológico do Terreno Cabo Frio (fonte: Schmitt *et al.*, 2004).

4.3.5.1 – Embasamento Pré - 1,8 Ga e Cobertura Pós - 1,8 Ga

A maioria dos trabalhos existente para a região desenvolveu estudos integrados entre a cobertura e embasamento, sendo apresentados a seguir seguindo ordenamento cronológico.

Fonseca *et al.* (1979) relacionaram a Faixa Saquarema - Cabo Frio – Macaé (Rosier, 1965) e o Complexo do Litoral Fluminense à Faixa Costeira. Denominaram de Seqüência Búzios a seqüência de rochas metassedimentares descritas. Com base nas direções estruturais NNW e NNE, no conteúdo mineral da Seqüência Búzios e num único dado geocronológico de Delhal *et al.* (1969), sugeriram uma possível correlação da região com o Cráton de Angola-Kasai na África.

Reis *et al.* (comunicação escrita, in Fonseca *et al.*, 1984) denominou Unidade Região dos Lagos para os metamorfitos com diferentes graus de homogeneização. Estes metamorfitos apresentariam contato transicional com rochas xistosas, compostas por cianita-sillimanita-granada-biotita gnaisses e xistos, intercalados com níveis quartzosos e calciossilicáticos, equivalentes à Sequência Búzios.

Heilbron *et al.* (1982) caracterizaram, na região do Cabo de Búzios, duas seqüências migmatíticas: Sequência Inferior (ortognaisses migmatíticos e anfibolíticos); e Sequência Superior (paragnaisses com cianita e sillimanita, e intercalações de rochas calciossilicáticas e anfibolíticas).

Machado Filho *et al.* (1983) incluíram a Faixa Saquarema—Cabo Frio-Macaé (Rosier, 1965), a Unidade Região dos Lagos (Reis *et al.*, *op. cit.*) e os ortognaisses da Sequência Inferior (Heilbron *et al.*, *op.cit.*) numa mesma unidade litológica denominada de Complexo Cabo Frio.

Fonseca (1989) distinguiu dois blocos crustais na parte sudeste do Estado do Rio de Janeiro: uma zona móvel, pequeno fragmento do Cinturão Ribeira, e o Bloco Cabo Frio, cujo embasamento de natureza granitóide foi denominado de Complexo Região dos Lagos, superpostas pelas unidades metassedimentares. Apesar da inexistência de datações geocronológicas, o autor propôs que o Bloco Cabo Frio esteve à margem e não foi afetado pela Orogênese Brasileira que formou a zona móvel.

Machado & Demange (1990) distinguiram duas unidades lito-estruturais: o Batólito de Araruama de tendências estruturais NW-SE (granitóides polideformados) e rochas supracrustais. Com base na correspondência geométrica entre as dobras da terceira fase de deformação, os autores sugeriram que o batólito seria o provável embasamento das supracrustais.

Zimbres *et al.* (1990) dataram as rochas ortognáissicas da região de Cabo Frio, por meio dos métodos U/Pb em zircão, Rb/Sr em rocha total e K/Ar em biotita e anfibólio, no mesmo afloramento datado por Delhal *et al.* (1969). Os dados analíticos U/Pb definiram interceptos a 1981 ± 18 Ma (cristalização) e 488 ± 55 Ma (metamorfismo relacionado aos eventos tectono-magmáticos finais do Ciclo Brasileiro). Os resultados Rb-Sr produziram uma isócrona de 1799 ± 62 Ma ($R_i = 0,707$), sugerindo residência crustal no Paleoproterozóico. Consideraram ainda que a área foi pouco afetada pela orogênese Brasileira preservando estruturas pré-brasileanas divergentes, atuando como um corpo rígido no choque ocorrido no

Proterozóico Superior de uma placa pertencente ao Cráton de Angola, de mesma idade.

Fonseca (1993) propôs a denominação de "Fragmento Tectônico de Cabo Frio" para a área em questão. A evolução dos eventos se encaixaria num modelo de Ciclo de Wilson, com colisão arco de ilha/continente (formando os ortognaisses Paleoproterozóicos) e continente/continente (para os paragnaisses brasileiros), ambos com subducção para NW. Idades modelo T_{DM} arqueanas (entre 2663 Ma e 2343 Ma) dos ortognaisses foram interpretadas como época máxima de formação de seus protólitos. Uma contribuição de material juvenil foi caracterizada pelas idades aparentes Rb-Sr e Sm-Nd intermediárias (entre 1600 Ma e 1200 Ma), com suposta superimposição do metamorfismo dos paragnaisses. Idades Ar-Ar de 600 a 500 Ma (hornblenda e biotita) reforçaram a interpretação desse rejuvenescimento parcial.

Schmitt (2001) identificou a "Orogenia Búzios", evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano mais novo das faixas móveis brasileiras no Brasil. Definiu o Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) como constituído de um embasamento de ortognaisses e ortoanfibolitos, cristalizados entre 2,03 e 1,96 Ga (U-Pb em zircões) tectonicamente intercalado com as supracrustais das sucessões Búzios e Palmital, depositadas em ambiente de fundo oceânico entre 1,7 Ga e 1,0 Ga (idades-modelo Nd). As rochas deste domínio foram submetidas a um evento tectono-metamórfico de alto grau, cujo pico ocorreu a pressões mínimas de 9 Kbar e temperaturas acima de 780 °C, registrado entre 525 Ma e 520 Ma (U-Pb em zircões de leucossomas dos ortognaisses e metapelitos).