

PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

Monica Heilbron
TEKTOS-DGRG-FGEL-UERJ, Rio de Janeiro, RJ
heilbron@uerj.br

Antônio Carlos Pedrosa-Soares
CPMTC-IGC-UFGM, Belo Horizonte, MG
pedrosa@igc.ufmg.br

Mário da Costa Campos Neto
Instituto de Geociências da USP, São Paulo, SP
camposnt@usp.br

Luiz Carlos da Silva
CPRM, Brasília, DF
luizcarlos@df.cprm.gov.br

Rudolph Allard Johannes Trouw
Depto. Geologia-IGEO- UFRJ, Rio de Janeiro, RJ
rajtrouw@hotmail.com

Valdecir de Assis Janasi
Instituto de Geociências da USP, São Paulo, SP
vajanasi@usp.br

Resumo:

A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico Neoproterozóico situado no sul e sudeste do Brasil. Ela engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, que se distribuem desde o sul do Estado da Bahia até o Estado do Rio Grande do Sul.

A Província Mantiqueira desenvolveu-se durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental. A seguinte subdivisão tectono-estratigráfica foi adotada para a descrição de cada orógeno: a) rochas do Embasamento mais antigas que 1.7 Ga, b) sucessões intracrâtonicas Paleoproterozóicas a Mesoproterozóicas, c) sucessões de margem passiva Neoproterozóicas, d) arcos magmáticos associados a configurações de margem continental intraoceânica e ativa (790 Ma a 585 Ma), e) granitóides sin-colisionais relacionados a diferentes episódios colisionais, f) sucessões sedimentares orogênicas tardias e magmatismo bimodal relacionado.

A evolução da orogenia Proterozóica iniciou-se com o desaparecimento diacrônico dos oceanos Goianides e Adamastor, situados a oeste e a leste do paleocontinente São Francisco. Um processo de subducção gerou suítes de arcos magmáticos e foi sucedido por colisões arco-continente e continente-continente. Os episódios colisionais foram diacrônicos na província; os mais antigos encontram-se registrados nos Terrenos Apiaí-Guaupé (ca. 790 Ma) e Orógeno São Gabriel (ca. 700 Ma). Eles foram seguidos por colisões no Orógeno Brasília meridional, nos Terrenos Apiaí-Guaxupé (ca. 630-610 Ma) e no Orógeno Dom Feliciano (ca. 600 Ma). A seguir ocorreu colisão nos Orógenos Ribeira e Araçuaí no período entre 580 e 520 Ma. Finalmente, do Cambriano ao Ordoviciano (510-480 Ma), deu-se o colapso tectônico dos orógenos da Província Mantiqueira.

Palavras-chave: Província Mantiqueira, Orogenia Brasileira, Orogenia Araçuaí, Orogenia Ribeira, Terrenos Apiaí-Embu, Orógeno Brasília Meridional, Orógeno Dom Feliciano.

Abstract:

The Mantiqueira Province is a Neoproterozoic orogenic system located in southeastern and southern Brazil. It comprises the Araçuaí, Ribeira, southern Brasília, Dom Feliciano and São Gabriel orogens, extending from the south of Bahia State down to Rio Grande do Sul State.

The Mantiqueira Province developed during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan African Orogeny that resulted in the amalgamation of Western Gondwana Palecontinent. The following tectono-stratigraphic subdivision was adopted to describe each orogen: a) Basement rocks older than 1.7 Ga, b) Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic successions, c) Neoproterozoic passive margin successions, d) Magmatic arcs of intraoceanic and active continental margin settings (790 Ma to 585 Ma), e) syn-collisional granitoids, related to different collisional episodes, f) late orogenic sedimentary successions and related bimodal magmatism.

The Neoproterozoic orogenic evolution started with the diachronic consumption of the Goianides and Adamastor oceans, located at the western and eastern sides of the São Francisco paleocontinent. Subduction generated magmatic arc suites and was followed by arc-continent and continent-continent collisions. The collisional episodes were diachronic in the province; the oldest are recorded in the Apiaí-Guaxupé Terrane (ca. 790 Ma) and São Gabriel Orogen (ca. 700 Ma). They were followed by collisions in the southern Brasília Orogen, in the Apiaí-Guaxupé Terrane (ca. 630-610 Ma) and in the Dom Feliciano Orogen (ca. 600 Ma). Then collision occurred in the Ribeira and Araçuaí orogens in the period between 580 Ma and 520 Ma. Finally, the tectonic collapse of the Mantiqueira Province orogens took place from Cambrian to Ordovician times (510-480 Ma).

Keywords: Mantiqueira Province, Brasiliano Orogeny, Araçuaí Orogen, Ribeira Orogen, Apiaí-Embu Terrane, Southern Brasília Orogen, Dom Feliciano Orogen.

Resumen:

La Provincia Mantiqueira es un sistema orogénico neoproterozoico localizada en el lado Oriental de Brasil. Comprende los orógenos de Araçuaí, Ribeira, Sur de Brasília, Dom Feliciano y San Gabriel, localizados desde el sur del Estado de Bahia hasta el Estado de Rio Grande del Sur.

La Provincia Mantiqueira fue construida durante los estadios diacrónicos de la Convergencia Neoproterozoica Brasiliana, que resultó en la construcción de parte de Gondwana Oeste. En todos los cinturones orgénicos fue adoptada una subdivisión tectónica: a) rocas del basamento pre- 1,7 Ga; b) sucesiones intracratónicas paleo a mesoproterozoicas, c) sucesiones neoproterozoicas de margen pasivo, d) arcos magmáticos cordilleranos e intraoceanicos (de 790 a 585 Ma), e) rocas graníticas sincollisionales (con diferentes episodios colisionales en los cinturones orogénicos), f) sucesiones de cuencas tectónicas tardías y magmatismo bimodal relacionado.

La convergencia neoproterozoica comenzó con el consumo de los océanos Adamastor y Goianides, localizados en los lados oeste y este del paleocontinente de São Francisco. La subducción resultó en la generación de suites de arco magmático y fue seguido por colisión continental o de arco. Los episodios colisionales fueron diacrónicos en la provincia. El episodio más antiguo fue registrado en el Orógeno San Gabriel (ca. 700 Ma) y Terreno Apiaí-Guaxupé (ca. 790 Ma). Un episodio colisional más nuevo fue detectado en el Cinturón Brasília Sur y en el Terreno Apiaí/Guaxupé (ca. 630-610 Ma) y en el Orógeno Dom Feliciano (ca. 600 Ma). Todavía más nuevos son los episodios colisionales de ca. 580 y 520 Ma impresos en los orógenos Araçuaí y Ribeira.

Finalmente, el colapso tectónico de los orógenos de la Provincia Mantiqueira ocurrió del Cámbrico al Ordovícico (510-480 Ma).

Palabras llave: Provincia Mantiqueira, Orogenia Brasiliana, Orogeno Araçuaí, Orogeno Ribeira, Terrenos Apiaí-Embu, Orogeno Brasília Meridional, Orogeno Dom Feliciano.

A Evolução Tectônica da Província Mantiqueira

Introdução

A Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida *et al.* (1977, 1981), é paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, delineando uma faixa de direção NE-SW, com mais de 3.000 km de comprimento, que se estende do paralelo 15° S até o Uruguai (Fig.1). Faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e é bordejada, à leste, pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas.

Graças às contribuições de Fernando Flávio Marques de Almeida e seus colaboradores, desde meados da década de 1970 já se conheciam os principais traços da subdivisão tectônica da Província Mantiqueira. Àquela época, há quase 30 anos, foi estabelecida a compartimentação da província em “maciços medianos” e faixas de dobramentos ou faixas móveis. A individualização entre porções de embasamento retrabalhado e de coberturas metassedimentares no interior das faixas móveis, a importância das falhas transcorrentes de direção NE-SW, bem como a identificação de bacias tardiorogênicas relacionadas às etapas finais da evolução neoproterozóica foram outras importantes contribuições do Professor Fernando Almeida. Este autor também alertou seus leitores para a dificuldade de separação entre as unidades estratigráficas nas regiões de alto grau metamórfico, bem como enfatizou a ocorrência de importantes recursos minerais na Província Mantiqueira, a exemplo dos depósitos de Pb-Zn associados a calcários, Au e Cu em bacias molássicas, Sn e W em greisen e uma espetacular concentração de pegmatitos ricos em gemas e minerais industriais. Enfim, todos estes temas ainda são atuais e permeiam nossas discussões em publicações e nos tradicionais Simpósios sobre Faixas Móveis Proterozóicas, que se realizam a cada dois anos nos Congressos Brasileiros de Geologia e no Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.

O objetivo deste capítulo é oferecer ao leitor uma síntese do estado da arte sobre a Província Mantiqueira para que geólogos, professores, e estudantes de graduação e pós-graduação possam utilizá-la como fonte inicial para o entendimento desta complexa unidade pré-cambriana. A motivação para sua elaboração foi prestar uma sincera e justa homenagem a um dos maiores cientistas de nosso país, um “verdadeiro visionário do arcabouço tectônico da plataforma brasileira”, que inspirou muitas gerações de geólogos brasileiros: o Professor Fernando Flávio Marques de Almeida.

Alguns conceitos fundamentais

Os conceitos de cráton e orógeno tornaram-se mais precisos no contexto da Teoria da Tectônica Global (vide histórico em Sengör, 1990). Orógeno, no sentido geotectônico, é um produto da interação convergente de placas litosféricas. Este produto pode se materializar como arco-de-ilhas (*i.e.*, arco magmático intra-oceânico do tipo Japão e Indonésia), ou como arco magmático de margem continental ativa (do tipo andino), ou ainda como uma cadeia de montanhas intracontinental (a exemplo dos Alpes e Himalaias).

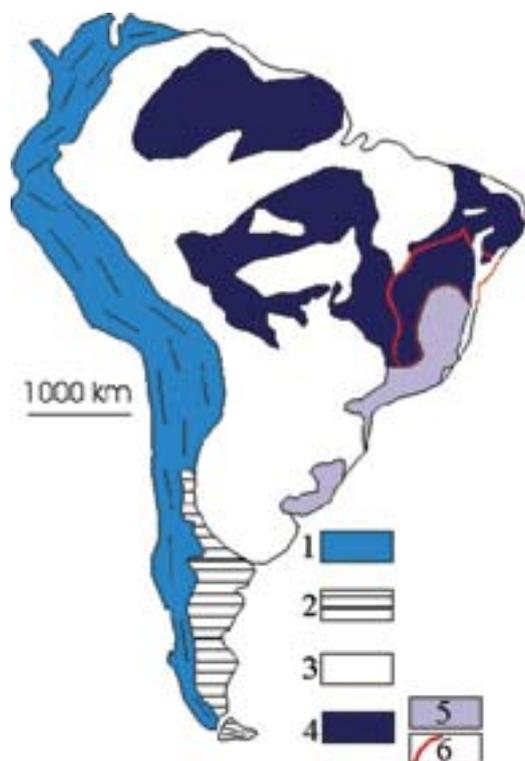


Fig. 1: Mapa tectônico da América do Sul, modificado de Almeida e Hasui (1984) e Trompette (1994). 1- Sistema orogênico andino. 2- Terreno Patagônia. 3- Cobertura fanerozóica da Plataforma Sul-Americana. 4- Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton do São Francisco (6)

- Tectonic Map of South America, modified from Almeida & Hasui (1984) and Trompette (1994). 1- Andean orogenic system. 2- Patagonian terrane. 3- Phanerozoic cover of the South American Platform. 4- Shields in the South American Platform, highlighting the Mantiqueira Province (5) and the São Francisco Craton (6)

Os orógenos podem ser acrescionários ou colisionais. Os orógenos acrescionários se formam, essencialmente, pela adição de magmas e sedimentos a uma margem de placa, como hoje é o caso dos arcos-de-ilhas do Oceano Pacífico e dos Andes Centrais. Os orógenos colisionais resultam da interação convergente (a colisão) de continente com continente, ou de arco-de-ilhas com continente, ou ainda entre arcos-de-ilhas. Esta interação promove encurtamento crustal, acompanhado de deformação compressiva, espessamento crustal, metamorfismo e fusão parcial. Dois magníficos exemplos de orógenos colisionais recentes são os Alpes e os Himalaias.

É importante lembrar que um orógeno colisional pode resultar de várias colisões sucessivas. Por exemplo, o Orógeno Himalaiano resultou, inicialmente, da colisão de arcos-de-ilhas com a Proto-Ásia e finalmente, da colisão da Índia com a margem himalaiana meridional. O termo colagem é utilizado para referir à somatória de orógenos acrescentados às bordas de um ou mais crátons ou núcleos-semente, num intervalo de tempo determinado (Sengör, 1990).

Se considerarmos que os oceanos tendem a ser consumidos ao longo do tempo geológico, temos, como corolário, que o destino de todo orógeno acrescionário é se tornar orógeno colisional. Isto é fundamental para se entender os conceitos de cráton e orógeno no contexto de regiões antigas (escudos, plataformas), onde os orógenos acrescionários se converteram em orógenos colisionais. Estes, por sua vez, têm características diversas das regiões

que eram tectonicamente estáveis no período de duração de uma ou mais orogêneses.

Estas regiões estáveis, com substrato pré-cambriano (escudos e plataformas), são denominadas crátons. Um cráton é, então, uma região que permanece rígida e tectonicamente estável em relação à deformação compressiva focada fora dela, num determinado período de tempo. A deformação compressiva, promovida pela convergência de placas, focaliza-se no orógeno. Neste sentido, a Plataforma Sul-Americana funciona como cráton para o Orógeno Andino, assim como os paleocontinentes Índia e Proto-Ásia tornaram-se crátons para o Orógeno Himalaiano.

De fato, os conceitos de cráton e orógeno são interdependentes e têm imprescindível conotação temporal. Quando referimos que uma região é cráton temos que perguntar quais são os orógenos que foram edificados em torno dele, num período de tempo específico. Em outras palavras, são os orógenos formados em determinado período de tempo que individualizam e limitam um cráton. Se um cráton é brasileiro, então, ele é cercado de orógenos brasileiros. Analogamente, os limites de um orógeno colisional são balizados pelos crátons a ele relacionados. Neste capítulo utilizamos as designações faixa orogênica e faixa móvel como sinônimos de orógeno.

Sistema orogênico nada mais é que um conjunto de orógenos que se justapõem diacronicamente, a exemplo do sistema orogênico neoproterozóico-cambriano que constitui a Província Mantiqueira. Desta forma, outro importante conceito é o de diacronismo. Nas grandes regiões, como é o caso da Província Mantiqueira, o processo orogênico é essencialmente diacrônico. Isto significa, por exemplo, que enquanto ocorre colisão de um arco-de-ilhas com uma margem continental num ramo do sistema orogênico, em outro setor deste sistema pode acabar de ter acontecido uma colisão continente-continente. Resulta disto que períodos de tempo similares podem marcar estágios diferentes de evolução, em segmentos diversos de um mesmo sistema orogênico. No caso do Pré-Cambriano do sudeste e sul do Brasil é muito importante se visualizar a situação anterior à abertura do Atlântico para se compreender as relações entre crátons e orógenos. É também imprescindível considerar as contrapartes dos orógenos neoproterozóicos que ficaram do lado africano, após a abertura do Oceano Atlântico. Neste sentido, a Fig. 2 mostra que o Orógeno Araçuai é aquele limitado pelos crátons do São Francisco e Congo. O Orógeno Ribeira relaciona-se com estes crátons, mas também com um cráton encoberto pela Bacia do Paraná (Cráton do Paraná ou Paranapanema). O Orógeno Dom Feliciano relaciona-se com os crátons Rio de la Plata e Kalahari, e o Orógeno São Gabriel representa a colisão de um arco juvenil (arco-de-ilhas) com o Cráton Rio de la Plata, anteriormente à edificação do Orógeno Dom Feliciano.

Neste capítulo, adota-se o conceito de Orogênese Brasileira para designar o amplo período orogênico neoproterozóico-cambriano, essencialmente diacrônico de uma a outra região, que engloba o conjunto de colagens responsável pela estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Brito-Neves *et al.*, 1999). Na Província Mantiqueira, a Orogênese Brasileira inclui processos estritamente acrescionários, como a edificação do arco-de-ilhas São Gabriel no Rio Grande do Sul, colisões continente-continente, a exemplo da estruturação principal do Orógeno Ribeira e sua Zona de Interferência com o Orógeno Brasília, e tem seu término com o colapso extensional de partes dos orógenos, a exemplo do Orógeno Araçuai. Todos estes processos ocorreram num período de tempo que teve início em torno de 880 Ma e findou há cerca de 480 Ma, caracterizando um dos mais completos exemplos de história orogênica diacrônica do Pré-Cambriano.

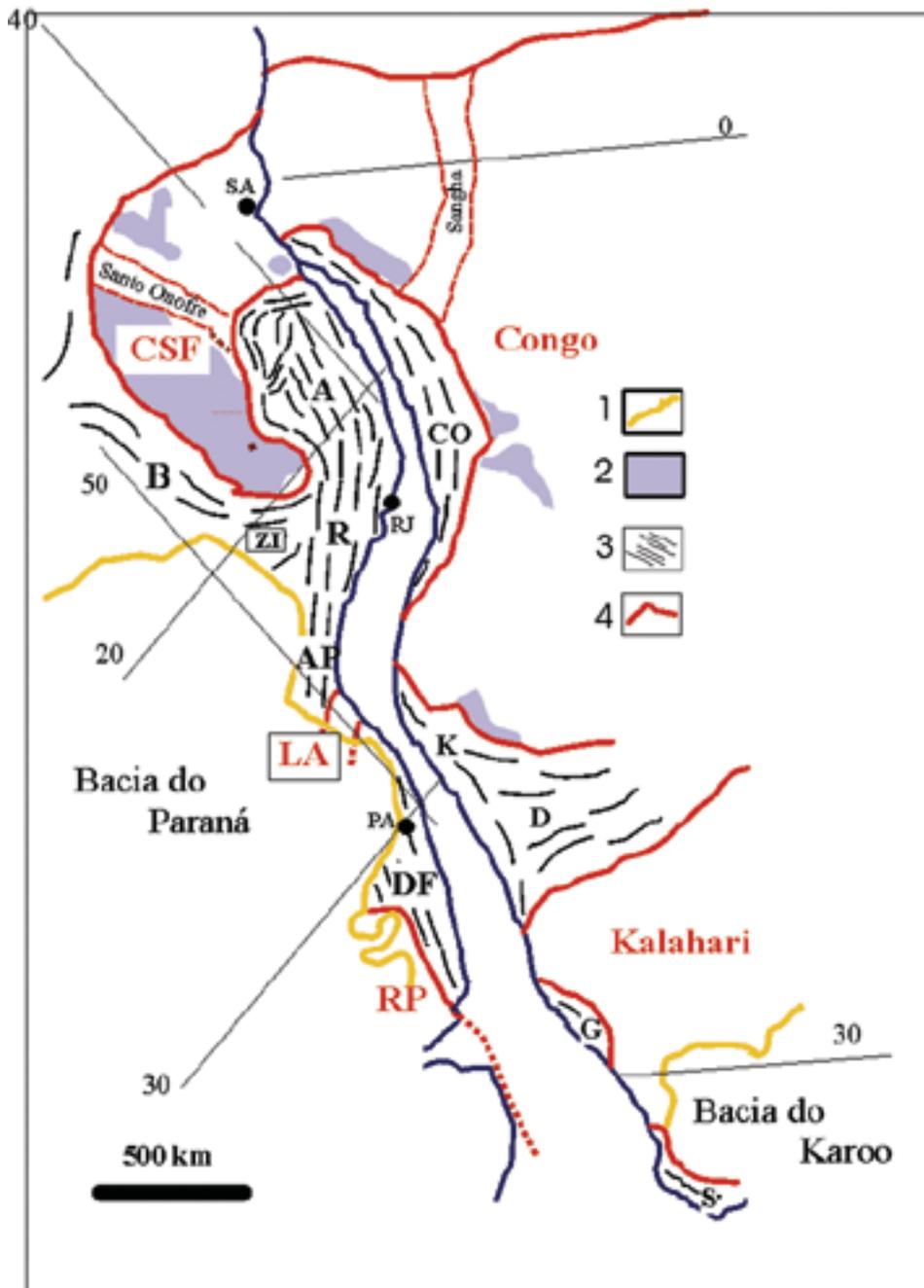


Fig. 2- Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Trompette, 1994). 1- Bacias fanerozóicas. 2- Coberturas cratônicas. 3- Orógenos neoproterozóicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano). 4- Crátões neoproterozóicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata). Na África localizam-se as faixas neoproterozóicas do Congo Ocidental (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariiep (G) e Saldania (S), relacionadas aos crátões do Congo e Kalahari

- Location of the of the Mantiqueira Orogenic System's orogens in the tectonic setting of Western Gondwana (modified from Trompette, 1994). 1- Phanerozoic basins. 2- Cratonic cover. 3- Neoproterozoic orogens: B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zone of Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano. 4- Neoproterozoic cratons: CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata. In Africa, and relate to The Neoproterozoic belts named West Congo (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariiep (G) and Saldania (S), are located to the Congo and Kalahari cratons

Compartimentação Tectônica e diacronismo

O Sistema Orogênico Mantiqueira se estende do sul da Bahia ao Uruguai, totalizando uma área de cerca de 700.000 km². Este sistema é constituído pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Fig. 2 e 3). Desta zona de interferência para sul, até a borda norte do maciço cratônico de Luis Alves, estende-se um conjunto de unidades cujas relações geotectônicas com o Orógeno Ribeira são ainda dúbias e que, em parte, poderiam pertencer à extremidade sul do Orógeno Brasília. Em função disto, estas

unidades estão agrupadas nos terrenos Apiaí-Guaxupé e Embu. A Fig. 3 ilustra as principais unidades tectônicas dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira, com destaque para seus arcos magmáticos e zonas de sutura.

É importante relembrar que tanto as etapas de subducção como as de colisão continental são diacrônicas ao longo deste sistema orogênico. Este diacronismo se demonstra, por exemplo, pelas diferenças de idade entre fases sincollisionais. Por exemplo, esta fase na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 630 Ma, cerca de 50 milhões de anos antes do estágio sincollisional (ca. 580 Ma) dos orógenos Araçuaí e Ribeira (Trouw *et al.*, 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann, 2000; Pimentel *et al.*, 2000). Outro

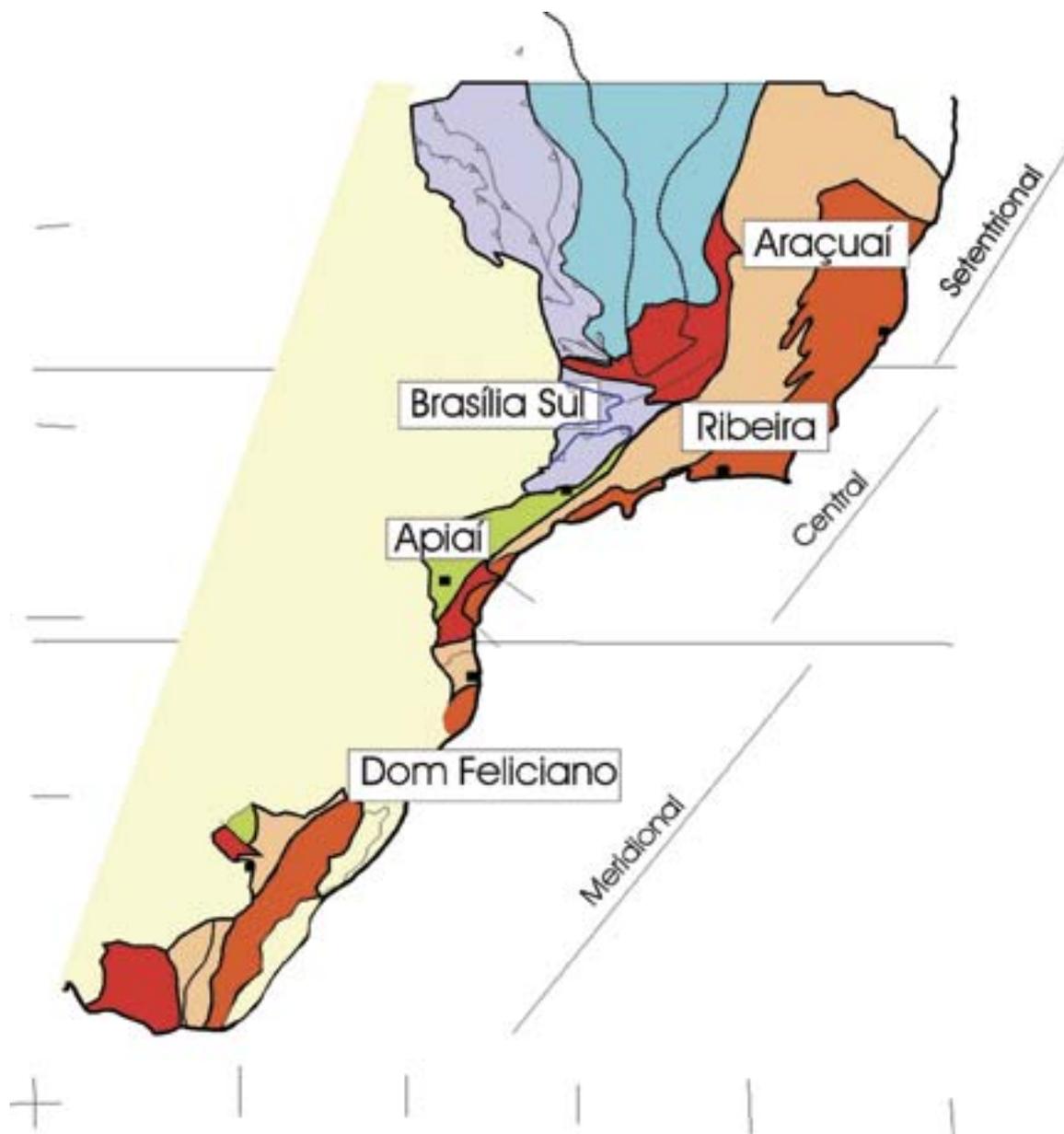


Fig. 3- Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos

- Subdivision of the Mantiqueira Orogenic System: the northern segment is the Araçuaí Orogen; the central segment includes the southern tip of the Brasília orogen and the Ribeira and Apiaí Orogens; and the southern segment includes the Dom Feliciano and São Gabriel Orogens. Deep orange and purple indicate terranes with Neoproterozoic magmatic arcs

exemplo do diacronismo que marca a evolução da Província Mantiqueira refere-se aos episódios de granitogênese de arco magmático pré-colisional. No Orógeno São Gabriel estes episódios ocorreram em torno de *ca.* 880 Ma e 750-730 Ma, enquanto no Orógeno Ribeira são registrados episódios pré-colisionais em *ca.* 790 Ma e 635-605 Ma, e no Orógeno Araçuaí *ca.* 630-585 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Silva-Filho & Soliani Jr., 1987; Leite *et al.*, 1998; Tupinambá *et al.*, 2000; Nalini *et al.*, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Heilbron & Machado, 2003).

Subdivisão Estratigráfica Geral

Apesar da diversidade existente entre as muitas propostas de nomenclatura estratigráfica disponíveis na literatura corrente, a seguinte subdivisão simplificada aplica-se à Província Mantiqueira como um todo:

a) Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga;

b) Sequências metassedimentares depositadas em bacias intracontinentais paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;

c) Sequências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica), seqüências relacionadas ao fechamento de oceanos (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís);

d) Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa, e portanto contemporâneos a processos de subducção;

e) Granitóides neoproterozóicos sincollisionais;

f) Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

Esta subdivisão simplificada é adotada na abordagem dos três segmentos geográficos da Província Mantiqueira, que são (Fig. 3):

a) o segmento setentrional que corresponde ao

Orógeno Araçuaí;

b) o segmento central que engloba o Orógeno Ribeira, a Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu;

c) e o segmento meridional que inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

Segmento Setentrional: o Orógeno Araçuaí

Em 1977, Almeida apresentou a definição da Faixa de Dobramentos Araçuaí no artigo que se tornou um pilar do conhecimento sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais. Outros trabalhos por ele publicados, que acrescentam informações importantes sobre a Faixa Araçuaí, são Almeida *et al.* (1978), Almeida & Litwinski (1984) e Almeida (1993). No texto adiante adequamos termos utilizados naqueles trabalhos à literatura geológica corrente.

Almeida deu o nome Araçuaí à faixa de dobramentos edificada paralelamente à margem sudeste do Cráton do São Francisco, durante a Orogênese Brasileira. Seus trabalhos destacam as seguintes características da faixa (Fig. 2 e 4):

- A Faixa Araçuaí apresenta um ramo maior de direção

norte-sul, articulado com uma grande curvatura que tem concavidade voltada para sul. Esta curvatura, situada no setor setentrional da faixa, registra marcante mudança da estruturação brasileira que deixa a direção norte-sul e inflete para leste.

- O Grupo Macaúbas é a unidade estratigráfica característica da bacia precursora da faixa. Este grupo foi metamorfisado e deformado durante a Orogênese Brasileira.

- O embasamento da faixa é constituído por unidades mais velhas que o Grupo Macaúbas, mas que também foram envolvidas na Orogênese Brasileira.

- O ramo norte-sul da faixa apresenta vergência para oeste e transporte tectônico contra o Cráton do São Francisco.

- O metamorfismo regional aumenta de oeste para leste, no ramo norte-sul da faixa, e de norte para sul, na curvatura setentrional.

- O segmento mais bem definido do limite ocidental da faixa situa-se entre os paralelos 16° e 19° 30' S e é materializado pela frente de empurrão que transportou o Grupo Macaúbas e o Supergrupo Espinhaço sobre o Grupo Bambuí. Este limite, a sul do paralelo 19° 30', atravessa a parte leste do Quadrilátero Ferrífero e toma a direção sudoeste na altura de Ouro Preto.

- O limite setentrional é traçado ao longo da fronteira

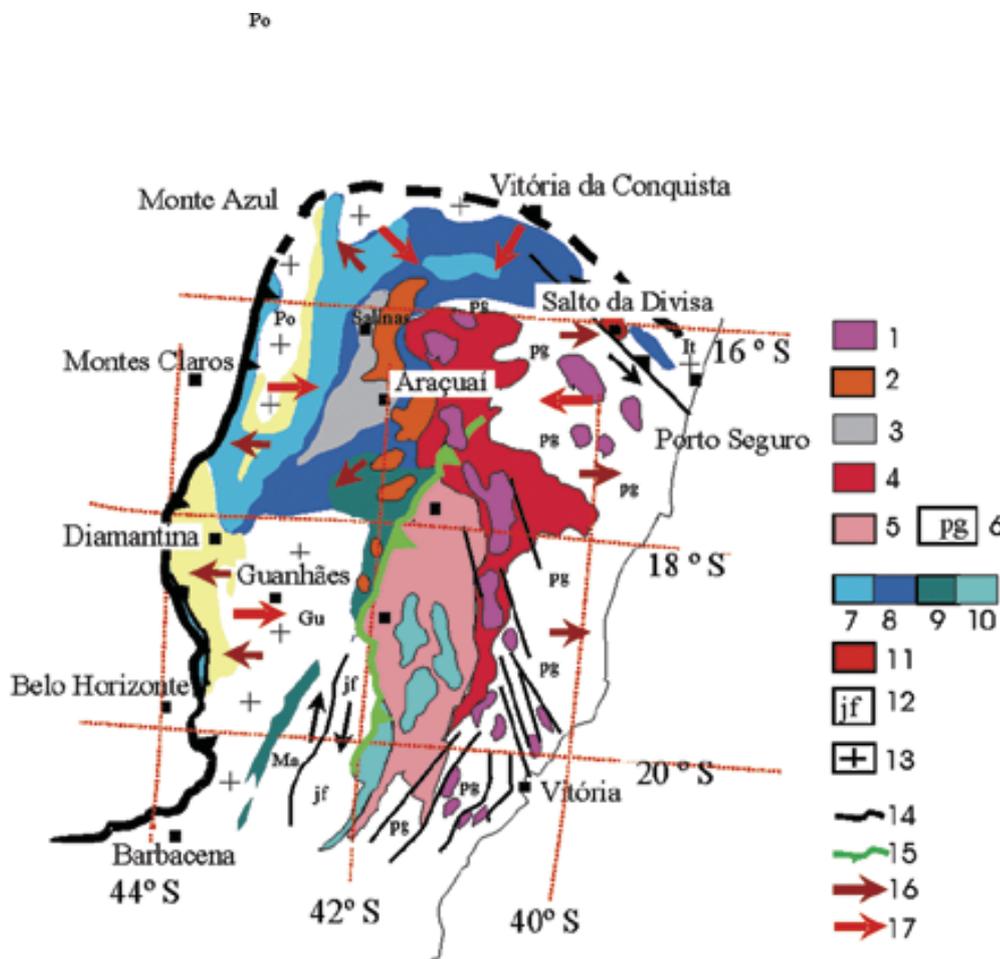


Fig. 4- Mapa tectônico do Orógeno Araçuaí (modificado de Pedrosa Soares *et al.*, 2001 e Lima *et al.*, 2002). 1- Suíte G₅, tipo I (520-490 Ma). 2- Suíte G₄, tipo S (520-500 Ma). 3- Formação Salinas (570-520 Ma). 4- Suítes G₂ (585-565 Ma) e G_{3S}, ambas tipo S. 5- Suíte G₁, tipo I (630-585 Ma). 6- Complexo paragneissico. 7- Grupo Macaúbas proximal. 8- Grupo Macaúbas distal. 9- Formação Ribeirão da Folha (RF) e Grupo Dom Silvério (DS). 10- Grupo Rio Doce. 11- Granito Salto da Divisa (880 Ma). 12- Complexo Juiz de Fora (2,2-2,0 Ga). 13- Arqueano a Mesoproterozóico retrabalhado na Orogenia brasileira (Supergrupo Espinhaço em amarelo); complexos Gu-Guanhães, It- Itabuna, Ma-Mantiqueira, P-Pocrane, e Po-Porteirinha. 14- Limite cratônico. 15- Zona de sutura neoproterozóica. 16- Transporte tectônico. 17- Polaridade metamórfica

- Tectonic map of the Araçuaí Orogen (modified from Pedrosa Soares *et al.*, 2001 and Lima *et al.*, 2002). 1- I type G₅ Suite (520-490 Ma). 2- S type G₄ Suite (520-500 Ma). 3- Salinas Formation (570-520 Ma). 4- S type G₂ (585-565 Ma) and G_{3S} suites. 5- I type G₁ Suite (630-585 Ma). 6- Paragneiss complex. 7- Proximal Macaúbas Group. 8- Distal Macaúbas Group. 9- Ribeirão da Folha Formation (RF) and Dom Silvério Group (DS). 10- Rio Doce Group. 11- Salto da Divisa Granite (880 Ma). 12- Juiz de Fora Complex (2,2-2,0 Ga). 13- Archaean to Mesoproterozoic (Espinhaço supergroup in yellow) reworked during the Brasiliano Orogeny: Gu-Guanhães, It- Itabuna, Ma-Mantiqueira, P-Pocrane, and Po-Porteirinha complexes. 14- Cratonic limit. 15- Neoproterozoic suture zone. 16- Tectonic vergence. 17- Metamorphic polarity

norte da grande curvatura da faixa, sendo inferido com base no desvanecimento do registro tectono-metamórfico brasileiro.

Uma vez estabelecidos os limites ocidental e setentrional da Faixa Araçuaí, quais seriam seus limites oriental e meridional? Esta questão catalisou a redefinição da Faixa Araçuaí em termos do conceito de orógeno, como referimos no item "Alguns Conceitos Fundamentais" e detalharemos adiante.

Conceito, Limites e Compartimentação Tectônica do Orógeno Araçuaí

A redefinição da Faixa Araçuaí em termos do conceito de orógeno, que foi amplamente divulgada por Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares *et al.* (2001), leva em consideração a correlação entre a Faixa Araçuaí e sua contraparte africana, a Faixa Congo Ocidental (ou Oeste Congo), bem como os limites destas faixas em relação aos crátons do São Francisco e Congo, respectivamente. No Mesozóico, antes da abertura do Oceano Atlântico, as faixas Araçuaí e Congo Ocidental constituíam um único orógeno brasileiro-panafricano: o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Fig. 2). Após a abertura do Oceano Atlântico, a Faixa Araçuaí herdou mais de dois terços do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Como este capítulo aborda apenas a parte brasileira deste orógeno, simplificamos a sua denominação para Orógeno Araçuaí.

A presente síntese fundamenta-se nas publicações de Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), Aracema *et al.* (2000), Martins-Neto *et al.* (2001), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2003a), Tack *et al.* (2001), Lima *et al.* (2002), Silva *et al.* (2002), Wiedemann *et al.* (2002), Alkmim *et al.* (2003), Martins *et al.* (2004) e em referências citadas nestes trabalhos. Para melhor fluência do texto adiante é evitada a citação de referências bibliográficas.

O Orógeno Araçuaí se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° S (Fig. 4). Na altura do paralelo 21°, a passagem do Orógeno Araçuaí para o Orógeno Ribeira é marcada pela deflexão da estruturação brasileira que muda da direção NNE, a norte, para NE, a sul. Não se verifica descontinuidade estratigráfica ou metamórfica na zona de fronteira entre estes orógenos.

Os compartimentos tectônicos principais do Orógeno Araçuaí são o domínio externo, que circunscreve a margem

sudeste do Cráton do São Francisco e se caracteriza como uma faixa de dobramentos e empurrões; o domínio interno, que é o núcleo metamórfico-anatético do orógeno; e a inflexão setentrional que contém segmentos destes dois domínios, mas apresenta feições tectônicas particulares (Fig. 4 e 5).

No domínio tectônico externo do Orógeno Araçuaí estão esculpidos segmentos da Serra do Espinhaço e chapadas do norte-nordeste de Minas Gerais. O domínio externo se caracteriza pelo transporte tectônico contra o Cráton do São Francisco, metamorfismo da fácies xisto verde a anfíbolito baixo nas rochas supracrustais e ausência de magmatismo orogênico. Nas unidades supracrustais, o limite oriental do domínio tectônico externo é balizado pela fronteira leste do Grupo Macaúbas. Entretanto, no embasamento (a exemplo do Bloco Guanhões) este limite se situa mais a oeste, onde estão expostos níveis crustais profundos que foram envolvidos na Orogênese Brasileira.

O domínio tectônico interno é, de fato, o núcleo metamórfico-anatético do orógeno, onde ocorre espetacular quantidade de rochas graníticas originadas em estágios diversos da Orogênese Brasileira. Este domínio inclui também a zona de sutura com remanescentes oceânicos e o arco magmático cálcio-alcalino. O relevo é do tipo "mar-de-morros" com "pães-de-açúcar" freqüentes. A sul do paralelo 19° está preservada a porção mais profunda do núcleo metamórfico, onde rochas da fácies granulito são comuns. A norte do paralelo 19° localiza-se uma extensa zona de anatexia sin a pós-colisional, rica em granitos do tipo S, foliados ou isotrópicos. Na parte ocidental do domínio interno predomina transporte tectônico para sudoeste, mas na sua região oriental registra-se transporte para leste (em particular no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo).

A inflexão setentrional é o compartimento tectônico caracterizado pela grande curvatura do Orógeno Araçuaí, onde os traços estruturais brasileiros infletem para leste. Trata-se de uma feição tectônica muito particular mas, quanto ao metamorfismo, este compartimento apresenta, a norte, características do domínio tectônico externo e a sul, do domínio interno. Na inflexão setentrional, o metamorfismo cresce de norte para sul, desde a fácies xisto verde, no limite cratônico, até a fácies anfíbolito alto, já em território do núcleo metamórfico-anatético. A saliência maior da inflexão, que desemboca no Aulacógeno Santo Onofre, se caracteriza por empurrões com transporte para norte. As zonas transcor-

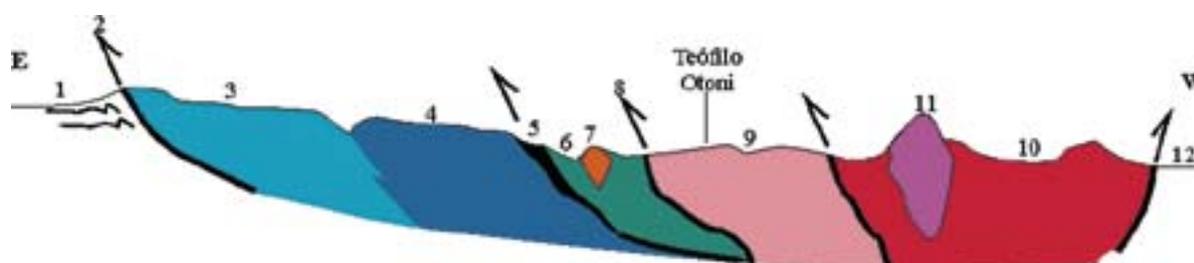


Fig. 5- Seção estrutural E-W do orógeno Araçuaí no paralelo de Teófilo Otoni. 1- Grupo Bambuí (cobertura cratônica); 2- Falha de cavalgamento basal que separa a borda leste do Cráton São Francisco do domínio externo do orógeno; 3- Grupo Macaúbas glaciogênico proximal; 4- Grupo Macaúbas distal (Fm Ribeirão da Folha). Domínio tectônico interno: 5 - Lascas tectônicas de rochas ultramáficas; 6 - Seção vulcano-sedimentar da Fm. Ribeirão da Folha; 7 - granito G₄; 8 - Zona de sutura; 9 - Arco magmático G₁; 10 - Suites G₂ e G₃ (zona de anatexia); 11 - Granito G₅; 12 - Paragneisses

- E-W structural section of Araçuaí orogen at Teófilo Otoni parallel. 1 - Bambuí Group (cratonic cover). 2 - Basal thrust fault that separates the eastern border of the SFC from the External domain of the orogen; 3 - Glaciogenic proximal Macaúbas Group; 4 - Distal Macaúbas Group (Ribeirão da Folha Fm). Internal tectonic domain : 5 - Tectonic slices of ultramafic rocks; 6 - Volcano-sedimentary section of the Ribeirão da Folha Fm.; 7 - G₄ granite; 8 - suture zone; 9 - G₁ magmatic arc; 10- G₂ and G₃ suites (anatexis zone); 11 - G₅ granite; 12 - Paragneisses

rentes a oblíquas, de direção NW-SE, da extremidade oriental da inflexão são predominantemente sinistrais e têm componente de empurrão com transporte para leste (e.g., zona de cisalhamento de Salto da Divisa, Fig. 4).

Embasamento do Orógeno Araçuai

No domínio tectônico externo, o embasamento inclui complexos granito-gnáissicos do arqueano e paleoproterozóico (e.g., Gouveia, Guanhões, Mantiqueira e Porteirinha), seqüências tipo *greenstone belt* arqueano, seqüências predominantemente metassedimentares paleoproterozóicas (e.g., Supergrupo Minas), granitos anorogênicos tardi-paleoproterozóicos (ca. 1,7 Ga) relacionados à abertura do rifte Espinhaço e o Supergrupo Espinhaço (Fig. 4). Este supergrupo, também presente na cobertura do Cráton do São Francisco, é uma unidade supracrustal do embasamento. Sua sedimentação teve início em torno de 1,75 Ga e preencheu uma bacia do tipo *rift-sag*, mas a idade de suas formações superiores é incerta (1,3 Ga?). O Supergrupo Espinhaço foi deformado e metamorfisado em baixo grau durante a Orogênese Brasileira.

No domínio tectônico interno, o embasamento é representado pelos complexos paleoproterozóicos Juiz de Fora e Pocrane, e pelas bordas orientais dos complexos Guanhões e Mantiqueira.

Na inflexão setentrional, o embasamento é constituído pelos prolongamentos de complexos arqueano-paleoproterozóicos da região cratônica do sul da Bahia, onde se verifica a atuação da Orogênese Brasileira. Destaca-se o Complexo Itabuna, embasamento do extremo nordeste do Orógeno Araçuai, representante da união entre os crátons do São Francisco e Congo, que perdurou desde ca. 2 Ga até o Mesozóico e condicionou tanto a abertura quanto a inversão orogênica da bacia precursora deste orógeno brasileiro.

Seqüências Neoproterozóicas: A Bacia Precursora do Orógeno Araçuai

Os primeiros registros do fraturamento que precedeu o estabelecimento da bacia precursora do Orógeno Araçuai são enxames de diques máficos com idade em torno de 1 Ga, situados na região cratônica do sul da Bahia. Entretanto, a maior expressão da fase rifte desta bacia se encontra na Faixa Congo Ocidental, onde espessas pilhas de rochas vulcânicas bimodais têm idade entre ca. 930 e 910 Ma. No Brasil, alguns diques máficos que cortam o Supergrupo Espinhaço têm idade em torno de 906 Ma e uma intrusão granítica anorogênica (Salto da Divisa, Fig. 4) apresentou idade de ca. 880 Ma. Estes dados limitam a fase rifte da bacia entre ca. 930 e 880 Ma. Unidades basais e proximais do Grupo Macaúbas, constituídas de quartzito e conglomerado, superpostos por metadiamicrito com intercalações de quartzito, são também representantes desta fase.

O estágio transicional entre as fases rifte e de margem passiva é representado pela seqüência glácio-marinha do Grupo Macaúbas, que está particularmente bem preservada a norte de Diamantina (Fig. 4). Esta seqüência consiste de diamicrito (fluxo de detritos) estratificado com turbidito arenoso a pelítico e formação ferrífera sedimentar (tipo Rapitan), metamorfisados na fácies xisto verde. Datações de zircões detríticos sugerem que a idade máxima desta unidade situa-se em torno de 900 Ma.

A fase de margem continental passiva da Bacia Macaúbas é representada por extensa sedimentação de turbiditos areno-pelíticos de mar profundo e por remanescentes de crosta oceânica. Esta unidade distal do Grupo Macaúbas é a Formação Ribeirão da Folha que, na Fig. 4, tem sua porção oceânica destacada. Onde exclusivamente sedimentar, esta

formação consiste de quartzo-mica xisto bandado com intercalações de rocha cálcio-silicática, grafita xisto e mármore. Na parte vulcano-sedimentar da Formação Ribeirão da Folha predomina micaxisto peraluminoso com intercalações de metachert sulfetado, grafita xisto com cianita e/ou sulfeto, formações ferríferas bandadas dos tipos óxido, silicato e sulfeto, e orto-anfibolitos. O metamorfismo regional varia da zona da granada (transição das fácies xisto verde e anfibolito) até a zona da sillimanita da fácies anfibolito.

Os orto-anfibolitos mostram assinatura geoquímica de assoalho oceânico e representam seções diversas da crosta oceânica, desde a porção gabróica inferior até rochas vulcânicas. Datação Sm-Nd dos orto-anfibolitos forneceu idade isocrônica (rocha total) em torno de 816 Ma, indicativa da cristalização magmática dos protólitos máficos.

Lascas tectônicas de rochas meta-ultramáficas estão encaixadas na Formação Ribeirão da Folha. Estas lascas são constituídas, predominantemente, por tremolita-antofilita xisto com cromita e núcleos de peridotito. Análises isotópicas Sm-Nd sugerem que as rochas ultramáficas são contemporâneas dos orto-anfibolitos. As lascas ultramáficas são interpretadas como porções de manto sub-oceânico.

O Grupo Rio Doce, que também é caracterizado por sedimentação turbidítica de mar profundo (metagrauvaca, micaxisto e gnaiss, bandados), é um candidato a representante da margem passiva oriental (i.e., do “lado africano”) da bacia neoproterozóica, pois se encontra a leste da zona de sutura (Fig. 4). Intrusões da suíte G₁ (descrita adiante) cortam o Grupo Rio Doce e indicam que a idade da sedimentação é maior que ca. 600 Ma.

Estágios Orogênicos

Na região abordada, a Orogênese Brasileira está registrada pelos estágios pré-colisional (630-585 Ma), sincolisional (585-565 Ma), tardi-colisional (565-535 Ma) e pós-colisional (520-490 Ma). Estes intervalos de tempo são balizados por idades U-Pb obtidas de amostras de zircão, monazita e titanita, disponíveis na literatura anteriormente referida.

Estágio Pré-colisional

O estágio pré-colisional (630-585 Ma), ou acrecionário, engloba os processos relacionados à edificação do arco magmático cálcio-alcálico (Fig. 4 e 5). Neste estágio foi gerada a suíte G₁ que é constituída, predominantemente, por tonalito e granodiorito, com diorito subordinado e freqüentes enclaves máficos. A foliação regional está impressa nas rochas desta suíte, bem como nos seus enclaves que, geralmente, também estão estirados. O grande acervo de dados geoquímicos e isotópicos demonstra que a Suíte G₁ se formou em ambiente de arco magmático de margem continental ativa.

Em época que se estendeu do estágio pré-colisional ao sincolisional ocorreu a sedimentação, em bacia de retroarco, dos protólitos do complexo paragnáissico cujos zircões detríticos apresentam idades U-Pb em torno de 630 Ma (comunicação oral de C. M. Noce). As idades-modelo Sm-Nd sugerem mistura entre fontes paleoproterozóicas e neoproterozóicas. As rochas predominantes neste complexo são gnaiss peraluminoso (rico em biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita, com traços de grafita, ou seja, kinzigito *stricto sensu*) e seus termos menos aluminosos, que apresentam intercalações de grafita gnaiss, quartzito, rocha cálcio-silicática e leptinito. Grandes depósitos de grafita lamelar situam-se na parte norte do complexo paragnáissico. Este complexo incluiria também representantes da sedimentação de margem passiva da bacia precursora do Orógeno Araçuai, principalmente a sul do paralelo de Vitória, onde ocorrem expressivas camadas de mármore.

Estágio Sincolisional

Os padrões principais de deformação e metamorfismo são originados no estágio sincolisional (585-565 Ma). Os vetores indicadores do aumento de temperatura do metamorfismo regional convergem para a zona de intensa anatexia, situada a norte do paralelo 19° (Fig. 4 e 5). A foliação regional das rochas pelíticas é formada por paragêneses do regime de média pressão (tipo barrowiano), desde a zona da clorita, que margeia o cráton, até a zona da sillimanita, no domínio tectônico interno. No complexo paragnáissico são comuns paragêneses a biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita, sincinemáticas à foliação regional, que indicam metamorfismo regional da fácies anfíbolito alto à transição anfíbolito-granulito, a pressões moderadas. Fusão parcial é extensiva no complexo paragnáissico, onde aumenta de leste para oeste na parte oriental do núcleo metamórfico-anatético, e de norte para sul na inflexão setentrional.

Os granitos do tipo S, foliados (gnaisses), deste estágio estão englobados na suíte G₂. Esta suíte inclui corpos graníticos tabulares autóctones ou parautóctones e intrusões, deformados em concordância com a foliação regional. As composições predominantes são cordierita-granada-biotita granito, granada-biotita granito e granito a duas micas. São muito frequentes os xenólitos e restos de teto (*roof pendants*), de tamanhos os mais variados, constituídos por metassedimentos em estágios variados de assimilação. Os pegmatitos ricos em gemas e minerais industriais, da região de Conselheiro Pena-Galiléia, são derivados de granitos G₂.

Estágio Tardi-colisional

O estágio tardi-colisional parece ter se estendido de 565 Ma a 535 Ma. O limite mais novo deste intervalo é ainda impreciso, em função da falta de dados geocronológicos conclusivos. Como bem demonstra a literatura geológica sobre orógenos de idades e regiões as mais diversas, é difícil a distinção clara entre produtos do estágio sincolisional em relação àqueles do início do estágio tardi-colisional. Um dos critérios de campo é o monitoramento da ocorrência da foliação regional.

Desta forma, no Orógeno Araçuaí há granitos do tipo S que registram a foliação regional em intensidade variada e que têm fornecido idades entre 565 e 535 Ma. Parte destes granitos têm sido englobados na suíte G₂, se sua foliação é persistente e mantém coerência com o padrão regional. Entretanto, são englobados na suíte G_{3S} os corpos com foliação incipiente ou sem foliação. Granada-cordierita leucogranito é a rocha característica (mas não exclusiva) da suíte G_{3S}. Esta suíte engloba tanto mobilizados félsicos quanto resíduos de fusão. Dentre as poucas idades U-Pb disponíveis para estas rochas há valores *ca.* 540-535 Ma) que sugerem fusão parcial relacionada ao estágio tardi-colisional, mas também há dados que indicam processo (refusão?) relacionado ao estágio pós-colisional (*ca.* 510 Ma). Alguns plútons graníticos do tipo I, com assinatura cálcio-alcalina de alto K, que ocorrem no setor nordeste do orógeno, foram considerados tardi-colisionais e comporiam a suíte G_{3I}. Entretanto, datações recentes sugerem que, pelo menos, alguns destes plútons são pós-colisionais (*i.e.*, pertencem à suíte G₅).

No domínio externo do orógeno, o estágio tardi-colisional é representado pela Formação Salinas (Fig. 4). Na área-tipo, esta formação consiste de gravaca, pelito e conglomerado clasto-suportado, metamorfisados na fácies xisto verde. Entretanto, o metamorfismo pode atingir a fácies anfíbolito na borda oriental da formação. Datações de zircões detríticos e de zircões de seixos de rochas vulcânicas félsicas limitam a idade máxima da Formação Salinas em 570 Ma. As intrusões graníticas G₄ que a cortam (500 Ma) balizam sua idade mínima. Portanto, a Formação Salinas representa sedimentação tardi-orogênica e, por isto, foi retirada do Grupo Macaúbas (Lima *et al.*, 2002).

Estágio Pós-Colisional

O estágio pós-colisional (520-490 Ma) oferece evidências marcantes do colapso extensional do Orógeno Araçuaí. No domínio tectônico externo, a clivagem de crenulação íngreme que mergulha para oeste e corta a foliação regional é a principal estrutura originada pelo colapso extensional do orógeno. Os indicadores cinemáticos relacionados a esta clivagem evidenciam o abatimento da capa em relação à lapa. Além desta estrutura, cascatas de dobras e falhas normais evidenciam o colapso extensional do orógeno, ao qual são também atribuídas as suítes graníticas G₄ e G₅ (Fig. 4).

A suíte G₄ ocorre ao longo da zona limítrofe entre os domínios tectônicos externo e interno, onde estão expostas intrusões graníticas relativamente rasas (alojadas entre 5 e 15 km de profundidade). São intrusões em forma de balão e conjuntos de plútons amalgamados, com cúpulas pegmatóides localmente preservadas. Os granitos G₄ são do tipo S e apresentam proporções diversas de muscovita, biotita e granada. Orientação de fluxo ígneo e xenólitos de encaixante são frequentes. Plútons ricos em mica mostram, localmente, uma foliação que mergulha para oeste, em concordância com a clivagem de crenulação relacionada ao colapso extensional do orógeno. Os granitos da suíte G₄ são fontes de pegmatitos residuais, ricos em gemas (particularmente turmalinas e摩根ita), minerais de lítio, feldspatos e outros minerais da indústria cerâmica e vidreira, e minerais de metais raros (*e.g.*, tantalita).

A suíte G₅ é constituída de intrusões graníticas do tipo I, livres da foliação regional, cuja ocorrência se limita ao núcleo do orógeno. Estas intrusões podem conter fácies charnockíticas e enderbíticas. Na porção sul do orógeno, em decorrência da exposição de nível crustal mais profundo, são comuns os plútons zonados que mostram núcleos (raízes) de composição básica. A composição predominante das intrusões G₅ varia de granito a sienogranito, geralmente porfirítico a sub-porfirítico, com frequentes enclaves máficos e eventuais xenólitos de rocha encaixante. Feições de mistura mecânica (*mingling*) e química (*mixing*) de magmas são comuns. A assinatura geoquímica das intrusões é cálcio-alcalina de alto K e alto Fe. Os plútons G₅, particularmente aqueles que se situam na porção norte do orógeno, são fontes de pegmatitos ricos em água-marinha e topázio.

Modelo Evolutivo para o Orógeno Araçuaí

As reconstruções paleogeográficas sugerem que os crátons do São Francisco e Congo permaneceram parcialmente unidos desde 2 Ga até a abertura do Oceano Atlântico Sul. Esta “ponte cratônica”, que unia regiões de Bahia e Gabão (cinturões Itabuna e Eburneano), certamente limitou a abertura da bacia precursora do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Desta forma, a bacia precursora deste orógeno teria se estruturado como uma bacia marinha interior (*inland-sea basin*), na forma de um grande golfo articulado, a norte, com os aulacógenos Santo Onofre e Sangha (Fig. 2). Este golfo teria permanecido ensialico a norte do paralelo 17° S. Entretanto, abertura oceânica de pequena extensão lateral ocorreu a sul deste paralelo. O golfo Araçuaí desembocaria num amplo oceano, hoje representado pelo Orógeno Ribeira e outros ramos do sistema orogênico brasileiro-panafricano.

O Orógeno Araçuaí, resultante do fechamento de tal golfo, se caracteriza como um orógeno confinado. O mecanismo de fechamento para este tipo de orógeno constitui questão desafiadora, tendo em vista os entraves mecânicos impostos pela “ponte cratônica” e a pequena quantidade de litosfera oceânica que poderia ser incapaz de promover o processo de subducção. Um mecanismo singular para a inversão orogênica do Orógeno Araçuaí é proposto por Alkmim *et al.* (2003).

Segmento Central: os Orógenos Brasília Meridional e Ribeira, e a Zona de Interferência com o Orógeno Brasília

Subdivisão Tectônica

Para sumarizar a compartimentação tectônica da extremidade sul do Orógeno Brasília e do Orógeno Ribeira utilizamos os seguintes trabalhos (Fig. 6): Heilbron *et al.* (1995; 1998; 2000; 2003), Campos Neto & Figueiredo (1995); Schmitt *et al.* (1999), Valeriano (2000), Campos Neto (2000), Campos Neto *et al.* (2000), Machado & Demange (1994), Campanha & Sadowsky (1999), Campanha (2002), Ribeiro *et al.* (1995), Trouw *et al.* (2000), Heilbron & Machado (2003), Pedrosa-Soares *et al.* (2003b).

A parte sul do Orógeno Brasília mostra trend estrutural NNW-SSE (Fig. 6, 8 e 9) e é subdividida em nappes com empilhamento tectônico vergente para E-ESE, rumo ao Cráton do São Francisco ou tangente à sua borda meridional. Esta etapa colisional neoproterozóica (Colisão I) é a mais antiga da Orogênese Brasileira no Segmento Central da Província Mantiqueira, tendo atingido seu ápice em *ca.* 630-625 Ma. Resultou da colisão entre a borda sul-sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo e outra placa, situada a W-SW, atualmente encoberta pelas seqüências deposicionais fanerozóicas da Bacia do Paraná. A parte continental desta paleoplaca encoberta é evidenciada por dados gravimétricos e foi denominada de Cráton Paraná ou Paranapanema.

As nappes da parte sul do Orógeno Brasília podem ser agrupadas em dois conjuntos: as nappes inferiores e as nappes superiores. As nappes inferiores registram metamorfismo que atinge a fácies granulito de pressão relativamente alta (Tabela 1 e Fig. 8, 9 e 16) e guardam relação paleogeográfica com o

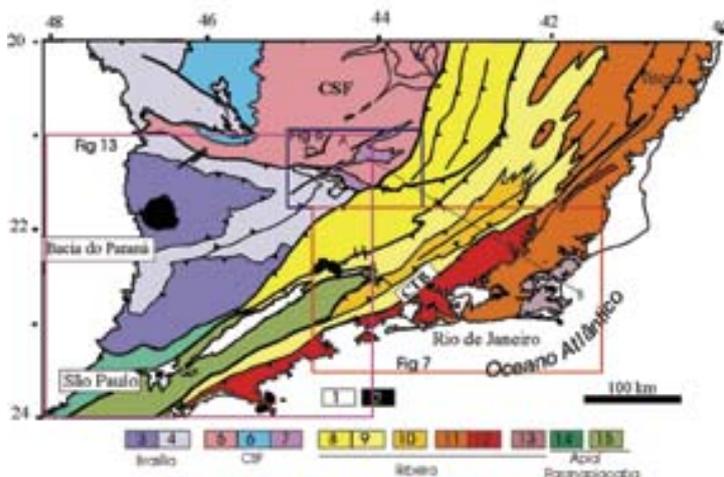


Fig. 6- Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Legenda. 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; 5- Embasamento do CSF e Domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14-Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu

- Tectonic Map of the Central Segment of the Mantiqueira Orogenic System. Legend: 1- Cenozoic rifts; 2- K-T alkaline rocks; Brasília Orogen (3-4): 3- Lower Nappes; 4- Upper Nappes; 5- Basement of SFC and autochthonous domain; 6- São Francisco Supergroup; 7- Metasediments of autochthonous domain; Ribeira Orogen (8-13): 8- Andrelândia Domain and 9- Juiz de Fora Domain of the Occidental Terrane; 10- Paraíba do Sul Klippe; 11- Oriental Terrane including 12- Rio Negro Arc; 13- Cabo Frio Terrane; Apiaí/Paranapiacaba Orogen (14-15): 14- São Roque and Açungui Terranes; 15- Embu terrane

Cráton do São Francisco. As nappes superiores apresentam metamorfismo de pressão mais baixa e inúmeros corpos granitóides cálcio-alcalinos, em parte interpretados como remanescentes de um arco magmático cordilherano. As sínteses mais atualizadas sobre esta região são encontradas em Valeriano *et al.* (2000), Ribeiro *et al.* (1995), Paciullo (1997), Paciullo *et al.* (2000), Campos Neto (2000), Campos Neto e Caby (2000), Trouw *et al.* (2000) e Janasi (2002).

Tabela 1 - Compartimentação tectônica da Extremidade Sul do Orógeno Brasília

	Terrenos	Domínios Estruturais	Principal Período Colisional
E	Autóctone		Colisão I <i>ca.</i> 630 Ma
	Nappes Inferiores	Klippe/Nappe Carrancas	
		Nappe Luminárias Nappe São Tomás das Letras Nappe Carmo da Cachoeira Nappe Varginha	
W	Nappe Superior	Nappe Guaxupé	
NW	Zona de Interferência com Orógeno Ribeira	Nappes Inferiores	Colisão I <i>ca.</i> 630 Ma (vestígios) Colisão II <i>ca.</i> 580 Ma
SE		Nappe Superior	Nappe Socorro

O Orógeno Ribeira, que apresenta *trend* estrutural NE-SW, resulta da interação entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placas e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas situado(s) a sudeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo (Fig. 2). Esta segunda etapa de colisão continental (Colisão II, *ca.* 580 Ma) resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Como a colisão entre estes terrenos foi oblíqua, a deformação principal exibe clara partição entre zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral. Assim, contrastando com a extremidade sul do Orógeno Brasília, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos mais íngremes (>30°), ou por zonas de cisalhamento oblíquas. O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Howell, 1989) separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio (Tabela 2). A docagem destes terrenos é caracterizada pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção à margem do Cráton do São Francisco (Fig. 6, 7, 10 e 11). Os quatro primeiros foram amalgamados há *ca.* 580 Ma, enquanto que o Terreno Cabo Frio só foi colado aos demais em *ca.* 520 Ma.

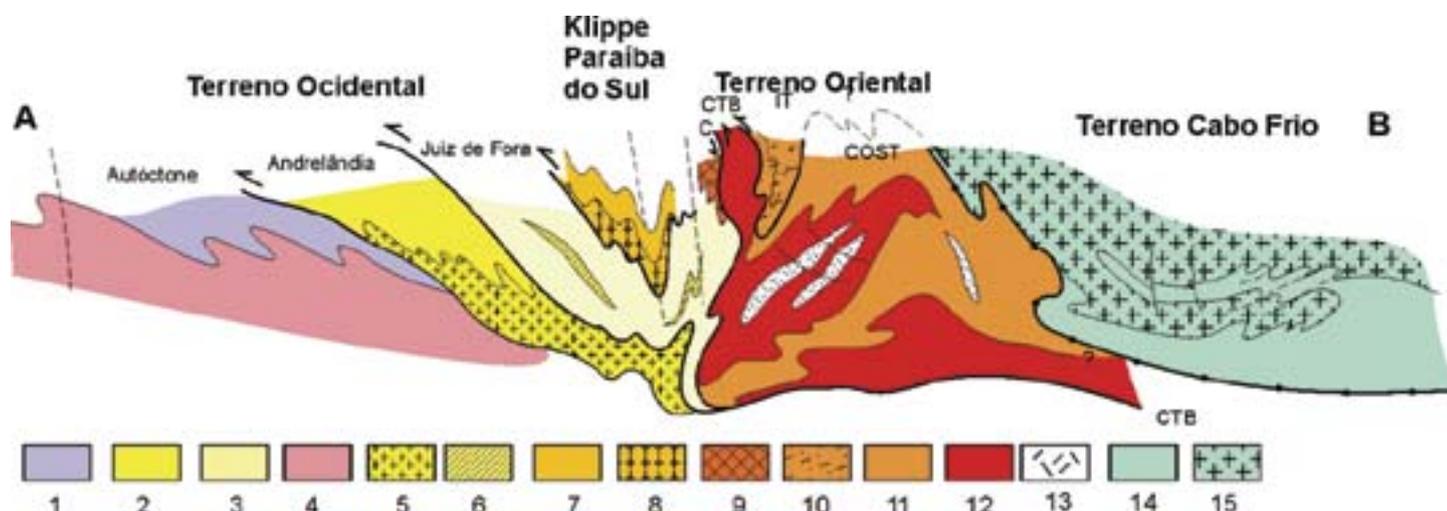


Fig. 7- Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais. Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (Complexos 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; 12-Arco Magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio(14-15): 14-Sequências Búzios e Palmital; 15-Complexo Região dos Lagos

- Structural section of the Ribeira orogen. Legend: Occidental terrane (1-6): 1-3 Andrelândia megasequence at Autochthonous, Andrelândia and Juiz de Fora domains; 4 to 6- Basement associations (Barbacena, Mantiqueira and Juiz de Fora complexes); Paraíba do Sul terrane (7-8): 7- Paraíba do Sul group; 8- Quirino complex; Oriental terrane (9-13): 9- Cambuci sequence; 10- Italva sequence; 11- Costeiro sequence; 12- Rio Negro arc; 13- Collisional granitoids; Cabo Frio terrane (14-15): 14- Búzios and Palmital sequences; 15- Região dos Lagos complex

Tabela 2 - Compartimentação tectônica da parte central do Orógeno Ribeira

	Terrenos	Domínios Estruturais	Principal período colisional
N-NW	Terreno Ocidental	Domínio Autóctone Domínio Andrelândia Domínio Juiz de Fora	Colisão II ca. 580 Ma (605-560Ma)
	Klippe Paraíba do Sul		
	Terreno Oriental ou Microplaca Serra do Mar	Domínio Cambuci Domínio Costeiro Domínio Italva	
S-SE	Terreno Cabo Frio		Colisão III ca. 520 Ma (535-510Ma)

Embasamento Paleoproterozóico-Arqueano

Uma importante característica da extremidade sul do Orógeno Brasília e do Orógeno Ribeira é a alta proporção de rochas do embasamento mais velhas que 1,7 Ga, aflorantes em praticamente todos os terrenos acima descritos, com exceção da Nappe Socorro-Guaxupé e do Terreno Oriental. Estruturalmente, estas rochas ocorrem tanto como janelas antiformais no Domínio Autóctone, como em lascas tectônicas nos domínios alóctones. Além de novos dados geocronológicos, esta síntese tem como base os trabalhos de Pires (1978), Oliveira (1980), Barbosa & Grossi Sad (1992), Heilbron (1995), Machado & Noce (1993); Machado *et al.* (1996); Duarte *et al.* (1997, 2000; 2002; 2004); Valladares *et al.* (1997; 2003); Heilbron *et al.* (1998); Fischer *et al.* (1998); Ragatky *et al.* (1999); Schmitt

(2000); Valença *et al.* (2000); Avila *et al.* (2000); Souza & Valladares (2001); Heilbron *et al.* (2001; 2003); Ribeiro *et al.* (2003); Silva *et al.* (2002a); e Tassinari *et al.* (2003).

Cinco associações litológicas constituem o embasamento das bacias mesoproterozóicas e neoproterozóicas no Orógeno Ribeira e na porção sul do Orógeno Brasília (Fig. 10):
a) Faixas arqueanas do tipo *greenstone belt*, de direção NE-SW, afloram no Domínio Autóctone (Fig. 8). São constituídas por rochas máficas e ultramáficas, de origem vulcânica e subvulcânica, e rochas metassedimentares, com variado grau de deformação e metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito.

b) Rochas ígneas de caráter bimodal (2,22 - 2,12 Ga) intrusivas nas faixas tipo *greenstone belt* ocorrem no Domínio Autóctone (Fig. 8), em uma região denominada de Cinturão Mineiro (Teixeira, 1993). Esta associação está representada por gabros, dioritos, granitóides e subvulcanitos félsicos, intermediários e máficos, transformados em xistos e gnaisses. O metamorfismo varia desde a fácies xisto verde a anfibolito baixo. As rochas subvulcânicas e vulcânicas possuem composições entre riolito e basalto.

c) Ortognaisses migmatíticos, granitóides e metabasitos, com idades arqueanas (2,8-2,7 Ga) a paleoproterozóicas (2,2-2,0 Ga). Alguns autores reportam um episódio metamórfico em ca. 2,06 - 2,05 Ga. Os ortognaisses são tonalíticos a graníticos e subordinadamente, trondhjemiticos. Dados químicos e isotópicos sugerem ambiente de arco cordilherano no Paleoproterozóico (Fig. 8, 9 e 10). Estes complexos possuem diversas denominações, tais como Mantiqueira, Piedade, Campos Gerais e Amparo.

d) Ortogranulitos paleoproterozóicos integram um conjunto muito heterogêneo denominado Complexo Juiz de Fora. Os protólitos deste complexo incluem granitóides cálcio-alcalinos representantes de arco magmático cordilherano e de arco de ilhas, e granitos colisionais (2,14 e 2,07 Ga). Os metabasitos podem ser agrupados em duas suítes. Uma delas tem tendência alcalina e é típica de ambiente intraplaca (ca. 1,7 Ga), enquanto a outra, mais heterogênea, é formada por rochas toleíticas com assinaturas típicas de ambientes convergentes, que variam de E-MORB a toleitos de arco (2,4 Ga).

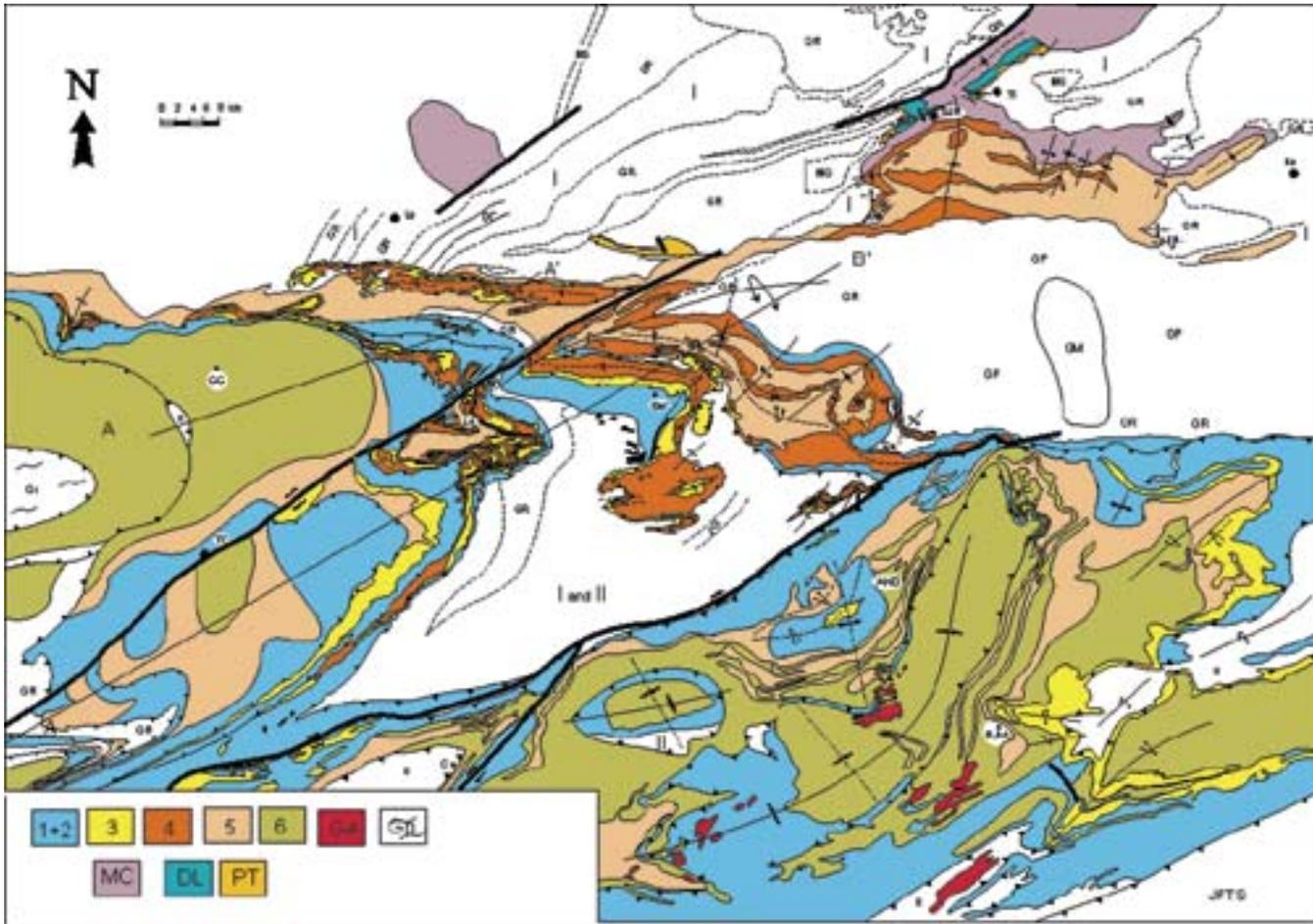


Fig. 8- Mapa Geológico da Extremidade Sul do Orógeno Brasília (modificado de Trouw *et al.* , 2000 e Ribeiro *et al.* , 2003). Legenda: Megasequência Andrelândia: Seqüência Carrancas (1-4) 1+2 - paragneisse com intercalações de anfibolito, quartzito e xisto, 3 - mica verde quartzito, 4 - filito/xisto cinzento, com quartzitos subordinados; Seqüência Rio do Turvo (5-6) 5 - biotita filito/xisto fino, 6 - biotita xisto/gnaiss com intercalações de anfibolito, quartzito, gondito e rochas cálcio-silicáticas; ga - granitos anatéticos; gn - Nappe Guaxupé; mc - Megasequência Carandaí: Seqüências Barroso e Prados; dl - delta do Lenheiro: Seqüência Lenheiro; pt - plataforma Tiradentes: Seqüências Tiradentes, São José e Tejuco. Associações do embasamento pré-1,7 Ga: I - Faixas *Greenstone*; II - Complexo Gnáissico, Gr - Granitóides, Mg - Metagabro, Ms - Supergrupo Minas, Dc - Diorito Capivari, Gp - Gnaiss Piedade, Gm - Gnaiss Sienítico Matola

- Geologic Map of the Southern tip of the Brasília Orogen (modified from Trouw *et al.* , 2000 and Ribeiro *et al.* , 2003). Legend: Andrelândia Megasequence (1-6): Carrancas Sequence (1-4) 1+2 - paragneiss with amphibolite, quartzite and schist, 3 - green mica quartzite, 4 - gray filite/schist with minor quartzite; Rio do Turvo Sequence (5-6) 5 - plagioclase biotite filite/fine-grained schist, 6 - biotite schist/gneiss with amphibolite, quartzite, gondite and calc-silicate rocks; ga - anatectic granites; gn - Guaxupé Nappe; mc - Carandaí Megasequence: Barroso and Prados Sequences; dl - Lenheiro delta: Lenheiro Sequence; pt - Tiradentes platform (Tiradentes, São José and Tejuco Sequences). Basement associations: I - Greenstone belts; II - Gneissic Complexes, Gr - Granitoids, Mg - Metagabbro, Ms - Minas Supergroup, Dc - Capivari Diorite, Gp - Piedade Gneiss, Gm - Matola Syenitic Gneiss

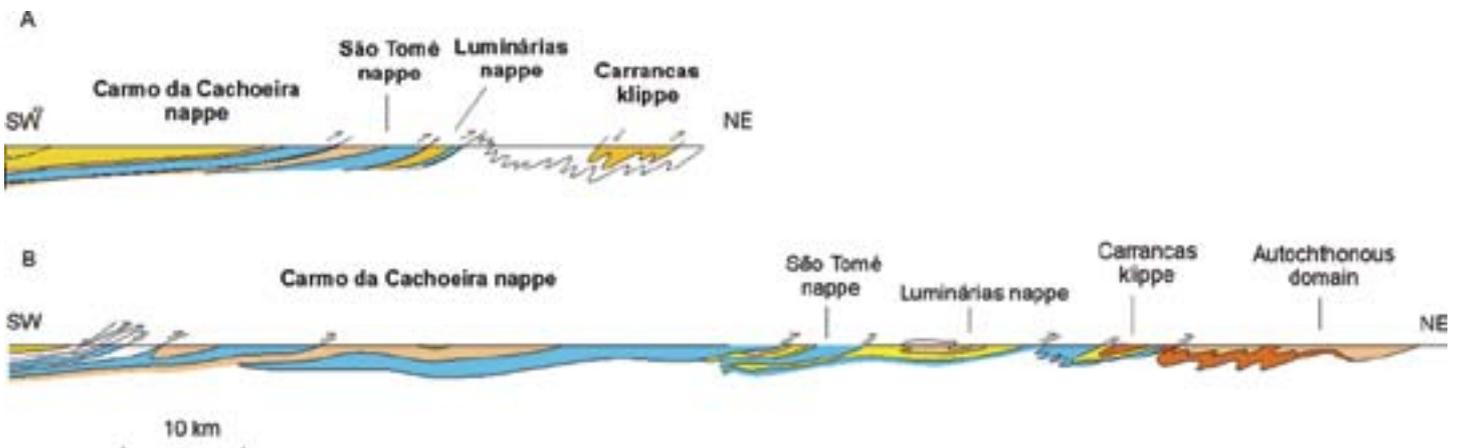


Fig. 9- Perfis estruturais transversais à extremidade sul do Orógeno Brasília

- Structural sections across the southern Brasília Belt

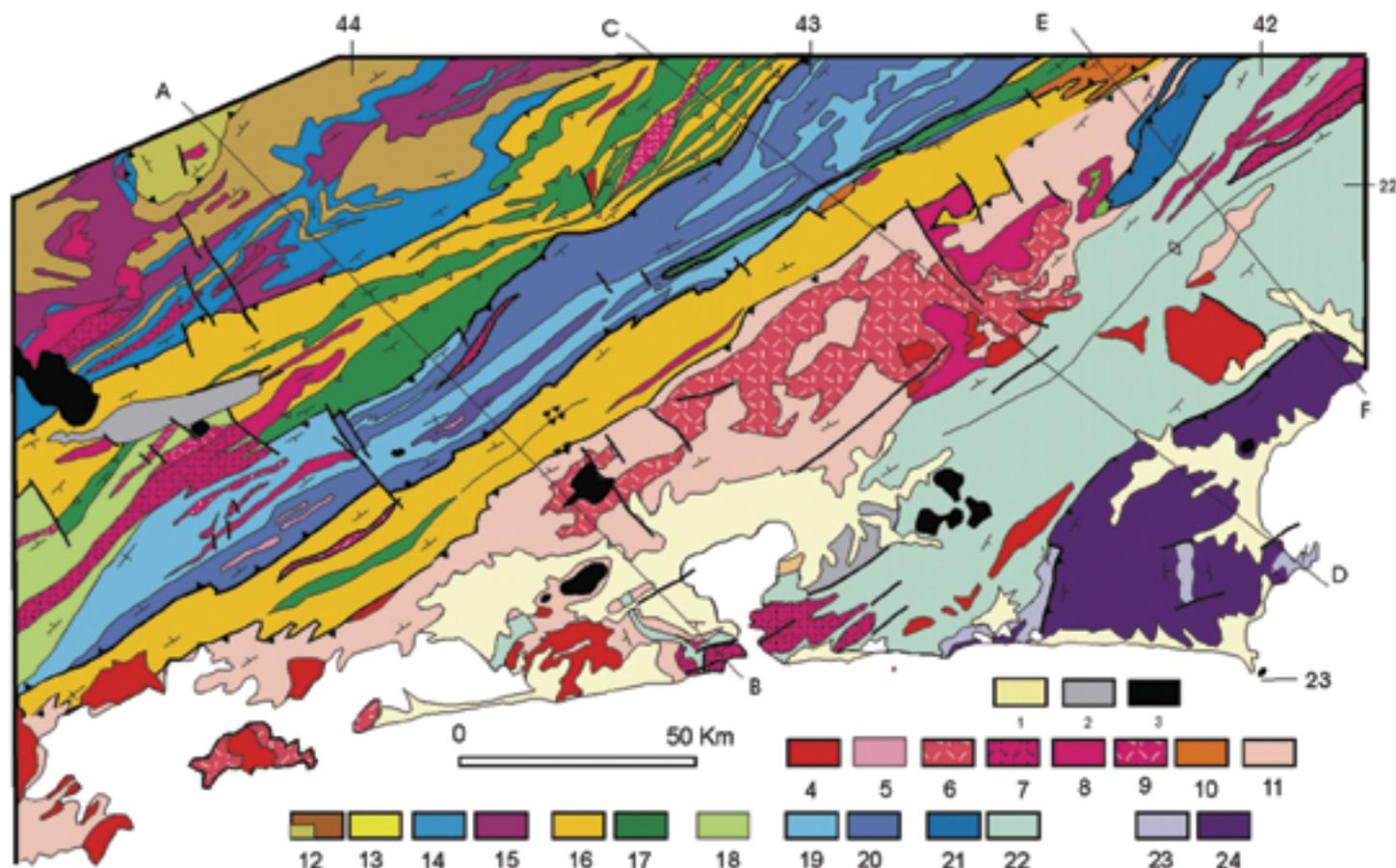


Fig. 10- Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira, extraído de Heilbron *et al* , 2004. Legenda 1-Sedimentos quaternários, 2-Sedimentos terciários, 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias, 4-Granitóide Brasilianos sin a pós-colisionais (4-9)- 4-Biotita granitos pós-colisionais (510-480 Ma, G₅), 5-Granitos contemporâneos às ZCs D3 (535-520 Ma, G₄), 6-granitos e charnockitos tardi-colisionais (ca. 560 Ma, G₃); 7-Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos e charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma, G₂); granitóides com idade indeterminada (9-10): 9-Hornblenda granito gnaiss; 10-Suítas Anta e São Primo; 11-Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do Turvo; 14-Sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19-Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Orinetal (21-22): 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região dos Lagos

- Geological map of the Ribeira belt, compiled from Heilbron *et al* ., (2004). Legend: 1-Quaternary cover; 2-Tertiary rift basins; 3-K-T alkaline rocks; 4-syn-to post-collisional Brasiliano granitoids (4-9)- 4-post-collisional biotite granite (510-480 Ma, G₅), 5-syn- D3 granitoids (535-520 Ma, G₄), 6-late-collisional granites and charnockites (ca. 560 Ma, G₃); 7-Porphyritic syn-collisional granites (590-560 Ma); 8-syn-collisional leucogranites and S-type to hybrid charnockites (ca. 580 Ma, G₂); granitoids of undetermined age (9-10): 9-Hornblende granite; 10- Anta and São Primo suites; 11-Rio Negro magmatic arc (790-620 Ma, G₁-precollisional); Occidental terrane (12-17): Andrelândia megasequence (12-14): 12-Rio do Turvo sequence (high P granulite facies); 13-Rio do Turvo Sequence; 14-Carrancas Sequence; 15- Mantiqueira complex; 16-Distal facies of the Andrelândia megasequence in the Juiz de Fora domain; 17-Juiz de Fora Complex; 18-Embu Complex; Paraíba do Sul Terrane (19-20): 19-Paraíba do Sul group; 20-Quirino complex; Oriental terrane (21-22): 21-Italva succession; 22- Costeiro succession; Cabo Frio terrane (23-24): 23-Búzios and Palmital succession; 24-Região dos Lagos complex

Dados isotópicos Sm-Nd sugerem contribuição juvenil para as rochas cálcio-alcalinas (T_{DM} : 2,22 - 2,13 Ga). Entretanto, Silva *et al.* (2002b) obtiveram uma idade arqueana para ortogranulitos fêlsicos deste complexo, situados nas proximidades de Juiz de Fora (Fig. 10 e 11).

e) Hornblenda ortognaisses paleoproterozóicos denominados de complexos Quirino e Região dos Lagos ocorrem nos terrenos Paraíba do Sul e Cabo Frio, respectivamente (Fig. 10 e 11). O Complexo Quirino (2,19 e 2,17 Ga) com-

prende granitóides tonalítico-granodioríticos com enclaves de rochas meta-ultramáficas, metamáficas e cálcio-silicáticas (ricas em tremolita). O Complexo Região dos Lagos (ca. 1,9 Ga) compreende ortognaisses tonalíticos a graníticos, com enclaves dioríticos e muitas lentes decamétricas de anfibolitos (diques básicos desmembrados). Idades-modelo Sm-Nd sugerem tanto refusão de crosta arqueana como acreção juvenil no Paleoproterozóico.

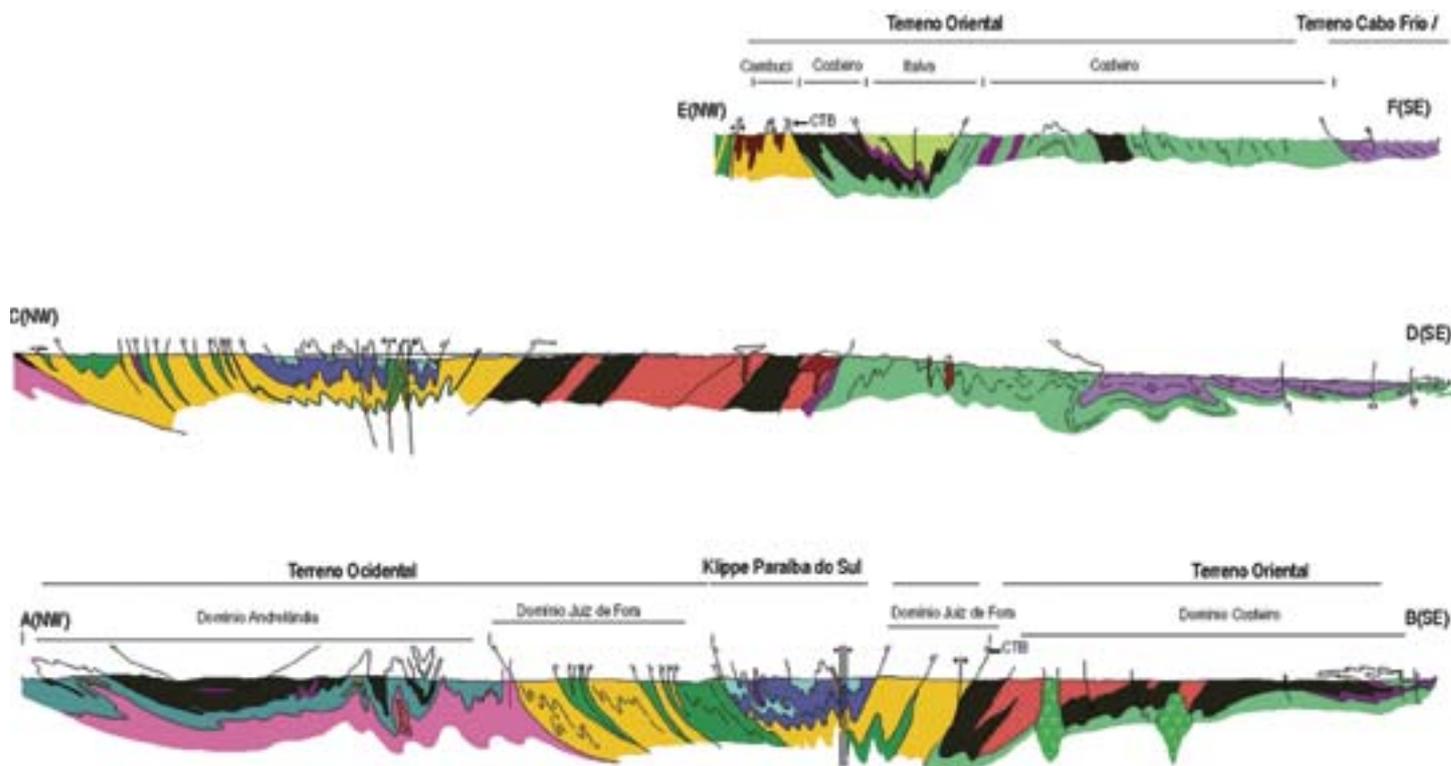


Fig. 11- Perfis estruturais transversais ao Orógeno Ribeira, compilado de Heilbron *et al.* (2004). Legenda como na Figura 10

- Structural sections of Ribeira belt, compiled from Heilbron *et al.*(2004). Legend as Figure 10

Sucessões Intracontinentais Paleoproterozóicas a Mesoproterozóicas e Magmatismo Associado

Sobre o embasamento da região paleocontinental do São Francisco desenvolveram-se, no final do Paleoproterozóico e durante o Mesoproterozóico, duas bacias intracontinentais denominadas por Ribeiro *et al.* (1995) de bacias São João del Rei e Carandaí. O baixo grau de deformação e metamorfismo permitiu a preservação da maior parte das feições sedimentares primárias.

Megassequência São João del Rei

A Bacia São João del Rei foi preenchida pela megassequência homônima, redefinida a partir do Grupo São João del Rei de Ebert (1958). Compreende uma sucessão quartzítica, com cerca de 1000 m de espessura, que aflora nas Serras de São José, Tiradentes e Lenheiro, na região de São João del Rei (Fig. 8, 9 e 12). Discordâncias internas permitem separar, da base para o topo, quatro seqüências deposicionais: Tiradentes, São José, Tejuco e Lenheiro. As três primeiras têm cerca de 150 m de espessura, a última 500 m, e foram estudadas detalhadamente por Andreis *et al.* (1989) e Ribeiro *et al.* (1995; 2003). Com base na associação e sucessão de litofácies, estes autores sugeriram a seguinte evolução paleoambiental: ambiente de plataforma rasa; ambiente plataforma rasa dominada por ação de marés, progradação de um sistema lagunar com planície de maré sobre fácies de submaré e finalmente, ambiente deltáico do tipo entrelaçado.

Idades U-Pb de zircões detríticos da Sequência Lenheiro indicam predomínio de fontes paleoproterozoicas (ca. 2,2 a 1,8 Ga) com contribuição arqueana subordinada (ca. 2,9 a 2,5). A idade do zircão mais jovem (ca. 1,8 Ga) limita a idade máxima de deposição (Valladares *et al.*, 2004). A Megassequência São

João del Rei vem sendo correlacionada ao Supergrupo Espinhaço que aflora na borda leste do Craton do São Francisco.

Megassequência Carandaí

A Megassequência São João del Rei é cortada por diques básicos com tendência alcalina que evidenciam reativação tectônica na região. Desenvolveu-se então a Bacia Carandaí (Ribeiro *et al.*, 1995, 2003), preenchida pela megassequência homônima que ocorre em discordância sobre a Megassequência São João Del Rei ou sobre o embasamento. Inclui duas seqüências separadas por uma superfície paleo-cárstica: Barroso, inferior e rica em calcário; e Prados, superior, pelítica. A Sequência Barroso compreende metadiamicritos interpretados como depósitos de fluxos de detritos em borda de bacia, durante trato de sistema transgressivo; os filitos que os recobrem, como pelitos de seção condensada gerados no período de inundação máxima; e os calcários representariam uma plataforma ou rampa carbonática gerada num trato de sistema de mar alto. A Sequência Prados, constituída por metapelitos, registra o afogamento da plataforma carbonática da Sequência Barroso (Fig. 8 e 12). Não existem dados geocronológicos precisos para a Bacia Carandaí. Entretanto, idades-modelo Sm-Nd entre 1,7 e 1,3 Ga, obtidas para os diques básicos acima mencionados, sugerem um limite máximo para a idade da sedimentação.

Sucessões Neoproterozóicas: As Bacias Precursoras do Orógeno Ribeira

A maior parte das associações metassedimentares neoproterozóicas do Orógeno Ribeira, bem como da extremidade sul do Orógeno Brasília, representam depósitos sedimentares de margem passiva. Entretanto, na porção interna do Orógeno

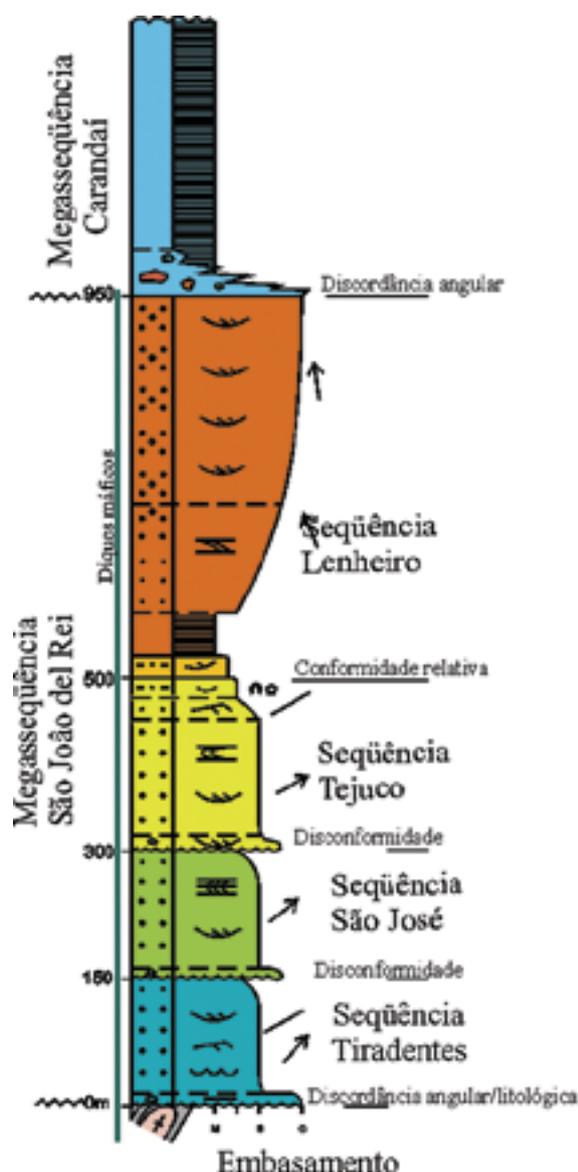


Figura 12- Organização estratigráfica das megassequências São João del Rei e Carandaí, segundo Ribeiro *et al.* (1995; 2003)

- Stratigraphic organization of the São João del Rei and Carandaí Megasequences, according to Ribeiro *et al.* (1995;2003)

Ribeira e nas Nappes Superiores do Orógeno Brasília (terrenos Oriental e Cabo Frio, e Nappe Socorro-Guaxupé) existem seqüências que parecem ter sido depositadas durante a Orogênese Brasileira, em bacias de ante-arco e retro-arco.

Na região adjacente ao Cráton do São Francisco, a sedimentação neoproterozóica é caracterizada pela Megassequência Andrelândia, mas nos terrenos mais internos do Orógeno Ribeira, a marcante aloctonia e elevado grau metamórfico dificultam a reconstituição de seqüências deposicionais. Assim, optamos por descrever separadamente as diferentes sucessões metassedimentares neoproterozóicas que afloram nos terrenos Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio (Fig. 10 e 11).

Megassequência Andrelândia-Itapira

A Megassequência Andrelândia, redefinida a partir do Grupo Andrelândia de Ebert (1958), é representada por diversas sucessões metassedimentares associadas a rochas metaígneas máficas. Na região sudoeste do Estado de Minas Gerais e na fronteira com o Estado de São Paulo esta

megassequência foi denominada de Grupo Itapira.

A Megassequência Andrelândia ocorre em todos os domínios que integram o Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira, a sul e sudeste do Cráton do São Francisco (domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora), bem como nos terrenos alóctones (nappes) que ocorrem na porção sul do Orógeno Brasília, a sudoeste do Cráton do São Francisco. Na base de algumas nappes do Orógeno Brasília, sempre próximo às falhas de empurrão basais, ocorrem corpos de rochas meta-ultramáficas e retro-eclogitos.

Esta megassequência foi estudada por Paciullo (1997), Paciullo *et al.* (2000), Ribeiro *et al.* (1995; 2003), Campos Neto (2000) e Heilbron *et al.* (2000). Dados isotópicos e geoquímicos foram publicados em Machado *et al.* (1996), Heilbron *et al.* (1989), Gonçalves & Figueiredo (1992), Valladares *et al.* (2001; 2004) e Valeriano *et al.* (2004).

A Megassequência Andrelândia subdivide-se em duas seqüências que gradam lateralmente para sucessões distais semelhantes, com intercalações de fácies pelágicas (Fig. 8, 9 e 13), descritas adiante:

a) A Seqüência Carrancas que inclui, da base para o topo, paragneisses bandados com intercalações de anfibolitos; paragneisses bandados com intercalações de anfibolitos, quartzitos e filitos cinzentos; quartzitos e intercalações delgadas de xistos, ambos ricos em muscovita esverdeada; e filitos e xistos cinzentos com intercalações quartzíticas.

b) A Seqüência Serra do Turvo que recobre as unidades da Seqüência Carrancas, bem como da Megassequência Carandaí e do embasamento. Compreende clorita-biotita-filitos e plagioclásio biotita xisto/gnaiss de granulção fina a média e sem bandamento, com fragmentos isolados de granitóides do embasamento; biotita xisto a gnaiss, de granulometria grossa, com intercalações de anfibolito, gondito, quartzito e rochas cálcio-silicáticas

A interpretação paleoambiental indica deposição em bacia de margem passiva, com fácies plataformais e distais. A ocorrência de seixos pingados na região de Arantina e a relação entre as unidades da Seqüência Rio do Turvo sugerem influência de glaciação (Paciullo *et al.*, 2000). Entretanto, dados isotópicos de Sr e Nd do plagioclásio gnaiss desta seqüência indicam contribuição juvenil, que tanto pode ter sido gerada por magmatismo intrabacinal, como por contribuição de arco magmático neoproterozóico (Campos Neto, 2000). Desta forma, a deposição de fácies do topo da Bacia Andrelândia poderia ser contemporânea aos estágios iniciais da Orogênese Brasileira.

Dados geoquímicos dos anfibolitos intercalados na Megassequência Andrelândia sugerem progressivo afinamento crustal, desde ambiente continental até oceânico transicional a normal. Idades-modelo Sm-Nd entre 1,2 e 1,05 Ga sugerem um limite máximo de idade para a deposição da Megassequência Andrelândia.

Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos de quartzitos da Seqüência Carrancas no Domínio Autóctone e na porção externa do Orógeno Brasília, indicam fontes essencialmente paleoproterozóicas, mas subordinadamente arqueanas e mesoproterozóicas. A idade do zircão mais novo (ca. 670 Ma, Valeriano *et al.*, 2004) é a melhor estimativa, até o momento, para a idade máxima de deposição da Megassequência Andrelândia. As idades de metamorfismo nos orógenos Brasília (630-580 Ma) e Ribeira (605-560 Ma) balizam a idade mínima da sedimentação Andrelândia.

Unidades Metassedimentares dos Terrenos Paraíba do Sul e Oriental

A cobertura metassedimentar que aflora nos terrenos Paraíba do Sul e Oriental compreende uma sucessão de rochas metapelíticas e metapsamíticas, rica em intercalações

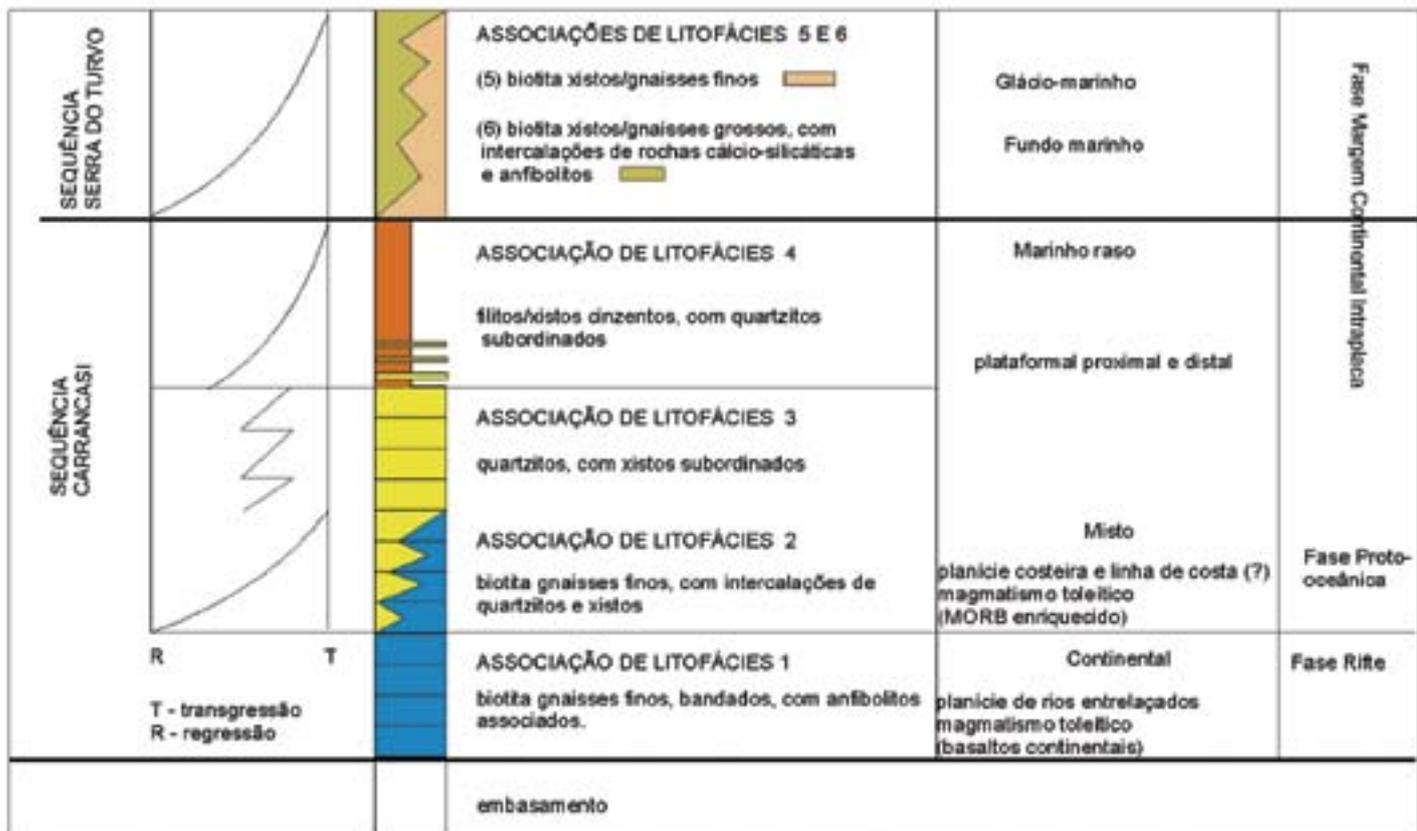


Fig. 13- Interpretação da organização estratigráfica da Megassequência Andrelândia (segundo Paciullo, 1997)

- Stratigraphic organization of the Andrelândia Megasequence (Paciullo, 1977)

carbonáticas e cálcio-silicáticas (Fig. 10 e 11).

No Terreno Paraíba do Sul, a sucessão metassedimentar compreende duas unidades: biotita gnaisses psamíticos e sillimanita-biotita gnaisses pelíticos (Fig. 10 e 11). Granada e turmalina são minerais frequentes, atingindo maior proporção nos gnaisses pelíticos. Estas duas unidades ocorrem intercaladas em todas as escalas de observação, definindo um bandamento composicional conspicuo. Lentes centimétricas a métricas de rochas cálcio-silicáticas, sillimanita-quartzo xisto, gondito e mármore impuro ocorrem, principalmente, nos gnaisses pelíticos.

Nos três domínios estruturais do Terreno Oriental ocorrem sucessões metassedimentares distintas. Estas unidades já receberam muitas denominações locais, bem como foram também atribuídas ao Grupo Paraíba do Sul por muitos autores, uma vez que originalmente foram denominadas de Grupo Paraíba-Desengano por Rosier (1957, 1965) ou de Série Paraíba por Ebert (1957, 1958, 1968). Assim, estas unidades serão descritas separadamente abaixo.

No Domínio Cambuci ocorrem granada-biotita gnaisses migmatíticos com lentes de olivina mármore dolomítico e rochas cálcio-silicáticas. Lentes de rochas básicas, transformadas em granada diopsídio granulitos são frequentes. Estas rochas encontram-se muitas vezes como restitos dentro de leucognaisse e charnockito. Dados U-Pb de zircão sugerem derivação tanto a partir do embasamento como do arco magmático neoproterozóico (Heilbron e Machado, 2003).

No Domínio Costeiro predominam gnaisses peraluminosos (kinzigíticos), ricos em granada e sillimanita, localmente com cordierita. Esta sucessão possui muitas intercalações decamétricas de quartzitos impuros, biotita gnaisses bandados, rochas cálcio-silicáticas e anfibólitos. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detriticos dos quartzitos indicam fontes arqueanas, paleoproterozóicas e meso-neoproterozóicas

(Valladares *et al.*, 2001).

A sucessão metassedimentar do Domínio Itava inclui biotita gnaisses bandados, mármore calcítico, anfibólitos e anfibólitos xistos. O metamorfismo é de fácies anfibólito e a sucessão metavulcano-sedimentar sugere ambiente plataformal, com magmatismo basáltico contemporâneo. A idade U-Pb de 840 Ma obtida para anfibólitos intercalados nos mármore é a melhor estimativa da idade de deposição desta sucessão (Heilbron e Machado, 2003).

Alguns autores sugerem que as sucessões de cobertura do Terreno Oriental podem representar bacia de margem passiva, rica em sedimentação carbonática, de um (micro)continente (Terreno Oriental ou Microplaca Serra do Mar) que não fazia parte da Placa São Francisco-Congo. Estas sucessões foram invadidas por rochas do arco magmático neoproterozóico, indicando a passagem de uma fase de margem passiva para margem ativa, relacionada com o início do processo de subdução (Heilbron e Machado, 2003).

Associação Metassedimentar Búzios-Palmital

A Sucessão Búzios (Heilbron *et al.*, 1982) é constituída por metassedimentos aluminosos (sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses) com frequentes intercalações de camadas de rochas cálcio-silicáticas e corpos de anfibólitos (Fig. 10 e 11). Intercalações subordinadas de granada-quartzo gnaisses e quartzitos feldspáticos também foram mapeadas. Os metassedimentos aluminosos são granada gnaisses, médios a grossos, cuja característica marcante é a presença de cianita e sillimanita, além de feldspato potássico.

As intercalações anfibolíticas apresentam granada anfibólitos, diopsídio anfibólitos, titanita anfibólitos e meta-hornblenditos. As rochas cálcio-silicáticas (granada-clinopiroxênio gnaisses e diopsídio gnaisses) ocorrem como camadas centimé-

tricas boudinadas, boudins isolados e como uma camada decamétrica na região da Praia Brava e Enseada do Forno, em Búzios.

A Sucessão Palmital é constituída predominantemente por sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações de rochas cálcio-silicáticas e granada quartzitos.

Schmitt *et al.* (2003) reportaram idades U-Pb (SHRIMP) de zircões detriticos da Sucessão Palmital, que indicam fontes arquenias (*ca.* 2,5 Ga), paleoproterozóicas (*ca.* 2,0 Ga) e possivelmente neoproterozóicas (*ca.* 1,0 Ga e 800-600 Ma). A posição geográfica destas seqüências, sua constituição litológica (meta-pelitos, meta-carbonatos e metabasaltos), bem como os dados geocronológicos sugerem deposição em bacia retro-arco neoproterozóica, relacionada ao Arco Magmático Rio Negro (Heilbron e Machado, 2003).

Estágios Orogênicos

O segmento central da Província Mantiqueira registra claramente o diacronismo de diferentes etapas da Orogênese Brasileira, tanto no Orógeno Ribeira quanto na extremidade sul do Orógeno Brasília (Campos-Neto e Figueiredo, 1995; Campos-Neto, 2000; Trouw *et al.*, 2000). Este diacronismo resulta da interação, em épocas distintas, de outro(s) continente(s) e/ou micro-continente(s) (Parapanema ou Paraná, Oriental ou Serra do Mar, Cabo Frio) e/ou arco(s) de ilhas com a Placa São Francisco-Congo. Em ambos os orógenos, a subducção de litosfera oceânica resultou na geração de arcos magmáticos cordilheranos. Os estágios colisionais, principais responsáveis pela deformação, metamorfismo e geração de granitóides crustais, foram marcadamente diacrônicos. O estágio colisional na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 630 Ma (Colisão I), mas no Orógeno Ribeira situa-se entre 580 e 560 Ma (Colisão II). Os efeitos da Colisão II atingiram o recém-estruturado Orógeno Brasília, resultando na complexa Zona de Interferência entre os dois orógenos, materializada na região sul/sudoeste do Estado de Minas Gerais (Fig. 6). O Orógeno Ribeira registra ainda uma colisão tardia em 520-510 Ma (Colisão III), no Terreno Cabo Frio.

Os diferentes estágios orogenéticos brasileiros são descritos resumidamente adiante, com base nos seguintes trabalhos: Heilbron *et al.*, 1982; 2000; 2003; Machado *et al.*, 1996; Trouw *et al.*, 2000; Campos-Neto & Caby, 2000; Campos-Neto, 2000; Janasi *et al.*, 2002; 2003; Cordani *et al.*, 2002; Heilbron & Machado, 2003; Valeriano *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2002a; 2002b; e Schmitt, 2000.

Fechamento do Oceano Goianides e a construção da extremidade meridional do Orógeno Brasília.

Estágio Pré-colisional e a geração de arcos magmáticos (650-640 Ma)

Os produtos deste arco magmático estão preservados desde segmentos profundos de crosta continental, na Nappe Socorro-Guaxupé, até a crosta superior do Domínio Apiaí-São Roque, onde as intrusões do arco se alojam em uma plataforma carbonática neoproterozóica (Campos Neto, 2000, Fig. 14). Entretanto, como os terrenos São Roque e Acungui são separados do Terreno Socorro por zonas de cisalhamento subverticais, as correlações regionais entre eles ainda são muito especulativas. Desta forma, os Terrenos Apiaí-São Roque e Embú, serão descritos no item seguinte

O embasamento da Bacia do Paraná, recuperado em sondagens profundas, possui registro isotópico K-Ar da estrutura térmica brasileira (Ediacarano) nas margens de um núcleo paleoproterozóico (Cordani *et al.*, 1984; Milani, 1977; Milani *et al.*, 2000; Quintas, 1995). Sua forma e constituição, reveladas pela gravimetria (Marangoni, 1994) e pelas variações nas velocidades das ondas P e S (VanDecar *et al.*,

1995), fazem deste embasamento um fragmento de antiga placa litosférica, independente das placas São Francisco-Congo e Amazonas (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos-Neto, 2000): a Placa Parapanema. Neste contexto, os Terrenos Apiaí/São Roque e Guaxupé correspondem à margem leste-sudeste desta placa, onde ocorreu expressivo plutonismo cálcio-alcalino de arco no Neoproterozóico III.

Nappe Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro-Guaxupé é uma espessa lasca (*ca.* 15 km) neoproterozóica, organizada em uma pilha alóctone de três unidades que correspondem a níveis distintos da crosta continental: a Unidade Granulítica Inferior, a Unidade Diatexítica Intermediária e a Unidade Migmatítica Superior (Campos Neto e Caby, 2000). A estrutura alóctone encontra-se segmentada em dois lobos, Guaxupé a norte e Socorro a sul, separados por rampas laterais de alto ângulo (Fig. 6, 14 e 15).

A Unidade Granulítica Inferior (Fig. 14 e 15) consiste de granada-biotita-ortopiroxênio granulitos bandados, de composição enderbítica a charno-enderbítica, com intercalações locais de gnaisses gabro-noríticos. Os granulitos de composição intermediária são cálcio-alcalinos, empobrecidos em K e Rb, mas os granulitos máficos exibem assinatura toleítica. Ortognaisses tonalito-granodioríticos migmatizados ocorrem em faixas descontínuas no topo desta unidade. Os ortogranulitos basais não se distinguem claramente, em sua assinatura geoquímica, das rochas presentes nos batólitos cálcio-alcalinos potássicos mais jovens. Têm sido considerados produtos da tectônica convergente pré-colisional. As idades U-Pb obtidas até o momento (655-640 Ma; Basei *et al.*, 1995; Ebert *et al.*, 1996; Hachspacher *et al.*, 2004) indicam que esse magmatismo ocorreu imediatamente antes do metamorfismo principal, possivelmente como parte de um processo contínuo.

A Unidade Diatexítica Intermediária (Fig. 14 e 15) é constituída por ortognaisses metaluminosos, representados por corpos descontínuos de migmatitos estromáticos envolvidos por nebulito gnaiss cinza a rosado. Os migmatitos têm mesossoma composto de hornblenda-biotita-clinopiroxênio gnaisses, tonalíticos a dioríticos, cinza escuros, recortados por veios de leucossoma tonalítico cinza claro, alternado com melanossoma enriquecido em biotita e hornblenda. As rochas hospedeiras regionais são nebulito gnaisses rosados, com estruturas migmatíticas variadas e composição modal granítica a biotita e mais raramente hornblenda. São rochas leucocráticas, equi a inequigranulares, de granulação média a grossa, em contatos transicionais com corpos irregulares de ortognaisses porfiríticos. Rochas metassedimentares ocorrem como estreitas faixas de gnaisses kinzigíticos (a espinélio, sillimanita, cordierita e granada), ou como xenólitos de granada-diopsídio-escapolita gnaisses calciosilicáticos. Essa unidade recebe denominações regionais de Complexo Pinhal (Wenick & Penalva, 1980) e Complexo Paraisópolis (Cavalcante *et al.*, 1979), nos lobos Guaxupé e Socorro, respectivamente.

A Unidade Migmatítica Superior (Fig. 14 e 15, Complexo Piracaia; Campos Neto & Basei, 1983) consiste de uma seqüência metassedimentar submetida a anatexia de intensidade decrescente em direção ao topo estrutural da nappe. Predominam (cordierita)-sillimanita-granada-biotita gnaisses bandados, com leucossomas estromáticos graníticos localmente granatíferos. Intercalam-se, subordinadamente, sillimanita-muscovita quartzitos feldspáticos e gnaisses quartzosos, gnaisses cálcio-silicáticos, rochas metabásicas, hornblenda gnaisses e raras e delgadas lentes de mármore. Ortognaisses cinza de composição tonalítica a granítica, recortados por leucossoma estromático, configuram corpos mapeáveis no interior da pilha metassedimentar.

O padrão de idades-modelo Sm-Nd registra, no domínio

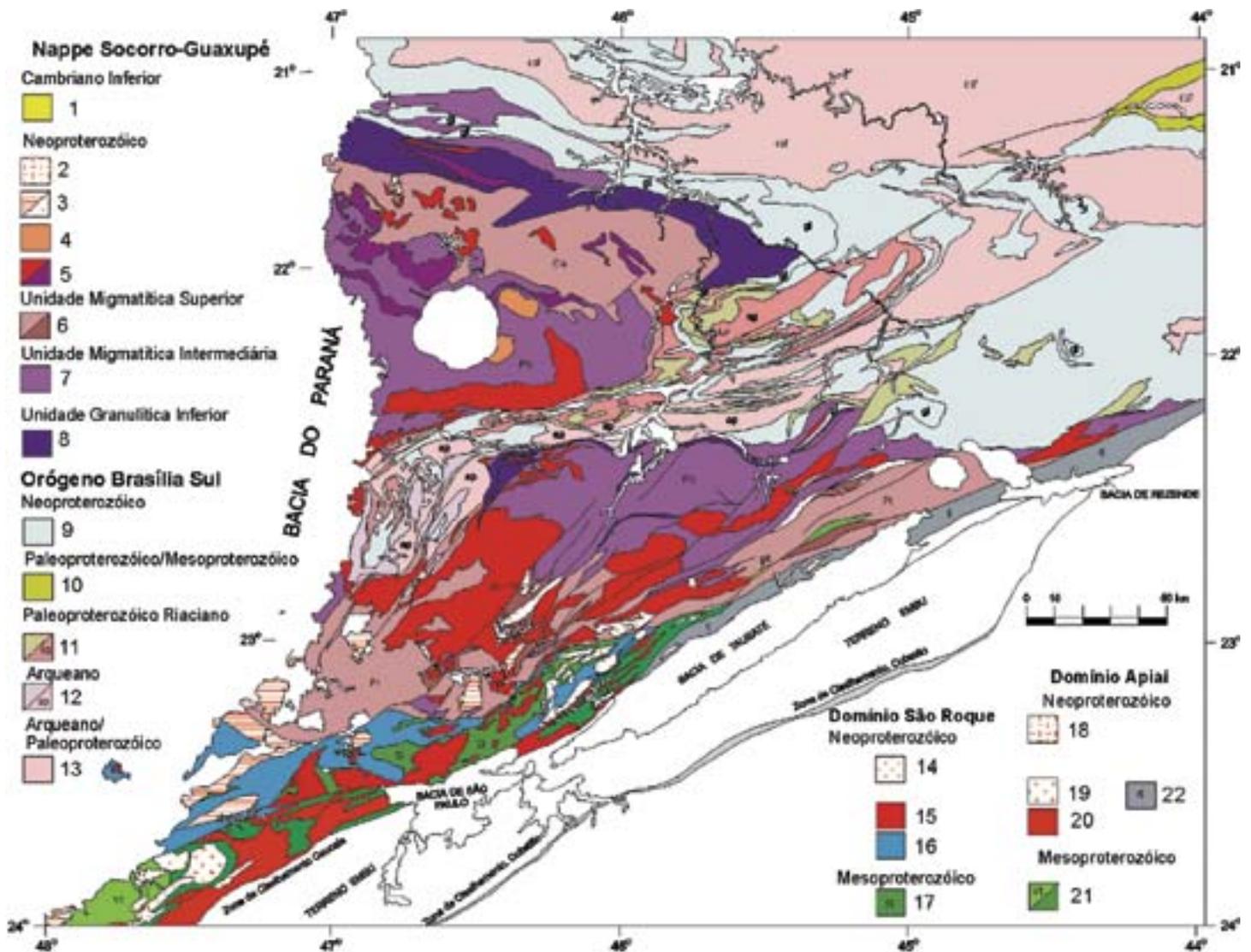


Fig. 14- Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque. Legenda: Nappe Socorro Guaxupé (1- 8) 1-Fm. Pico do Itapeva (pit) e correlatas no Domínio Andrelândia (e-Fm Eleutério, pa-Fm Pouso Alegre); 2- Granitos tipo-A aluminosos; 3-Província granítica Itu (cálcio-alcálica/A-aluminosa Série jotunito-mangerito (m) e granitos 585-590 Ma); 4-Sienitos Capitua e Pedra Branca (ca. 610 Ma); 5- Hbl-Bt ortognaisses cálcio-alcálicos porfirítico-porfiróclásticos, Grt-Bt granitos (np) e ortognaisses Mangerito-graníticos (620-630 Ma); 6- Gnaisses e migmatitos estromáticos com mesossoma metassedimentar, Complexos Piracaia (Pi) e Caconde (Ca).Ortognaisses tonalito-granodiorito-graníticos (640-655 Ma). 7- Gnaisses diatexiticos de composição granítica metaluminosa. Complexos Pinhal (Ph) e Paraisópolis (Pa); 8- Granada granulitos básicos e enderbitos gnáissicos; Orógeno Brasília Sul e CSF (9- 13) 9- Sequências metassedimentares em sistema de nappes, (gl) Nappes de granulitos a cianita; 10- Grupo São João Del Rei e Fm. Tiradentes (t); 11- Ortognaisses tonalito-granodioríticos. Complexo São Gonçalo do Sapucaí (sg); 12- Tonalitos Serra Negra (Neoarqueano) Complexo Amparo (ap - Mesoarqueano); 13- Complexos ortognaissico-migmatíticos, incluindo-se a borda sul do Cráton do São Francisco (csf). Domínio São Roque (14-17): 14- Granitos; 15-Hbl-Bt granitoides porfiríticos, cálcioalcalino potássicos; 16- Grupo SãoRoque; 17- Grupo Serra do Itaberaba; Domínio Apiaí: (18-21): 18- Sienogranitos tipo - A; 19-Ms-Bt granitos e granodioritos; 20- Hbl-Bt granitoides porfiríticos, cálcio-alcálico potássicos; 21- Fm Votuverava (Vt). Micaxistos passando a gnaisses e migmatitos na direção NE; 22- Faixa milonítica Rio Jaguari

- Geological Map of the Socorro-Guaxupé Nappe and São Roque Domain

Socorro Guaxupé nappe (1- 8) 1- Pico do Itapeva Fm (pit) and related formations in the Andrelândia domain (e-Fm Eleutério, pa-Fm Pouso Alegre); 2- aluminous A-type granites; 3- Itu Province (calcalkaline/A-aluminous), jotunito-mangerite series (m) and ca. 585-590 Ma granites; 4-Capitua and Pedra Branca sienites (ca. 610 Ma); 5- porphyritic calcalkaline Hbl-Bt orthogneisses, Grt-Bt granites (np) and mangerite-granite orthogneisses (620-630 Ma); 6- Gneisses and stromatic migmatites (with metasedimentary mesossome) of the Piracaia (Pi) and Caconde (Ca) complex, tonalite-granodiorite-granite orthogneisses (640-655 Ma); 7- foliated granitic metaluminous diatexites of the Pinhal (Ph) and Paraisópolis (Pa) complexes; 8- basic garnet granulites and enderbitos; Brasília orogen and SFC (9- 13) 9- metasedimentary successions at the system of nappes, (gl) Ky-granulitic nappes; 10- São João Del Rei Megassequence and Tiradentes Fm (t); 11- tonalite and granodiorite orthogneisses, São Gonçalo do Sapucaí complex (sg); 12- Serra Negra tonalites (Neoarchean), Amparo complex (ap - Mesoarchean); 13- orthogneisses and migmatites, including the southern tip of SFC. São Roque domain (14-17): 14- Granites; 15- potassic calcalkaline porphyritic Hbl-Bt granites; 16- SãoRoque group; 17- Serra do Itaberaba group; Apiaí domain: (18-21): 18- A-type sienogranites; 19-Ms-Bt granite sand granodiorites; 20- potassic calcalkaline porphyritic Hbl-Bt granites; 21-Votuverava Fm (Vt) and schists that grade to gneisses and migmatites to NE; 22- Rio Jaguari Mylonites

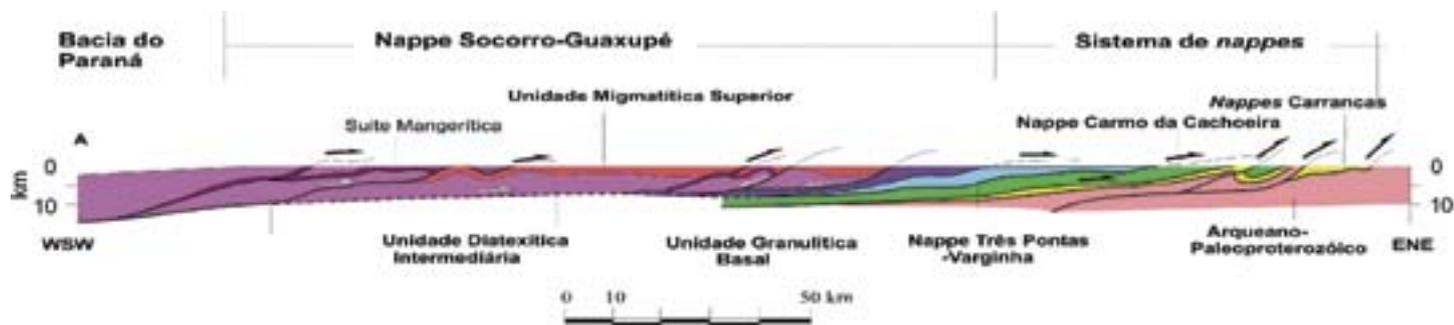


Fig. 15- Perfil estrutural transversal à Nappe Guaxupé

- Structural section of Guaxupé nappe

oriental da nappe, valores entre 1,4 e 1,7 Ga, em contraposição ao domínio ocidental, onde prevalecem valores superiores a 2,0 Ga (Janasi, 2001; 2002). Essas idades indicam mistura de material neoproterozóico juvenil com crosta continental mais antiga, e sugerem que a frente da Nappe Socorro-Guaxupé representa o segmento adelgado da Placa Paranapanema.

Estágio Colisional I ca. 630 -610 Ma

O fechamento do Oceano Goianides resultou na colisão entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco, e estruturou a porção sul do Orógeno Brasília. Este processo deu origem a um complexo sistema de nappes de cavalgamento sub-horizontais que são vergentes para leste e se sobrepõem à borda sul-sudoeste do Cráton do São Francisco (Fig. 6, 8, 9, 14 e 15). A intensa deformação gerou dobras apertadas a isoclinais em escala regional, associadas a forte xistosidade e lineação de estiramento. Lascas do embasamento foram sobrepostas à cobertura metassedimentar. Alguns autores estimam que o encurtamento frontal foi da ordem de 150 km, no mínimo (Fig. 9).

O metamorfismo nas Nappes Inferiores é de pressão relativamente alta, com zoneamento inverso, típico de zonas de subducção exumadas, variando desde a fácies granulito, com cianita e feldspato potássico em rochas pelíticas e restos de retro-eclogito, até a fácies xisto verde baixo no Domínio Autóctone (Fig. 16 e 17). Estimativas de pressão e temperatura máximas são da ordem de 13,5-15 kbar e 800-900°C. O pico metamórfico ocorreu em torno de 630-625 Ma. As idades entre 610 e 605 Ma são relacionadas à exumação das nappes (Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto & Caby, 2000).

Nas Nappes Superiores (Fig. 14 e 15, *e.g.*, Socorro-Guaxupé), o metamorfismo é de alta temperatura e está associado à geração de abundante volume de rochas granitóides. Uma foliação metamórfica de alta temperatura, plano-linear, sub-horizontar, desenvolvida sob condições de deformação não-coaxial com modificação de volume, está presente. Prevalcem os indicadores cinemáticos de cavalgamento com transporte de topo para E-NE. Zonas de cisalhamento simetamórficas, normal-obliquas, com lineações mineral e de estiramento orientadas a NW-SE, ocorrem no lobo Guaxupé. Faixas de cisalhamento lateral-direito são freqüentes no lobo Socorro.

O metamorfismo na Unidade Diatexitica Intermediária (Fig. 14 e 15) atingiu temperatura e pressão máximas de $900 \pm 50^\circ\text{C}$ a $6,5 \pm 2$ kbar (Negri, 2002; Campos-Neto *et al.*, 2004), com trajetória de aquecimento quase-isobárico, também registrada na unidade superior. As temperaturas muito elevadas, alcançadas em porções relativamente rasas da crosta, indicam um forte gradiente termal, em um modelo geotérmico relaxado, análogo aos ambientes de margem ativa com manto astenosférico raso. Condições de alta pressão (*ca.* 850°C a 14 kbar; Del Lama *et al.*, 2000; Campos Neto & Caby, 2000; Freitas, 2000; Garcia & Campos Neto, 2003)

estão, regionalmente, registradas na Unidade Granulítica Basal e indicam cenário tectônico compatível com raiz de arco magmático parcialmente arrastado em zona de subducção. Os dados geocronológicos evidenciam que o metamorfismo de ultra-alta temperatura, principal evento formador de rochas no interior da nappe, ocorreu em 625 ± 5 Ma (Basei *et al.*, 1995; Janasi, 1999; Vlach & Gualda, 2000; Fetter *et al.*, 2001).

Gnaisses migmatíticos e granulitos basais registram o equilíbrio metamórfico, associado ao relaxamento térmico, entre 612 ± 3 e 615 ± 16 Ma (Janasi, 1999; Vlach & Gualda, 2000; Negri, 2002). Como a deformação das rochas plutônicas do estágio de arco ocorreu em estado sólido, admite-se a idade de 615 ± 4 Ma para o principal período de transporte da nappe, responsável pelo encurtamento orogênico e espessamento crustal em regime de colisão continental (entre as placas Paranapanema e São Francisco-Congo).

O magmatismo neoproterozóico resultou de extensiva reciclagem, refletida na geração de grande volume de granitos crustais ao longo de toda a seção da nappe Socorro-Guaxupé (Fig. 14). Temperaturas próximas a 1000°C foram alcançadas, em torno de 625 Ma, nas porções mais profundas da Nappe Socorro-Guaxupé (~ 14 kbar), provocando fusão de granulitos empobrecidos e geração de magmas charnockíticos (Janasi, 2002). Idade similar tem sido obtida para granitos crustais gerados à temperatura de quebra da biotita ($\sim 850^\circ\text{C}$) por refusão de ortognaisses na crosta média (biotita granitos anatóticos tipo Pinhal) e à temperatura de quebra da muscovita ($\sim 750^\circ\text{C}$), por refusão de paragnaisses (ou misturas entre paragnaisses e seu embasamento) em níveis mais rasos (granada-biotita granitos tipo Nazaré Paulista, sul do lobo Socorro; Janasi, 1999). Na Nappe Socorro-Guaxupé, Janasi (2002) subdividiu este magmatismo em suíte mangerítica (*ca.* 630-625 Ma), suíte cálcio-alcálica de alto K (*ca.* 625-620 Ma), granitos anatóticos (*ca.* 625 Ma).

Os granitos cálcio-alcálicos potássicos (com espectro composicional amplo, de monzodiorito até sienogranito), que constituem o principal volume dos extensos batólitos Socorro e Pinhal-Ipuiúna, têm idade de *ca.* 625 Ma (Topfner, 1996; Janasi, dados inéditos), configurando um pico térmico bem definido e aparentemente de curta duração para todo o terreno. A contribuição de magmas provenientes do manto é evidenciada pela presença de diversos pequenos corpos de composição máfica a intermediária presentes nesse batólitos, eles próprios dominados por granitos com alto índice de cor e de origem híbrida (Wernick, 1984; Janasi & Ulbrich, 1991). Esse elevado fluxo térmico deve ter sido provocado pelo *underplating* de expressivos volumes de magma básico que, em regime compressivo, ficaram retidos na base da crosta continental e com ela interagiram, adquirindo as assinaturas isotópicas "evoluídas" observadas mesmo nos corpos máficos (Janasi, 2002).

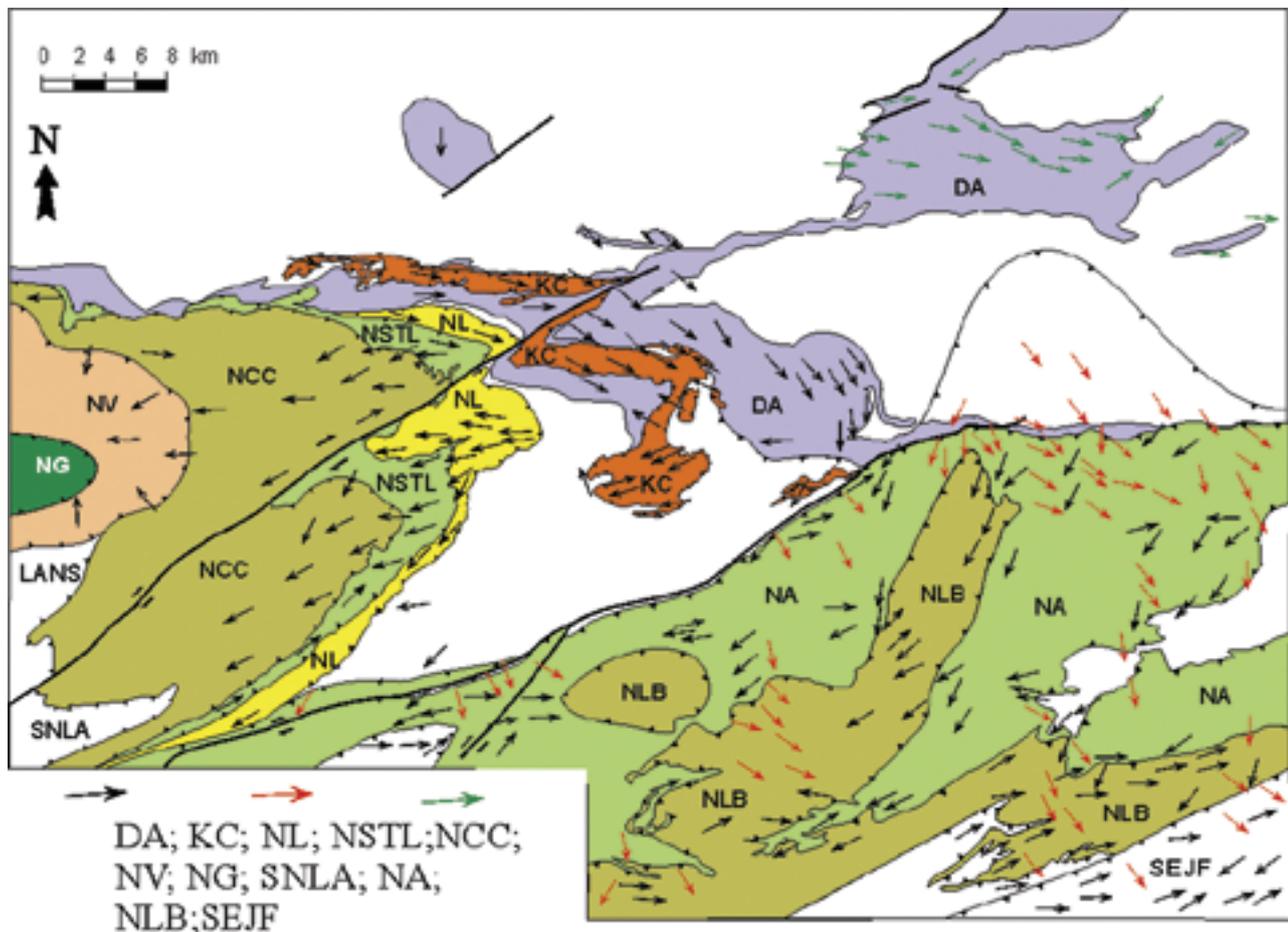


Fig. 16- Mapa estrutural simplificado da extremidade sul do Orógeno Brasília, com a discriminação das nappes. Legenda : Nappes Superiores de alta T: NG- Guaxupé; Nappes Inferiores de alta a média P: NV- Varginha, NLB- Liberdade; NCC- Carmo da Cachoeira NA- Andrelândia; NSTL-São Tomé das Letras; NL- Luminárias; KC - klippe Carrancas; DA - domínio autóctone. SEJF - sistema de empurrões Juiz de Fora do Orógeno Ribeira.

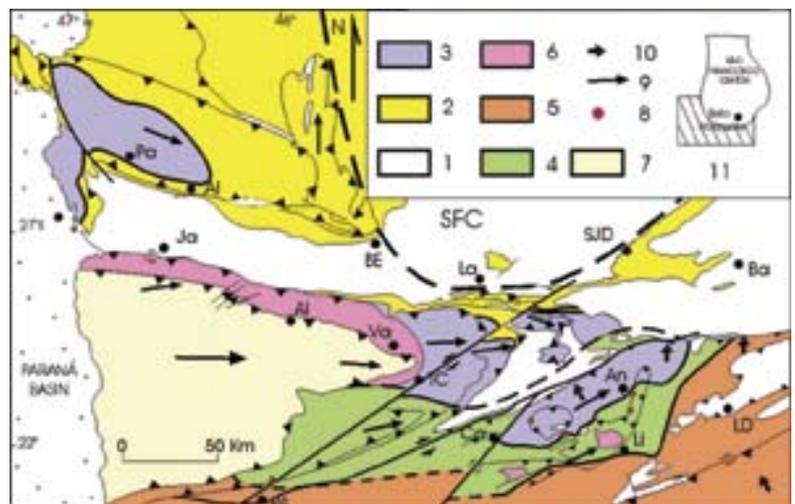
Setas pretas: Eixos de dobras e lineação de estiramento da Colisão I (ca. 630 Ma); setas vermelhas: Eixos de dobras e lineação de estiramento da Colisão II (ca. 580 Ma); setas verdes: Eixos de dobras e lineação de estiramento no Domínio Autóctone

- Simplified structural map of the southern tip of the Brasília orogen, with the identification of major nappes and thrust systems. Legend: High T Upper Nappes: Fold axes and stretching lineation; High to medium P Lower Nappes: NV- Varginha, NLB- Liberdade; NCC- Carmo da Cachoeira NA- Andrelândia; NSTL-São Tomé das Letras; NL- Luminárias; KC - klippe Carrancas; DA - Autochthonous Domain. SEJF - Juiz de Fora Thrust System related to Ribeira Orogen.

Black arrows: Fold axes and stretching lineation related to Collision I (ca. 630 Ma); Red arrows: Fold axes and stretching lineation related to Collision II (ca. 580 Ma); Green arrows: Fold axes and stretching lineation related to the Autochthonous Domain

Fig. 17- Mapa metamórfico da extremidade sul do Orógeno Brasília extraído de Trouw *et al.*, 2000, 2003 e Ribeiro *et al.*, 1995, 2003. Legenda: 1-embasamento pré-1,8 Ga, em fácies metamórfica variada e mal definida ; 2-metassedimentos em fácies xisto verde; 3-zona de cianita; 4-zona de cianita + sillimanita; 5-zona de sillimanita (sem cianita); 6-zona de cianita + K feldspato (granulito de alta pressão); 7-Nappe de Guaxupé, predominantemente em fácies granulito de pressão intermediária, com hiperstênio; 8-Ocorrência local de retroeclogite; 9-direção de transporte tectônico relacionada ao Orógeno Brasília; 10-idem, relacionada ao Orógeno Ribeira; 11-localização em relação ao Cráton do São Francisco

- Metamorphic map of the Southern Tip of the Brasília orogen, compiled from Trouw *et al.*, 2000, 2003 and Ribeiro *et al.*, 2003. Legend: 1-basement rocks; 2-greenschist facies cover rocks; 3-Ky zone; 4-Ky+ sill zone; 5-Sill zone; 6-Ky-Kf zone (high P granulites); 7-high T granulites of the Guaxupé nappe; 8-local occurrence of retroeclogites; 9-tectonic transport of Brasília orogen; 10 tectonic transport of the Ribeira Orogen; 11 location relative to São Francisco Craton



Estágio Tardi a Pós-colisional e as Bacias Molássicas

Os sienitos pós-cinemáticos que ocorrem em plutons circunscritos, intrusivos já em níveis de crosta rasa, na Unidade Diatexítica Intermediária, possuem idade de *ca.* 610 Ma (Töpfer, 1996) e registram o início da história pós-colisional. Dois corpos de sienito potássico (os maciços Pedra Branca e Capitiva) intrusivos na porção central do lobo Guaxupé (Fig. 14), após significativo deslocamento vertical de suas encaixantes, têm idades de *ca.* 610 Ma (Töpfer, 1996; Janasi, dados inéditos). A composição singular dos magmas parentais dessas rochas requer a mobilização de porções enriquecidas do manto litosférico subcontinental, atestando a potencial influência de processos iniciados no manto, também nesse estágio da evolução da Nappe Socorro-Guaxupé.

As manifestações graníticas mais jovens presentes na Nappe Socorro-Guaxupé, datadas em 590-580 Ma (Töpfer, 1996; Ebert *et al.*, 1996), são intrusivas em níveis crustais relativamente rasos (< 3 kbar), portanto após o deslocamento vertical principal da nappe. Essas ocorrências configuram uma província magmática pós-orogênica que margeia a placa do Paranapanema (e a borda atual da Bacia do Paraná): a Província Granítica Itu, na qual se associam, aparentemente formando um contínuo de composições, granitos cálcio-alcalinos potássicos e granitos de tipo-A da série aluminosa (Vlach *et al.*, 1990; Wernick, 2000).

As zonas de cisalhamento laterais e a estrutura térmica da Província Itu (Fig. 14) acentuaram a exumação de domínios de crosta intermediária e a denudação da nappe. A bacia sucessora Pico do Itapeva (correlata às bacias Pouso Alegre e Eleutério no Domínio Andrelândia) exibe ambientes de sedimentação continental sub-aéreo a marinho raso dominado por planícies e correntes de maré, e por ondas de tempestade. O registro fossilífero é do Neoproterozóico-Cambriano (Acritarcas *Cloudina riemkeae* e foraminífero *Titanotheca coimbrae*, 570-540 Ma) e a idade de seixos de rochas riolíticas é de 600 Ma (Teixeira, 2000). Destaca-se a contemporaneidade entre estas bacias e a edificação do Orógeno Ribeira, o que pode implicar sua conexão com área oceânica ocidental, provavelmente relacionada à Placa Amazonas. A inversão destas bacias imprimiu metamorfismo de grau muito baixo, registrado em clivagem ardosiana fina e/ou espaçada, localmente plano-axial de dobramento NE vergente para NW. As bacias encontram-se profundamente erodidas e encravadas em reativações rúpteis de zonas de cisalhamento lateral. A idade de fechamento do sistema K-Ar em biotita é de 530 Ma (dados de seixos da Bacia Eleutério; Teixeira, 2000), compatível com a temperatura do metamorfismo.

Fechamento do Oceano Adamastor e a construção do Orógeno Ribeira

Estágio pré-colisional

Rochas geradas em ambientes de arco magmático de margem continental ativa e/ou arco de ilhas são produtos que evidenciam o processo de subducção. No Orógeno Ribeira, no segmento central da Província Mantiqueira, estes produtos estão localizados no Terreno Oriental (Fig. 6, 10).

No Orógeno Ribeira, a polaridade da subducção foi para leste, resultando na geração do Arco Magmático Rio Negro, localizado no Terreno Oriental (Fig. 10 e 11). Apenas a porção plutônica do Arco Magmático Rio Negro está preservada e compreende ortognaisses tonalíticos a graníticos, cálcio-alcalinos, com corpos gabróicos associados. Dados litogeoquímicos indicam a presença de duas suítes magmáticas cálcio-alcalinas, sendo uma mais expandida e de médio-K e a outra de alto-K com predomínio de rochas mais

ácidas. Estes granitóides estão alojados em paragnaisses do Domínio Costeiro, que provavelmente integravam a porção distal (turbidítica) da margem passiva do Terreno Oriental.

Dados isotópicos sugerem pelo menos duas etapas de geração de rochas neste arco: 790 Ma e 635-620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Destaca-se que os dados isotópicos de Pb indicam ausência de herança paleoproterozóica ou mais antiga, e que os dados de Nd indicam dois grupos de rochas, com níveis de contaminação crustal contrastante. Dados U-Pb sugerem que o Arco Magmático Rio Negro atuou como área-fonte de sedimentos para o Domínio Cambuci (bacia ante-arco?) e para unidades do topo do Domínio Costeiro (bacia retro-arco?), indicando deposição contemporânea ao processo de subducção.

Estágio Colisional II (*ca.* 590-560 Ma)

O fechamento do Oceano Adamastor resultou na colisão entre o Paleocontinente São Francisco - Congo e outro(s) continente(s) localizados a leste (Terreno Oriental ou Serra do Mar). Este novo episódio colisional, denominado Colisão II, ocorreu entre 590 e 550 Ma, com ápice em 580 Ma, e estruturou o Orógeno Ribeira (Heilbron & Machado, 2003; Machado *et al.*, 1996). Contrastando com o estilo estrutural de colisão frontal observado no Orógeno Brasília, a Colisão II foi oblíqua. Isto resultou na partição da deformação em zonas de encurtamento frontal vergentes para oeste e zonas de mergulho íngreme, orientadas a NE-SW, com componente transpressivo destrai. Por isto, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por falhamentos reversos, com mergulhos íngremes (30° a 60°), ou por zonas de cisalhamento oblíquas (Fig. 10 e 11).

A Colisão II colocou os terrenos Paraíba do Sul e Oriental (incluindo o Arco Rio Negro) sobre o Terreno Ocidental, que representa o embasamento retrabalhado do Cráton do São Francisco, e sobre os terrenos recém-amalgamados da porção sul do Orógeno Brasília.

A intensa deformação resultante da Colisão II originou dobras apertadas a isoclinais, forte xistosidade, muitas vezes milonítica, e lineação de estiramento. O metamorfismo no Terreno Ocidental varia desde a fácies xisto verde, na borda cratônica, até a fácies granulito de média pressão próximo ao contato com os terrenos Oriental e Paraíba do Sul. No topo do Terreno Ocidental, o Domínio Juiz de Fora se caracteriza como uma verdadeira *mélange* tectônica, definindo um duplex de escala crustal, onde rochas do embasamento e rochas da cobertura neoproterozóica estão milonitizadas e interdigitadas tectonicamente. As condições metamórficas sugerem gradiente de média pressão, com T e P máximas estimadas da ordem de 700°C e 7 kbar. Restos de granulitos de pressão mais elevada são encontrados em metabasitos. O zoneamento metamórfico no Terreno Ocidental também é inverso e as idades metamórficas distribuem-se entre 595 e 550 Ma.

O metamorfismo na Klippe Paraíba do Sul situa-se na fácies anfíbolito, mas no Terreno Oriental varia da fácies anfíbolito (Domínio Italva) à fácies granulito (domínios Cambuci e Costeiro). Nestes terrenos, a deformação principal está representada por uma xistosidade associada a dobras isoclinais a apertadas.

O espessamento resultante da Colisão II originou diversas suítes granitóides, a exemplo da suíte porfírica cálcio-alcalina de alto-K precoce (*ca.* 590-580 Ma; tipos Maromba, Pedra Selada e Serra do Lagarto), leucogranitos (tipo Rio Turvo) e/ou granada charnockitos (*ca.* 580 Ma), suíte cálcio-alcalina de alto-K tardia (*ca.* 575-560 Ma; tipo gnaisse facoidal do Rio de Janeiro), e biotita granitos (*ca.* 560 Ma, tipo Serra dos Órgãos). Os granitóides relacionados à Colisão II são mais abundantes no topo do Terreno Ocidental (Domínio Juiz de Fora) e no Terreno Oriental (Fig. 10 e 11).

Estágio Colisional III (ca. 535-510 Ma)

O último episódio colisional foi datado por Schmitt (2000) no Terreno Cabo Frio, que o designou Orogêneses Búzios. Naquela época (meados do Cambriano), praticamente todos os orógenos em torno do Paleocontinente São Francisco - Congo (Fig. 2) já tinham completado sua história evolutiva, o que dificulta o entendimento do cenário tectônico naquele momento. Alguns autores sugerem a possibilidade deste episódio estar relacionado com o rápido fechamento de uma bacia oceânica, localizada entre o Arco Rio Negro/Terreno Oriental (bacia retro-arco ?) e a borda sul do paleocontinente do Congo (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Este último episódio colisional resultou no amalgamamento tardio do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira.

A Colisão III gerou importante deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio (Fig. 10 e 11). O metamorfismo é de pressão média a alta, apresentando cianita e feldspato potássico nos granulitos peraluminosos. Condições de P e T mínimas, sugeridas por Schmitt (2000) para esta rocha, são 9 kbar e 780°C.

Desta mesma época ocorrem registros de deformação e metamorfismo nos terrenos já previamente amalgamados ao Orógeno Ribeira. Nos terrenos Oriental e Paraíba do Sul, e no Terreno Ocidental, este episódio resultou em redobramento normal de estruturas previamente formadas, associado à geração de zonas de cisalhamento destrais, espaçadas, como por exemplo as zonas de cisalhamento Além Paraíba, Três Corações e Caxambu. A separação lateral máxima calculada é da ordem de 15-18 km, para as duas últimas. Um novo episódio metamórfico (M2 de Machado *et al.*, 1996) e granitos contemporâneos às zonas de cisalhamento indicaram idades entre 535 e 520 Ma.

Dentre estas zonas de cisalhamento, a Zona de Além Paraíba (Campanha, 1981) tem maior expressão regional, estendendo-se desde o Estado de São Paulo até o norte do Estado do Rio de Janeiro. A ZCAP caracteriza-se por apresentar faixas miloníticas a ultramiloníticas com forte estrutura planar e lineação de estiramento que se alternam com faixas com muitas dobras e foliação protomilonítica mais localizada. Estudos cinemáticos e análises de *strain* indicam componente transpressivo (Ebert *et al.*, 1991; 1995; Ebert & Hasui, 1998; Machado & Endo, 1993; Almeida, 2000). No seu eixo, na região de Três Rios (Fig. 10 e 11) afloram rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora e gnaisses kinzigíticos da megasequência Andrelândia em núcleos antiformalis. Alguns autores já interpretaram esta estrutura antiformal como do tipo *pop up* (Machado & Endo, 1993). Outros autores, com base em estudos cinemáticos, microtexturais e experimentais sugerem que há evidências de reativação da trama milonítica (Almeida, 2000).

É possível que estes registros térmicos e deformacionais acima comentados estejam relacionados a colisão do Terreno Cabo Frio (colisão III). Neste caso os efeitos deste episódio tectônico teriam ultrapassado os limites do Terreno Cabo Frio, atingindo os terrenos adjacentes com estilo estrutural diferente.

Estágio pós-colisional (ca. 510-480 Ma)

Nos terrenos Oriental e Cabo Frio ocorre uma fase de deformação pós-colisional que marca a transição para um regime tectônico extensional (Fig. 10). Tal como no Orógeno Araçuaí esta fase é interpretada como resultante do colapso extensional do edifício orogênico (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Esta fase está representada por dois conjuntos de estruturas, que são: a) zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, normais, longitudinais ao orógeno e associadas a dobras com vergência para leste, e b) zonas de cisalhamento subverticais, de direção NW e transversais ao orógeno, com regime transtensivo e predomínio do componente lateral

destral e do componente vertical normal (abatimento do bloco leste).

Este regime tectônico está associado à geração de plutonismo pós-colisional com idades entre 510 e 480 Ma. Em geral são granitos cálcio-alcalinos que ocorrem como *stocks* circulares ou na forma de diques e soleiras. Este magmatismo pós-deformacional evoluiu regionalmente, adquirindo uma tendência mais alcalina na direção sudoeste (Junho, 1992). As zonas de cisalhamento deste episódio têm importante papel como condutos para a ascensão destes magmas. Estruturas de fluxo magmático são frequentes (Fig. 10).

Outra característica importante é a freqüente associação com corpos básicos, gerando estruturas de mistura magmática. Como exemplos deste magmatismo temos os granitos Parati, Ilha Grande, Pedra Branca (ca. 510 Ma), Suruí, Teresópolis, Nova Friburgo e Sana (Fig. 10, Penha *et al.*, 1980; Pires *et al.*, 1982; Penha & Wiedemann, 1984; Junho, 1993; Heilbron *et al.*, 1995; Machado & Demange, 1992; 1994; 1996; Machado, 1997; Porto Jr & Valente, 1988; Tupinambá, 1999).

Segmento Central da Província Mantiqueira: terrenos Apiaí, São Roque e Embu

Os terrenos Apiaí, São Roque e Embu também integram o Segmento Central da Província Mantiqueira (Fig. 18, 19 e 20). Suas relações com os terrenos da extremidade sul do Orógeno Brasília, bem como com o Orógeno Ribeira ainda são objeto de muita especulação. Alguns autores integram os Terrenos Apiaí e São Roque a borda da placa Paranapanema, e portanto, neste caso sua história tectônica estaria ligada à extremidade sul do Orógeno Brasília.

Entretanto, é importante mencionar que o termo Faixa Ribeira nasceu nesta região, onde se encontra o Vale da Ribeira, e que na maioria dos mapas regionais estes terrenos estão intergradados ao Orógeno Ribeira.

Terrenos Apiaí, São Roque, Curitiba e Luis Alves

O limite entre os terrenos Apiaí-São Roque e a Nappe Socorro-Guaxupé, localizada a norte, é marcado por um grande salto metamórfico, controlado pela zona de cisalhamento destral Jundiuvira. O contato sudeste destes terrenos também é balizado em parte por zonas de cisalhamento destrais, como a Zona de Cisalhamento de Lancinha, com o Terreno Curitiba e a Zona de Cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari, com o Terreno Embu (Fig. 18, 19 e 20).

Embasamento Paleoproterozóico/Arqueano

As exposições de embasamento paleoproterozóico nos Terrenos Apiaí e São Roque-Socorro são raras e se restringem a núcleos de ortognaisses peralcalinos estaterianos, localmente intrusivos em gnaisses tardi-riacianos, situados no Terreno Apiaí. Corpos alongados de ortognaisses porfiroclásticos, no geral de composição sienogranítica, possuem idades estaterianas (ca. 1,75 Ga) e associam-se a gnaisses monzogranito-granodioríticos (ca. 2,1 Ga) riacianos (Kaulfuss, 2001; Cury *et al.*, 2002), conformando os núcleos alongados (Betara & Tigre) de sequências mesoproterozóicas (Fig. 19). Apesar de poucos afloramentos de rochas do embasamento, sua presença é sugerida pelas idades-modelo Sm-Nd das coberturas metassedimentares, que sistematicamente apontam para valores do Paleoproterozóico (Reis Neto, 1994; Basei *et al.*, 1997; Prazeres Filho, 2000; Ragatky *et al.*, 2003).

No Terreno Curitiba, predominam rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo Atuba (Siga Jr *et al.*, 1995). Este

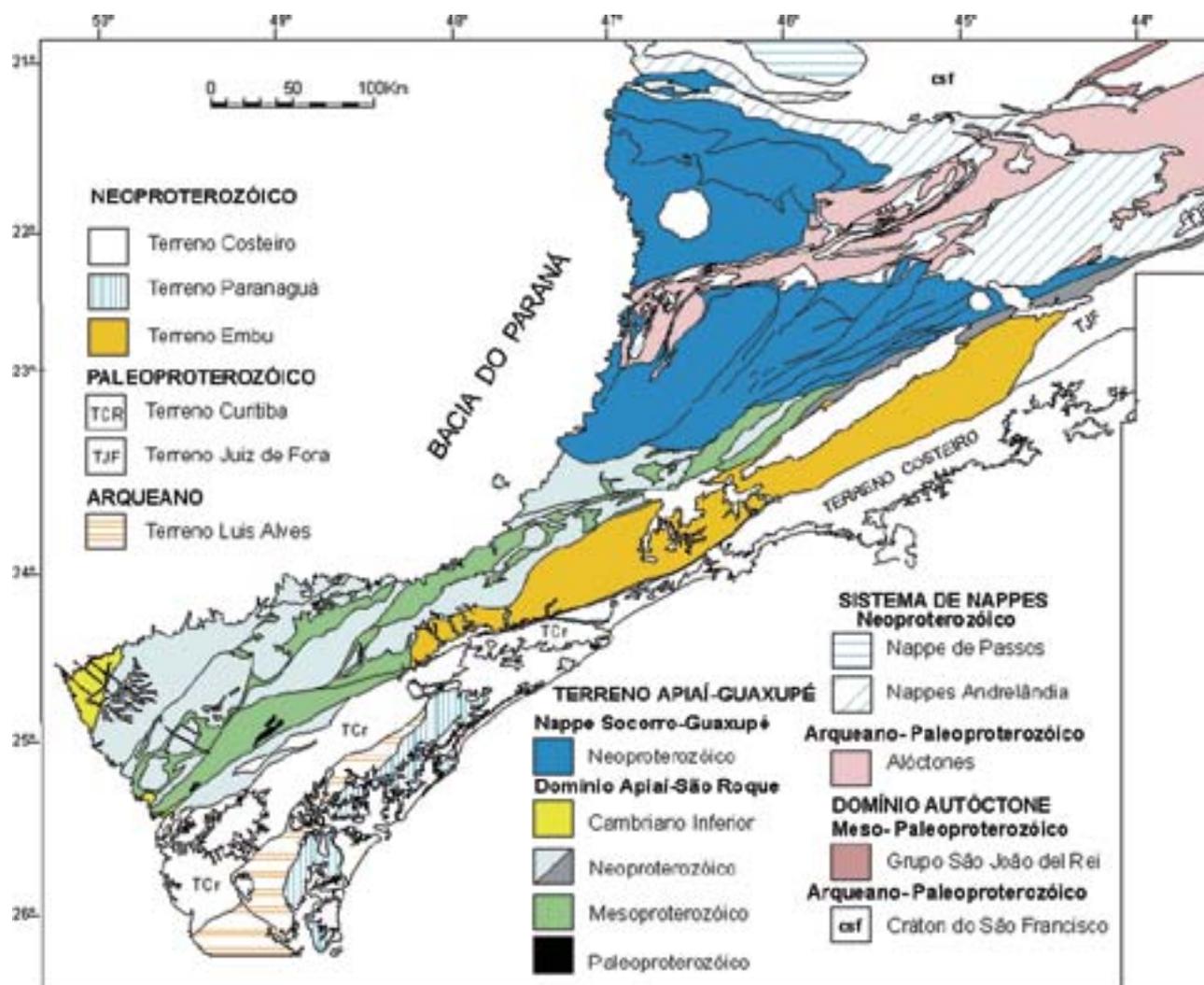


Fig. 18- Mapa tectônico dos terrenos Apiaí, Guaxupé, Curitiba, Embu e Luis Alves (compilado de Campos Neto, inédito)
 - Tectonic map of the Apiaí, Guaxupé, Curitiba, Embu and Luis Alves terranes (compiled from Campos Neto, inédito)

complexo compreende hornblenda gnaisses de idade paleoproterozóica (ca. 2,1, Siga Jr. *et al.*, 1995, Basei *et al.*, 2000), com retrabalhamento metamórfico no Neoproterozóico. Dados isotópicos de Nd indicam fontes arqueanas.

No Terreno (microplaca, craton) Luis Alves ocorrem rochas de alto grau conhecidas como Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979). Idades U/Pb indicam pelo menos dois eventos metamórficos de alto grau no Paleoproterozóico, em ca. 2,35 e 2,1 Ga. Leucogranitos deformados indicam idades de 2,01 Ga.

Unidades Metassedimentares Mesoproterozóicas

Os metassedimentos que afloram na porção sudoeste do Terreno Apiaí vêm sendo classicamente denominados Grupo Açungui (Almeida, 1956; Marini *et al.*, 1967; Campanha *et al.*, 1987; Fiori, 1992; Campanha & Sadowsky, 1999). Estudos mais recentes sugerem que na verdade o Grupo Açungui parece ser constituído por três megassequências estratigráficas discordantes. Por isto, a reunião destas sequências em um único grupo ou super-grupo parece-nos inviável. Abaixo descreveremos as unidades metassedimentares da cobertura, iniciando pelas unidades mesoproterozóicas.

As sequências mesoproterozóicas (ca. 1,4 Ga; Juliani

et al., 2000; Basei *et al.*, 2003; Weber *et al.*, 2003; Oliveira *et al.*, 2003) compreendem faixas alternadas e orientadas na direção NE/SW, controladas por zonas de cisalhamento laterais (Fig. 18 e 19).

No Terreno Apiaí, a unidade basal metavulcano-sedimentar corresponde à Formação Perau (Fig. 19), composta por quartzitos, mármores restritos e rochas calciossilicáticas, grafita xistos, cálcio-filitos, formações ferríferas bandadas, com frequentes intercalações de metabasaltos toleíticos subalcalinos. Dados litogeoquímicos indicam afinidades químicas de fundo oceânico em transição a toleíticos de arco de ilhas (Daitx, 1996). São unidades correlatas as sequências Betara (Piekarz, 1984) e Piririca (Perrotta, 1996).

O topo das sequências metavulcano-sedimentares é representado pela Formação Votuverava (Fig. 19), caracterizada como uma extensa e espessa unidade turbidítica. É composta por metarritmitos, metassiltitos, metarenitos e filitos grafitosos, que exibem estratos gradados, laminações plano-paralelas e laminações tipo-*climbing ripple*. Subordinam-se metaconglomerados, anfíbolitos, turmalinitos, formações ferríferas bandadas e gonditos, que sugerem a manutenção, mais discreta, do vulcanismo toleítico na bacia. Mármores e quartzitos em meio a micaxistos finos (Sequência Serra das Andorinhas, Fig. 18) ocorrem no interior da Formação Votuverava.

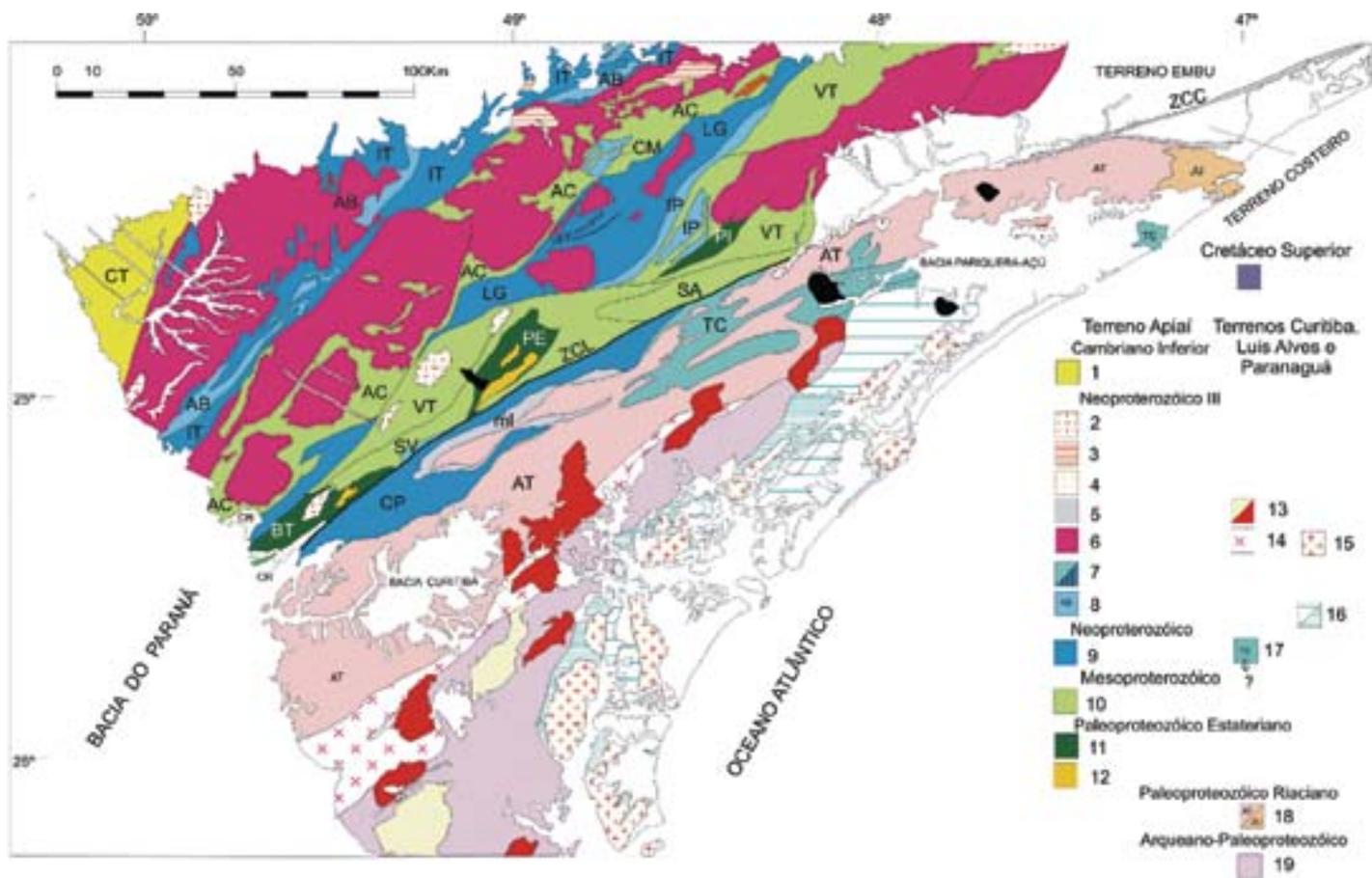


Fig. 19- Mapa Geológico do Domínio Apiaí e Terrenos Curitiba e Luis Alves adjacentes
Legenda Domínio Apiaí (1-12): 1-Grupo Castro; 2-Granitos tipo-A; 3-Província Granítica Itu; 4-Fm. Camarinha; 5- Faixa milonítica; 6-Granitoides cálcio-alcálinos; 7-Fm. Iporanga (IP), Sequência Córrego dos Marques (CM), Conjunto Saivá (SV); Gabro Apiaí (ap); 8-Fm. Abapã/Bairro da Estiva; 9-Gp. Itaiacoca (IT), SGp. Lageado (LG), Fm. Capiru (CP); 10-Fm. Águas Claras (AC), Fm. Votuverava (VT), Seq. Serra das Andorinhas (SA); 11-Fm. Perau (PE), Núcleo Betara (BT), Seq. Piririca (PI); 12-Ortognaises peralcalinos.
Terrenos Curitiba, Luis Alves e Paranaguá (13-19) : 13-Bacias extensionais vulcano-sedimentares, Suíte granítica peralcalina; 14-Granitoides cálcio-alcálinos; 15-Granitoides; 16-Metassedimentos proto-miloníticos, 17-Sequência Turvo- Cajati; 18-Complexo Atuba (AT)/Granulito Juréia (JU); 19-Ortognaises e granulitos Luis Alves

- Geological Map of the Apiaí Domain and adjacent Curitiba and Luis Alves terranes. Legend Apiaí domain (1-12): 1-Castro group; 2-A-type granite; 3-Itu Granitic Province; 4-Camarinha Fm; 5-Mylonitic rocks; 6-Calc-alkaline granite; 7-Iporanga (IP) Fm, Córrego dos Marques sequence (CM), Saivá association (SV), Apiaí gabbro (ap); 8-Abapã/Bairro da Estiva Fm; 9-Itaiacoca group (IT), Lageado supergroup (LG), Capiru Fm (CP); 10-Águas Claras Fm (AC), Votuverava Fm (VT), Serra das Andorinhas Fm (SA); 11-Perau Fm (PE), Betara nucleus (BT), Piririca sequence (PI); 12-peralkaline orthogneisses.
Curitiba, Luis Alves and Paranaguá terranes (13-19) : 13-Extensional basins and peralkaline granites; 14-Calc-alkaline granites; 15-Granitoids; 16-Proto-mylonitic metasediments; 17-Turvo-Cajati sequence; 18-Atuba complex (AT)/Juréia Granulite (JU); 19-Orthogneisses and granulites of the Luis Alves Terrane

Estas unidades Mesoproterozóicas ocorrem também em uma faixa mais a norte, extensivamente invadida pelo batólito Três Córregos. Nesta região integram a Formação Águas Claras (Fig. 19), predominantemente carbonática. É composta por mámore, rochas cálcio-silicáticas, cálcio-filitos, quartzitos e metacherts, associados com anfibólio xistos, granada-clorita-biotita xistos, metatufos básicos e intermediários, e anfibolitos. Descontinuamente, mas na extensão nordeste desta faixa, já no Terreno São Roque, ocorre a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba (Fig. 18). Esta unidade é caracterizada por um predomínio de rochas metabásicas, com afinidades de toleitos de fundo oceânico, na base do pacote, que gradam no topo a metavulcânicas andesíticas e riolíticas (arco de ilhas), em meio a metatufos, séries clasto-químicas, metapelitos e metapsamitos imaturos (Juliani, 1993; Juliani & Beljavsiskis, 1995).

Unidades Metassedimentares Neoproterozóicas

As seqüências neoproterozóicas (Fig. 18 e 19) correspondem a sucessões carbonáticas plataformais separadas por

zonas de cisalhamento laterais.

A faixa mais a norte (Fig. 19) corresponde ao Grupo Itaiacoca (Almeida, 1956; Souza, 1990), limitado a norte pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná, e a sul, pelos batólitos e Três Córregos, com o qual faz contato tectônico. É composto por uma formação basal de metassiltitos, metarritmitos e filitos, sobreposta por ortoquartzitos finos e por metadolomitos com estromatólitos, esteiras algálicas, oólitos e estruturas tipo-*teeppe* (Fairchild, 1997; 1982; Theodorovitz *et al.*, 1986). Corpos lenticulares de anfibolitos são frequentes.

Mais a sul, o Subgrupo Lageado (Campanha *et al.*, 1987, Fig. 18) foi definido como uma seqüência progradacional regressiva, compreendendo plataforma rasa, sob domínio de ondas, com transição para terrígenos de borda de talude e rampa carbonática (Pires, 1991). Sua estratigrafia detalhada está descrita em Petri e Suguio (1969), Campos-Neto (1983), Campanha *et al.* (1987), Pires (1991) e Campanha (1991).

A sul da zona de cisalhamento Lancinha (Fig. 18 e 19) e com contato basal marcado por espessa zona milonítica de cavalgamento para E-SE sobre gnaisses do Terreno Curitiba, ocorre o Grupo Capiru, onde Fiori (1992) reconhece três con-

juntos litológicos: filitos e quartzitos; mámoreos com estruturas estromatolíticas e brechas intraformacionais, filitos e quartzitos subordinados; e uma alternância entre filitos, quartzitos e mámoreos. Estas unidades vêm sendo interpretadas com integrantes da margem passiva neoproterozóica do Terreno Curitiba.

Uma segunda série de seqüências neoproterozóicas, aparentemente discordante sobre as anteriores, caracteriza-se por metassedimentos terrígenos imaturos, no geral com metaconglomerados polimíticos e/ou filitos microconglomeráticos, onde são freqüentes seixos e grânulos de filitos e xistos finos, mámoreos e quartzitos, exibindo uma xistosidade deformada antes da deposição. A mais antiga delas, a Formação Abapã-Bairro da Estiva (Fig. 19, Souza, 1990; Reis Neto, 1994), dominada por metarcóseos e por rochas metavulcânicas alcalinas, foi datada em 630-640 Ma (Siga Jr. *et al.*, 2003). A Formação Iporanga, unidade orogênica do tipo-*flysch*, possui metaconglomerados e metabrechas, sustentados pela matriz, imersos em filitos rítmicos microconglomeráticos. Rochas metabásicas são de filiação cálcio-alcalina (Perrotta, 1996) e foram datadas (como o Gabro de Apiai) em *ca.* 615 Ma (Hackspacher *et al.*, 2000). A essas seqüências são, tentativamente, correlacionadas as unidades metapsamo-pelíticas, de grau metamórfico muito baixo, da Formação Córrego dos Marques (Bistrich *et al.*, 1985) e os metacalcários com intercalações rudáceas a fragmentos deformados do Conjunto Saivá (Fiori, 1992).

A extensão nordeste destas faixas neoproterozóicas corresponde ao Grupo São Roque, discordante sobre o Grupo Serra do Itaberaba de idade mesoproterozóica. O Grupo São Roque foi subdividido em quatro unidades (Hasui, 1975; Bergmann, 1988): uma unidade basal metavulcano-sedimentar com lentes de mármore e metadolomitos estromatolíticos (Formação Pirapora do Bom Jesus), seguida por espesso pacote metapsamítico (Formação Pirajibu), metarritmitos e filitos (Formação Estrada dos Romeiros) e metarenitos arcoseanos no topo (Formação Baturuna). Metarriolitos intrusivos nestas unidades foram datados em *ca.* 610 Ma, considerada a idade mínima para a deposição do Grupo São Roque (Hackspacher *et al.*, 2000).

Etapas Orogênicas

O estudo regional do metamorfismo nos terrenos Apiai e São Roque é ainda insatisfatório. É provável que as seqüências mesoproterozóicas registrem uma história metamórfica e deformacional pretérita à instalação das bacias neoproterozóicas, como foi descrito para o Grupo Serra do Itaberaba (metamorfismo de fácies anfíbolito médio, zona da cianita, em uma xistosidade pré-São Roque; Juliani, 1993).

Nas sucessões metassedimentares, em geral, predomina um metamorfismo fácies xisto verde baixo, de baixa pressão, com paragêneses a cloritóide e andalusita em metapelitos. A cianita ocorre, sob baixas temperaturas, em metapsamitos da Formação Capiru. O metamorfismo chega a fácies xisto verde alto e fácies anfíbolito na Formação Águas Claras e localmente, na Formação Votuverava, que, em sua extensão nordeste, atinge condições de anatexia. Auréolas térmicas do Granito Cunhaporanga (~600 Ma, Prazeres Filho, 2000) superpõem-se à xistosidade do Grupo Itaiacoca e Formação Abapã. Logo, se admitida a idade mínima do Grupo São Roque, é provável que a xistosidade S_1 das séries neoproterozóicas tenha sido gerada entre 610 e 600 Ma.

Para muitos autores existem indícios de uma fase de deformação de baixo ângulo, caracterizada por um dobramento recumbente e com vergência para NW, associada ao desenvolvimento da xistosidade S_1 , plano-axial. Estas estruturas foram descritas no Terreno São Roque, na porção

nordeste da Formação Votuverava (Campos-Neto & Basei, 1983; Campos-Neto *et al.*, 1990) e no Grupo Itaiacoca (Siga Jr. *et al.*, 2003). Essas estruturas exibem um padrão regional divergente, passando, a sudeste, para um sistema de cavalgamentos em duplex, com transporte de topo para E-SE, até a frente alóctone da Formação Capiru (Fiori, 1992).

Um segundo pulso tectono-metamórfico relaciona-se ao cinturão de cisalhamento de alto ângulo (Campanha, 2002) e de baixa temperatura (Faleiros, 2003), gerando campos transpressivos, com dobramento com traços do plano axial na direção NE e vergência para SE. Este dobramento está associado à formação de uma clivagem de crenulação/xistosidade fina (S_2) regional. Essas zonas de cisalhamento controlam os principais contatos entre as diferentes unidades estratigráficas, bem como os limites de terreno. Na Faixa Milonítica Rio Jaguari, granitos sincinemáticos, com zonas miloníticas de fácies anfíbolito, têm idade de *ca.* 590 Ma (Janasi *et al.*, 2003), compatíveis com os valores Ar-Ar do Grupo Serra do Itaberaba (Oliveira *et al.*, 2003). Entre as zonas mais importantes, destacamos a de Agudos Grandes, Taxaquara, Ribeira, Lancinha, Cubatão, Morretes-Faxinas (Campanha, 2002). Os dados geométricos e cinemáticos destas zonas de cisalhamento apontam para um modelo de colisão oblíqua.

O magmatismo granítico mostra alguma semelhança, em termos de tipologia, idades e evolução geológica, com aquele registrado na Nappe Socorro-Guaxupé, o que sugere uma evolução comum para os dois domínios marginais à Placa do Paranapanema. Predominam largamente os granitos cálcio-alcalinos potássicos, que constituem a massa principal de três extensos batólitos alongados na direção NE-SW (Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes).

Inúmeros plútons isolados, incluindo aqueles que constituem as principais intrusões no Terreno São Roque, devem constituir satélites dessas grandes massas graníticas, tendo em vista as semelhanças composicionais e de idade. A menor diversidade do magmatismo granítico, se comparada à Nappe Socorro-Guaxupé, pode refletir o nível crustal mais raso e homogêneo de exposição, onde estariam ausentes os granitos para-autóctones e charnockitos. As idades U-Pb indicam que os batólitos Três Córregos e Agudos Grandes se formaram entre 615 e 605 Ma (hornblenda-biotita granitos de alto índice de cor) e 600 Ma (intrusões isoladas tardias). As intrusões tardias correspondem a termos fortemente contaminados e diferenciados da mesma associação (os granitos tardi-orogênicos da região de Piedade; Janasi *et al.*, 2001). Embora carreguem alguma incerteza, em vista da presença de cristais herdados de zircão, idades de cristalização mais antigas (630-620 Ma) têm sido reportadas para alguns plútons do Terreno São Roque (Topfner, 1996) e do Batólito Três Córregos (Prazeres Filho *et al.*, 2003).

Os granitos cálcio-alcalinos potássicos são interpretados como de origem híbrida, incluindo um componente básico derivado do manto e contribuições variadas, mas sempre importantes, da crosta continental preexistente. Os dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos disponíveis indicam que diferentes níveis da crosta continental foram envolvidos na geração desses magmas. Termos com $\epsilon_{Nd}(t)$ mais negativo (-17 a -19) predominam no Batólito Três Córregos, para o qual a assinatura isotópica de Pb e a idade dos cristais herdados de zircão (Prazeres Filho *et al.*, 2003) indicam um componente de crosta inferior antiga, possivelmente embasamento granulítico, na origem dos magmas. A crosta intermediária, não granulítica e possivelmente mais jovem, é componente importante em outras ocorrências (Batólito Cunhaporanga, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de -11 a -13; Prazeres Filho *et al.*, 2003).

Leucogranitos peraluminosos de origem puramente crustal são raros e formam pequenas intrusões isoladas (granitos Turvo e Tico-Tico, datados em *ca.* 610 e 620 Ma,

respectivamente (Janasi *et al.*, 2001; Topfner, 1996). No Batólito Agudos Grandes, a maior contaminação dos magmas cálcio-alcalinos potássicos pela crosta intermediária, observada nos plútons tardios de 600 Ma, deve-se ao aquecimento alcançado por essa porção da crosta, após a passagem de expressivos volumes de magma ao longo do tempo.

A Etapa Pós-Orogênica

O período pós-orogênico é marcado pela intrusão de plútons graníticos rasos datados em 590-580 Ma, que correspondem à extensão da Província Granítica Itu (Fig. 19, Capão Bonito, São Miguel Arcanjo, Sguario). São granitos róseos, com assinatura geoquímica de granitos de tipo-A da série aluminosa (Leite, 2003). Alguns outros plútons alongados, marginais aos batólitos Agudos Grandes e Três Córregos, também são formados por granitos de tipo-A, mas com idades de *ca.* 565 Ma (Janasi *et al.*, 2001; Prazeres Filho, 2001). Considerada a incerteza, essas idades são um pouco mais jovens que as da Província Itu, de modo que esse magmatismo poderia refletir um evento distinto, talvez reflexo de processos tectônicos contemporâneos nos terrenos situados a leste.

As bacias tardi a pós-colisionais (Basei *et al.*, 1998) correspondem aos depósitos estruturados, rudáceo-psamíticos, da Formação Camarinha, tida como de antepaís e relacionada aos últimos episódios das zonas de cisalhamento. O Grupo Castro é uma bacia extensional, pós-orogênica, com intenso vulcanismo ácido-intermediário, associado a rochas psamíticas imaturas com fácies pelíticas distais. A idade do vulcanismo Castro é do Cambriano Inferior (Cordani, *et al.*, 1999).

Terreno Embu

O Terreno Embu está limitado, a norte e a sul, por espessas zonas de cisalhamento destrais (Caucaia-Rio Jaguari e Cubatão, respectivamente) e longitudinalmente, acunha-se no Terreno Juiz de Fora, a norte, e no Terreno Apiaí-Guaxupé, a sul, em contatos tectônicos ainda pouco conhecidos (Fig. 20). Diferencia-se dos demais terrenos pela natureza e idade de sua infraestrutura e de seu magmatismo granítico, bem como pelas idades neoproterozóicas mais antigas de seus episódios metamórficos.

A infraestrutura paleoproterozóica (Complexo Rio Capivari; Fernandes *et al.*, 1990), alongada e encravada em zonas de cisalhamento (Fig. 20), possui composição ortognáissico-migmatítica a mesossoma granito-tonalítico, orosiriano (2,0 Ga; Babinski *et al.*, 2001). Tentativamente foram correlacionadas a essas rochas os ortognáisses migmatíticos da Serra de Cubatão (Sadowski, 1977).

A supraestrutura metassedimentar, de idade desconhecida, corresponde ao Complexo Embu (Hasui, 1975), cujas associações litológicas foram agrupadas em três unidades stratigráficas (Fernandes *et al.*, 1991): a Unidade Rio Una, superior e dominada por micaxistos e quartzitos imaturos; a Unidade Rio Paraíba, clasto-química, com abundantes quartzitos e calciossilicáticas e intercalações de biotita gnaisses finos e anfíbolitos; e a Unidade Redenção da Serra, mais expressiva, composta por gnaisses peraluminosos, plagioclásio-biotita gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfíbolitos, gnaisses cálcio-silicáticos e mármores restritos.

O metamorfismo principal é de fácies anfíbolito, zona da sillimanita-muscovita, com gradações longitudinais à zona da sillimanita-feldspato potássico, com anatexia (605-770°C a 5-6 kbar; Vieira, 1996). Rochas da fácies xisto verde encontram-se encaixadas na zona de cisalhamento Cubatão e em xistos correlatos à Unidade Rio Una, no sudeste da Bacia de São Paulo, onde exibem a transição, de NW para SE, da fácies xisto verde a fácies anfíbolito em presença de granada, ciani-

ta e sillimanita. A idade deste metamorfismo é de *ca.* 790 Ma (Vlach, 2001), compatível com os resultados obtidos por Vieira & Tassinari (1988) e por Cordani *et al.* (2002). As condições geodinâmicas deste evento (desconhecido nos terrenos adjacentes) ainda são controversas. Não foram descritas as estruturas relacionadas à xistosidade S_1 , geralmente reliquiar, mas que guarda o registro das paragêneses de alta temperatura.

A xistosidade S_2 , de mergulho fraco a médio para SE, admite dobras intrafoliares e pequenas dobras recumbentes, e associa-se a uma intensa lineação mineral e de estiramento, sensivelmente orientada a NE, com transporte de topo para SW. Cavalgamentos para norte foram mapeados (Santarem da Silva, 1992). Um importante evento termal em *ca.* 655 Ma (Janasi *et al.*, 2003) foi responsável pelo Batólito Quebra-Cangalha, peraluminoso, que contém uma foliação incipiente, no estado sólido, correlata, na orientação, à xistosidade S_2 .

Um dobramento inclinado e apertado, vergente para NW, deforma essa foliação e responde por uma xistosidade fina/crenulação S_3 . As zonas de cisalhamento transcorrentes, que limitam o terreno e o fatiam em um padrão anastomosado, são faixas miloníticas destrais, espessas e verticais, que controlam a colocação de granitos de *ca.* 590 Ma (Filipov & Janasi, 2001; Janasi *et al.*, 2003).

O magmatismo neoproterozóico é marcado pela ausência de granitos francamente metaluminosos, como os hornblenda-biotita granitos porfíricos, tão expressivos nos terrenos vizinhos (Janasi & Ulbrich, 1991), fato sugestivo de importante significado tectônico da zona de cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari.

Os tipos petrográficos predominantes variam entre biotita granitos porfíricos a inequigranulares (Mauá, Itapeti, Santa Catarina e fácies dominante no Batólito Lagoinha) e muscovita-biotita monzogranitos equigranulares (Guacuri, Santa Branca, Mogi das Cruzes e fácies dominante no Batólito Quebra-Cangalha). Os termos mais diferenciados são muscovita-granada-turmalina granitos, aplitos e pegmatitos, que formam pequenos corpos isolados ou intrusões tardias dentro de alguns maciços.

São ainda escassas as determinações de idade, mas dados recentes revelam que os granitos peraluminosos foram gerados ao longo de pelo menos 200 milhões de anos, em sucessivos episódios de reciclagem da crosta continental (Janasi *et al.*, 2003). Entretanto, a maior parte das ocorrências graníticas do Terreno Embu foram geradas em um curto intervalo de tempo, entre 600 e 590 Ma, após o pico do magmatismo e metamorfismo nos domínios a oeste e norte (Terreno Apiaí-Guaxupé). Na porção central (região de Mogi das Cruzes, a sul da Falha de Guararema), dentro desse curto intervalo de tempo, parecem ter ocorrido mudanças importantes no caráter do magmatismo granítico. Os granitos formados em torno de 600 Ma (Santa Branca e possivelmente Santa Catarina) têm foliação de estado sólido e enclaves predominantemente metamórficos, padrões de terras raras mais fracionados, e contribuições de fontes variadas, incluindo a crosta continental inferior. Os granitos mais jovens (Mauá e Mogi das Cruzes, *ca.* 590 Ma; Filipov & Janasi, 2001; Vlach, 2002) têm feições de corpos mais rasos, exibem foliação magmática e abundantes enclaves micrograníticos, além de padrões de terras raras pouco fracionados, com expressivas anomalias negativas de Eu, indicativas de fontes dentro do campo de estabilidade dos feldspatos, possivelmente na crosta média a superior. Os maciços graníticos que afloram no extremo leste do terreno (região de São José do Barreiro) cobrem intervalo de idades semelhante (600-580 Ma; Valladares, 1996; Pereira *et al.*, 2001a) e são quimicamente semelhantes (Granito Funil) aos granitos Mauá e Mogi das Cruzes (deformação pouco evidente; baixo mg#; padrões de

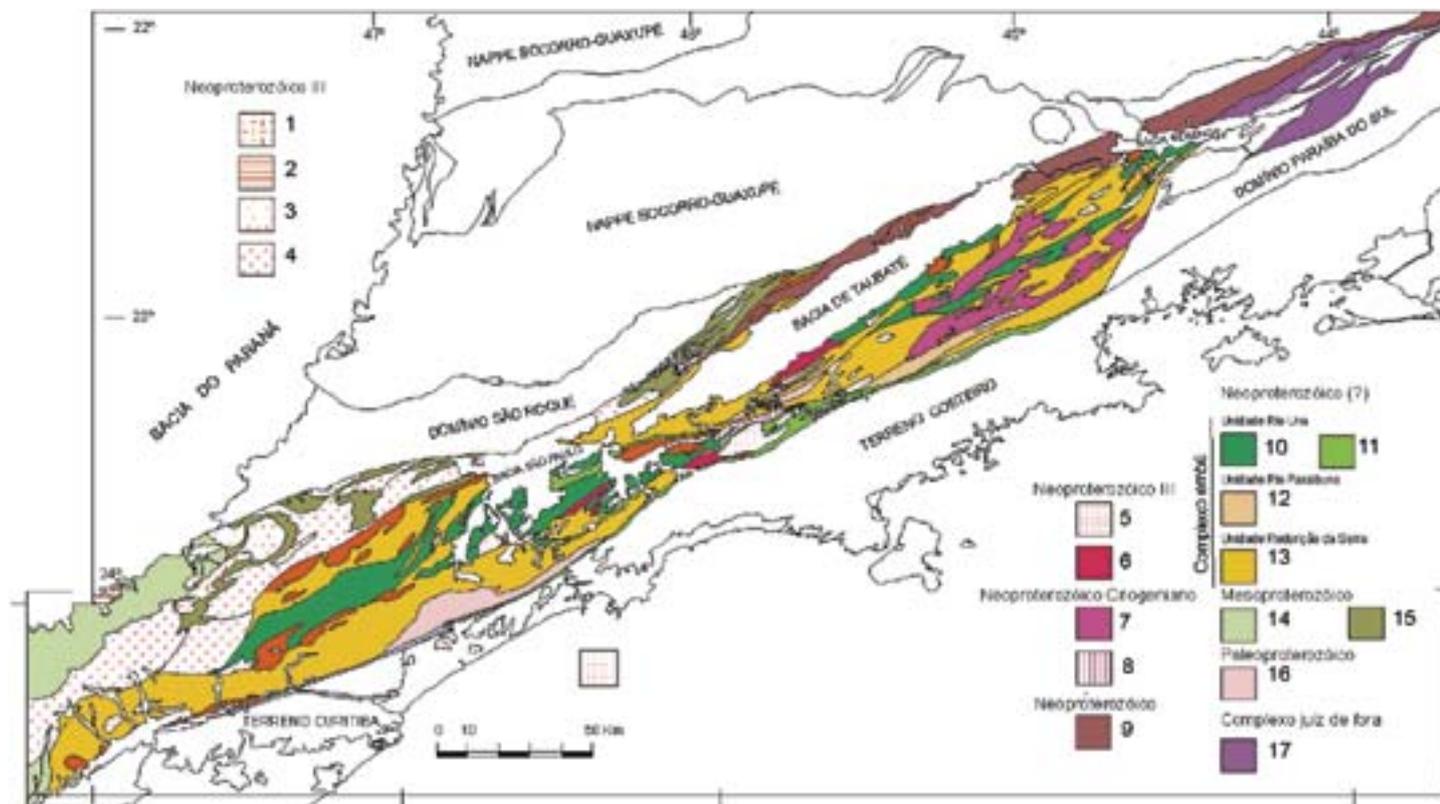


Fig. 20 -Mapa Geológico do Terreno Embu e Terreno Apiaí-Guaxupé, (Domínio Apiaí) adjacente. Legenda: 1-Granitos tipo-A; 2-Granitos da Província Itu; 3-Bt e/ou Bt-Ms granitos; 4-Hbl-Bt granitóides porfirítico-porfiroclásticos; 5-Bt e/ou Ms-Bt granitos crustais e granitos indiferenciados; 6-Bt granitos crustais; 7-Ms granitos tipo-Quebra Cangalha e Bt granitos tipo-Lagoinha; 8-Bt tonalito-granitos gnáissicos tipo-S (australianos); 9-Faixa Milonítica Rio Jaguari; Complexo Embu (10-13) 10-Unidade Rio Una- Xistos, quartzitos e rochas calciossilicáticas (Fácies anfibolito); 11-Unidade Rio Una- Xistos e quartzitos (Facies Xisto Verde); 12-Unidade Rio Paraibuna- Gnaisses quartzosos com intercalações de Bt gnaisses finos, Sil gnaisses e rochas calciossilicáticas; 13-Unidade Redenção da Serra-Sil gnaisses com anfibolitos, Bt gnaisses, rochas calciossilicáticas e raros mármore. Transições frequentes a migmatitos; 14-Filitos rítmicos e quartzitos (Fm. Votuverava); 15-Micaxistos com transição a gnaisses e migmatitos; 16-Tonalito gnaisses migmatíticos (Complexo Rio Capivari); 17-Complexo Juiz de Fora- Enderbitto gnaisses

- Geological map of the Embu Terrane and adjacent Apiaí Domain of the Apiaí/Guaxupé Terrane. Legend: 1-A-type granites; 2-Itu Province granites; 3-Bt and Bt-Ms granites; 4-Porphyrítico to mylonitic Hbl-Bt granitoids; 5-Bt and Ms-Bt crustal granites and indiferenciated types; 6-Crustal Bt granites; 7-Quebra Cangalha-type Ms granites and Lagoinha-type Bt granites; 8-S-type Bt tonalitic-granitic orthogneisses (australian type); 9-Rio Jaguari mylonites; Embu complex (10-13) 10-Rio Una unit with schists, quartzites and calciosilicatic rocks (amphibolite facies); 11-Rio Una unit with schists and quartzites (greenschist facies); 12-Rio Paraibuna unit with qzo-gneisses, Bt gneisses, Sill gneisses and calciosilicatic rocks; 13-Redenção da Serra unit with Sill gneisses, amphibolites, Bt gneisses, calciosilicatic rocks and marbles. Migmatitic textures are frequent; 14-Rhythmic phillites and quartzites (Votuverava Fm); 15- Mica-schists to gneisses and migmatites; 16-Tonalitic gneisses and migmatites (Rio Capivari complex); 17-Enderbitic gneisses of the Juiz de Fora complex

terras raras pouco fracionados).

O Batólito Quebra-Cangalha, contudo, tem idade sensivelmente mais antiga (ca. 655 Ma; Janasi *et al.*, 2003). O significado tectônico desse batólito e do vizinho Batólito Lagoinha (que dele se diferencia por ser dominado por biotita granitos) é ainda incerto, uma vez que ambos são praticamente inexplorados sob o ponto de vista petrográfico e geoquímico.

Granitos neoproterozóicos ainda mais antigos (ca. 790-780 Ma) têm sido identificados em corpos alongados de ortogneisses miloníticos. Diversas ocorrências com essas características foram descritas (Fernandes *et al.*, 1990), mas somente duas foram datadas, a sudoeste da cidade de São Paulo (Cordani *et al.*, 2002) e na região de São José dos Campos (Vlach, 2001). Esse mesmo intervalo de idades tem sido obtido em monazita de metapelitos (Vlach, 2001), indicando tratar-se de importante evento magmático e metamórfico no Terreno Embu. Petrograficamente, essas rochas são semelhantes aos granitos tipo-S australianos (biotita tonalitos peraluminosos). Poderiam, assim, refletir a incorporação de restitos provenientes de protólitos metassedimentares, mas é também possível que tenham se originado a partir de magmas com um

componente básico fortemente contaminados por metapelitos.

Segmento Meridional da Província Mantiqueira: orógenos São Gabriel e Dom Feliciano

O segmento meridional da Província Mantiqueira inclui o Orógeno Dom Feliciano que se estende por cerca de 1.200 km, de Punta del Este (Uruguai) ao nordeste do Estado de Santa Catarina e uma ramificação no extremo sudoeste, com cerca de 5.000 km² onde está exposta uma fração do Orógeno São Gabriel (Fig. 21). Este segmento da Província Mantiqueira é marginal ao Cráton Rio de La Plata, situado no oeste do Rio Grande do Sul e no Uruguai, Cráton do Paraná ou Paranapanema (encoberto pela Bacia do Paraná) e ao maciço cratônico de Luis Alves que separa os orógenos Dom Feliciano e Ribeira.

Os orógenos São Gabriel e Dom Feliciano apresentam identidades tectono-estruturais distintas, com picos metamórficos separados por cerca de 70-90 Ma, caracterizando mais um exemplo de evolução diacrônica durante o Neoproterozóico.

A evolução precoce (toniano-criogeniana) é restrita ao Orógeno São Gabriel, que se caracteriza por uma fase

acrescionária prolongada (de 880 Ma a 700 Ma), com clímax metamórfico em 700 Ma. O evento orogênico mais tardio, característico do extenso Orógeno Dom Feliciano, caracteriza-se por uma evolução magmática datada entre *ca.* 650-560 Ma e clímax metamórfico entre 630 Ma e 610 Ma.

A presente síntese se baseia nos trabalhos de Babinski *et al.* (1996); Basei (2000); Silva *et al.* (2002a,b), Basei *et al.* (2003) e Hartmann *et al.* (2000). Além desses estudos, nos quais estão referenciados todos os trabalhos utilizados para a elaboração do presente texto, recomenda-se como leitura adicional diversas sínteses sobre a Geologia do Rio Grande do Sul, editadas por Holz e De Ros (2000), e aquelas apresentadas por Basei (2000) e Basei *et al.* (2000) sobre a geologia de Santa Catarina.

A pequena extensão exposta do Cráton Rio de la Plata é constituída por ortognaisses bimodais, caracterizados como uma típica seqüência TTG. Possuem idade de cristalização de *ca.* 2510 Ma e foram metamorfisados, sob condições da fácies granulito, em torno de 2022 Ma (Fig. 20).

Orógeno São Gabriel

Apesar da pequena extensão exposta, o Orógeno São Gabriel (Fig. 21) guarda o registro mais completo do estágio de formação da crosta juvenil brasileira em toda a Província Mantiqueira, caracterizando-se como um “orógeno relacionado à subducção” (Sengör, 1990) ou orógeno acrescionário. O limite meridional deste orógeno é balizado pela Zona de Cisalhamento Ibaré, transpressiva e sinistral, com direção NW-SE. O limite leste é marcado pela Zona de Cisalhamento Caçapava, com direção dominante NE-SW (Fig. 21). Estes limites são zonas de cisalhamento profundas, possivelmente de natureza intercontinental, que separam blocos crustais distintos. A Zona de Cisalhamento Ibaré separa o orógeno do terreno arqueano de alto grau (Complexo Granulítico Santa Maria Chico) do Cráton Rio de La Plata. A Zona de Cisalhamento Caçapava constitui o limite oriental entre o Orógeno São Gabriel (parcialmente encoberto pela bacia de Camaquã do Orógeno Dom Feliciano), o bloco oriental composto pelo embasamento paleoproterozóico retrabalhado (Complexo Encantadas) e a faixa de dobramentos e empurrões (Complexo Porongos) do Orógeno Dom Feliciano.

A Bacia Precursora do Orógeno São Gabriel

A bacia precursora do Orógeno São Gabriel é representada por associações máfico-ultramáficas, xistos magnesianos, serpentinitos, metabasaltos e anfíbolitos toleíticos, de possível natureza ofiolítica (Complexo Cerro Mantiqueira). Estas rochas constituem remanescentes tectonicamente embutidos nas unidades sinorogênicas que representam um arco vulcano-plutônico. Não existem datações radiométricas confiáveis para estas rochas, mas uma idade mínima, para a cristalização dos seus protólitos, superior ao valor de *ca.* 750 Ma, obtido no arco vulcano-plutônico, é bastante plausível.

O Metadiorito Passinho, geograficamente relacionado às associações máfico-ultramáficas, tem idade de cristalização de *ca.* 880 Ma, mas constitui uma unidade de significado tectônico duvidoso nesse contexto.

Estágios Orogrênicos

O estágio pré-colisional, ou acrescionário, deste orógeno é caracterizado pela edificação de um arco magmático (arco de ilhas) com diversas unidades vulcano-plutônicas cálcio-alcalinas (Fig. 21). O domínio plutônico é constituído por ortognaisses TTG (Grupo Cambaí), associados às rochas máfico-ultramáficas toleíticas referidas no item anterior. Sua idade de cristalização é de *ca.* 740-730 Ma e a idade do metamorfismo é *ca.* 730 Ma. A unidade vulcânica (Grupo Vacacaí)

é constituída por meta-andesitos, metabasaltos, metatufos intermediários, xistos pelíticos, mármore e anfíbolitos, além de intrusões máfico-ultramáficas. A idade de cristalização dos protólitos é *ca.* 750 Ma e a idade do metamorfismo é *ca.* 700 Ma.

A assinatura isotópica Sm-Nd, com ϵ_{Nd} positivo ($t = 750$ Ma) e idades-modelo de *ca.* 1,0 Ga indicam origem juvenil para o arco magmático e conseqüentemente, uma natureza intra-oceânica (arco de ilhas).

O estágio sincolisional teve seu desenvolvimento em resposta ao transporte tectônico do arco magmático rumo a WNW. Esse sistema teria sido responsável pela colagem do Orógeno São Gabriel à borda leste do Cráton Rio de La Plata, em época relacionada ao pico metamórfico de *ca.* 700 Ma.

Orógeno Dom Feliciano

O Orógeno Dom Feliciano é constituído por seqüências de margens passivas neoproterozóicas (grupos Brusque, em Santa Catarina, Porongos, no Rio Grande do Sul, e Lavallega, no Uruguai), extensos segmentos de arcos magmáticos neoproterozóicos (Florianópolis, Pelotas e Aygua, este no Uruguai), e restos do embasamento paleoproterozóico a arqueano (Fig. 21).

A sua atual estruturação, alongada na direção NE-SW, vincula-se à colisão continental oblíqua que se deu em resposta à convergência dos crátons Rio de La Plata, Parapanema e Kalahari. Conseqüentemente, a evolução do orógeno está associada a uma tectônica transpressiva de escape lateral, a qual deu origem a extensos e profundos sistemas de cisalhamento transcorrentes. Esses sistemas funcionaram como limites de segmentos do orógeno distintos e guardam o registro da deformação, metamorfismo e magmatismo orogênico. Os sistemas transcorrentes controlaram também a implantação de bacias vulcano-sedimentares e a geração dos plútons sintranscorrentes e, durante a evolução terminal, a intrusão dos batólitos pós-tectônicos.

Os mais expressivos dos sistemas transpressivos estão assinalados na Fig. 21, e são conhecidos como as zonas de Cisalhamento Major Gercino, Dorsal do Canguçu e Sierra Ballena (Fig. 20). No Rio Grande do Sul este sistema é sinistral, como as demais zonas de cisalhamento do extremo sul. Limita as unidades metavulcano-sedimentares Porongos, a oeste, e o Batólito Pelotas, a leste. No Uruguai recebe a designação Sierra Ballena, separando o Complexo Lavallega do arco Aygua. Em Santa Catarina, sua provável extensão (Major Gercino) também separa o domínio metavulcano-sedimentar Brusque, a oeste, do arco magmático, a leste. Apesar da possível correlação, em Santa Catarina, como todas as demais zonas de cisalhamento importantes situadas no norte do Rio Grande do Sul, o sistema de cisalhamento é dextral.

O significado desse extenso sistema de cisalhamento é ainda objeto de debates. Apesar de expor milonitos de zonas crustais profundas, chegando a alcançar 5 km de extensão lateral, ele teria um posicionamento intracontinental (Fernandes *et al.*, 1993), separando os depósitos de margem passiva da faixa de dobramentos e empurrões, situados a oeste, do arco magmático, a leste. Outros pesquisadores interpretam esse sistema como uma zona limítrofe de placas. Nesse caso, as bacias metavulcano-sedimentares da faixa de dobramentos e empurrões não representariam remanescentes de margem passiva neoproterozóica, mas terrenos mesoproterozóicos (“Cinturão de Xistos”), separados pelo megalineamento do “Cinturão de Granitos” (Basei *et al.*, 2000).

A Zona de Cisalhamento Perimbó é outro importante componente do sistema transpressivo NE-SW, em Santa Catarina, e separa os depósitos de margem passiva cavalgados sobre o embasamento arqueano do Cráton Luís Alves (Basei, 1985).

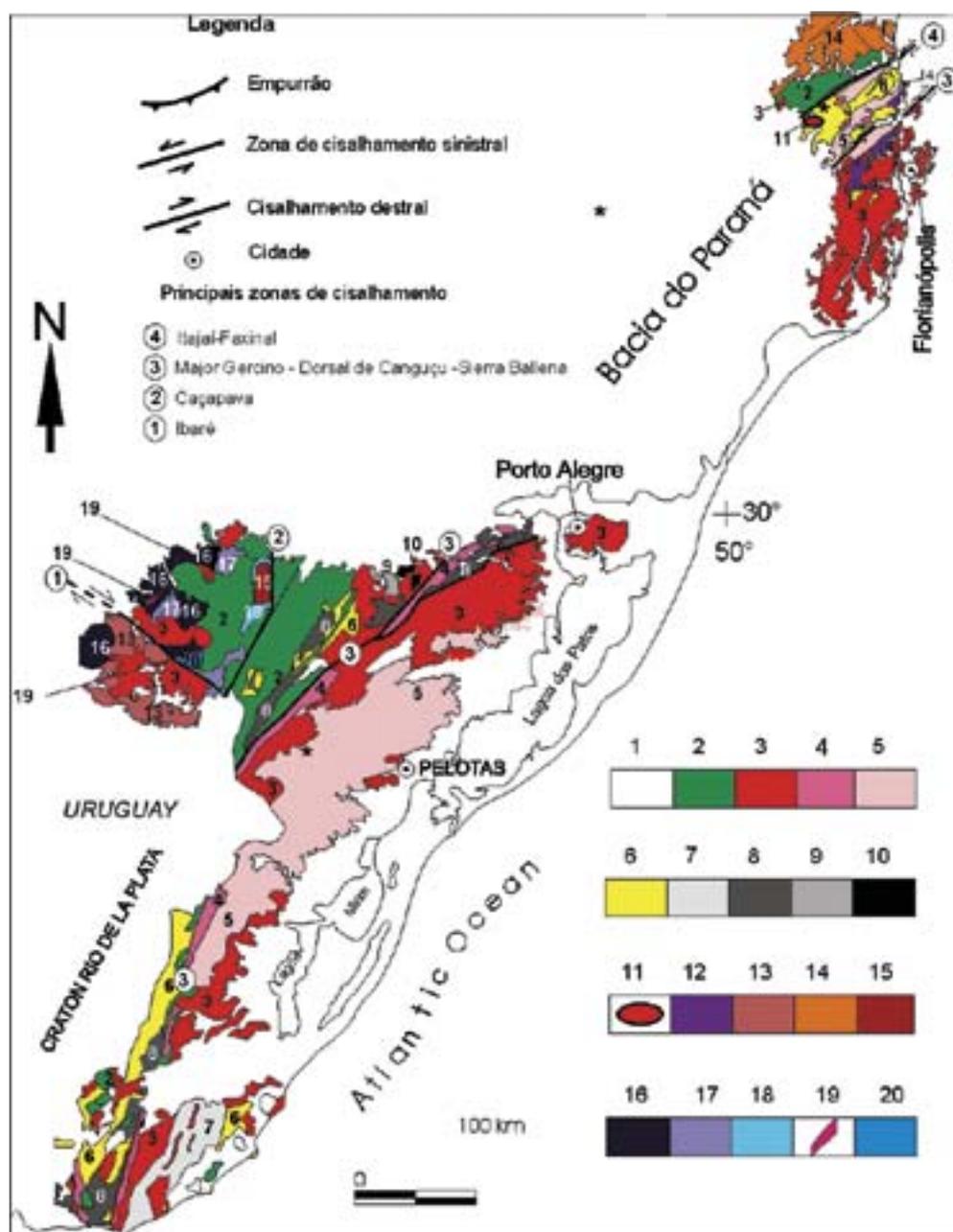


Fig. 21- Mapa Geológico da Província Mantiqueira Meridional, simplificado do "Mapa Geológico da província Mantiqueira, 1:250.000" de Silva *et al.*, 2002b. Segmento Uruguaio modificado de Hartmann & Fernandes (2000). Legenda : 1 Coberturas e rochas magmáticas fanerozóicas. ORÓGENO DOM FELICIANO: 2.-Bacia tardi a pós-tectônica de antepaís (Itajaí e Camaquã); 3-Granitóides G_3 pós-colisionais (tipo-I, A, localmente rapakivi e alcalinos); 4-granitóides G_2 tardi-colisionais, tipo-I, cálcio-alcalinos de alto-K; 5-granitóides G_1 e migmatitos pré- a sincolisionais, predominantemente do tipo-I, localmente com xenólitos de gnaisses tonalíticos de significado tectônico regional incerto (*) (Suíte Pinheiro Machado); 6-Bacias de margem passiva (Grupos Brusque, Porongos e Lavaljeja com remanescente de depósitos de assoalho oceânico. EMBASAMENTO RETRABALHADO: 7- Orthogneisses kibarianos (Terreno Punta del Este); 8- Orthogneisses riacianos (complexos Encantadas e Arroio dos Ratos/Microcontinente); 9-Paragneisses (Complexo Várzea do Capivarita); 10-Metanortosito Capivarita; 1- Gnaiss tonalítico riaciano; 12- Gnaisses tonalíticos Paleoproterozóicos migmatizados há ca. 610 Ma. Margem continental oriental do CRÁTÓN RIO DE LA PLATA: 13-Gnaisses TTG arqueanos, granulizados no Paleoproterozóico (Complexo Santa Maria Chico). (Crátón/Placa Luís Alves): 14-A/Psg = Gnaisses TTG arqueanos, granulizados no Paleoproterozóico (Complexo Granulítico de Santa Catarina). EVENTO TRANSPRESSIVO CAÇAPAVA DO SUL (560 Ma) : 15-Granitóide transcorrente, tipo I, com significado tectônico incerto. ORÓGENO SÃO GABRIEL: 16-Gnaisses cálcio-alcalinos (TTG) do arco plutônico intraoceânico (Grupo Cambai); 17-Assembléia metavulcânica/ vulcanoclásticas calco-alcalina intermediária e metasedimentar (Supergrupo Vacacai); 18-Assembléia metavulcano-sedimentar de retro arco? (Formação Passo Feio); 19-Associação meta máfico-ultramáficas, toleíticas, intercaladas nas seqüências do arco, interpretada como remanescentes ofiolíticos (Complexo Cerro Mantiqueira); 20-Meta-diorito toniano

- Geological map of the southern segment of the Mantiqueira Province, simplified from "Mapa Geológico da província Mantiqueira, 1:250.000" by Silva *et al.*, 2002b. The Uruguay segment was compiled from Hartmann & Fernandes (2000). Legend: 1-Phanerozoic cover and magmatic rocks. DOM FELICIANO orogen: 2- late to post-tectonic foreland basins (Itajaí and Camaquã); 3- post-collisional G_3 granitoids (I and A types, sometimes alkaline and rapakivi types); 4-late-collisional high-K calcalkaline G_2 granitoids; 5-pre- to syn-collisional G_1 granitoids with tonalitic xenoliths (*) (Pinheiro Machado Suite); 6-Passive margin basins (Brusque, Porongos and Lavaljeja groups) with slices of ocean floor rocks. REWORKED BASEMENT: 7-Kibarian orthogneisses (Punta del Este terrane); 8-Rhyacian orthogneisses (Encantadas and Arroio dos Ratos Complexes/Microcontinent); 9-Paragneisses (Várzea do Capivarita complex); 10-Capivarita Metanorthosite; 11-Rhyacian tonalitic gneiss; 12-Paleoproterozoic gneisses with ca. 610 Ma metamorphic overprint. Oriental continental margin of the RIO DE LA PLATA CRATON: 13-(Santa Maria Chico complex). LUIS ALVES CRATON: 14-A/Psg = Archaean TTG gneisses with granulite facies Paleoproterozoic overprint (Santa Catarina Complex). CAÇAPAVA DO SUL TRANSPRESSIONAL EVENT (560 Ma) : 15-I-type granite. SÃO GABRIEL OROGEN: 16-calcalkaline gneisses of the intraoceanic arc (TTG-Cambai group); 17-meta-volcanosedimentary sequence (Vacacai supergroup); 18-retro-arc meta-volcanosedimentary sequence (Passo Feio Fm); 19-meta-mafic and ultramafic rocks (ophiolitic remnant?) of the Cerro Mantiqueira Complex; 20-Tonian meta-diorite.

Embasamento

O mais extenso segmento arqueano preservado no interior da província é constituído pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina, que constitui o embasamento do Orógeno Dom Feliciano, e se estende por 250 km entre os estados de Santa Catarina e Paraná, com largura máxima exposta de 100 km (Fig. 21). Este complexo é constituído por uma associação bimodal TTG, metamorfsada em fácies granulito. São gnaisses tonalíticos e trondhjemiticos relacionados à evolução de um arco intra-oceânico rhyaciano. Apresenta freqüentes intercalações de rochas ultramáficas de composição piroxenítica e de supracrustais que incluem, majoritariamente, formações ferríferas e localmente, gnaisses kinzigíticos. A idade de cristalização dos protólitos dos gnaisses trondhjemiticos é *ca.* 2.715 Ma, enquanto a idade do metamorfismo é de *ca.* 2.170 Ma. Não existem evidências geocronológicas de retrabalhamento metamórfico durante o Neoproterozóico, a despeito da instalação de diversas bacias vulcano-sedimentares tardi-orogênicas (Itajaí) e da intrusão de numerosos plútons graníticos, nesse segmento do embasamento arqueano. Esse domínio arqueano-paleoproterozóico, designado Cráton Luís Alves, representaria um microcontinente.

Outros importantes remanescentes de embasamento são terrenos paleoproterozóicos submetidos à recristalização metamórfica (complexos Encantadas, Arroio dos Ratos e Várzea do Capivarita), durante a fase colisional. É o caso do Gnaise Encantadas, com idades de cristalização magmática em torno de 2.200 Ma e idades metamórficas de *ca.* 630 Ma (este gnaise também representaria um antigo microcontinente relativamente). Outros componentes menores do embasamento paleoproterozóico foram submetidos à fusão parcial e migmatitização (complexos Camboriú e Águas Mornas) em torno de 610 Ma.

As Bacias Precursoras do Orógeno Dom Feliciano

Estas bacias estão representadas, principalmente, por quartzitos, mármores, filitos grafitosos, xistos pelíticos e metaturbiditos, depositados em ambientes rasos a profundos de margem continental passiva. Os depósitos de margem passiva englobam também associações marinhas de águas rasas, com quartzito e calcário estromatolítico, ou associações de rochas metavulcânicas máficas, com restos de derrames basálticos almofadados e variolíticos, e formações ferríferas bandadas, que sugerem ambiente de assoalho oceânico (Bacia Brusque).

Associações máfico-ultramáficas, possivelmente também originadas em um estágio de abertura oceânica, são descritas na Bacia Porongos.

Estágios Orogênicos

As sucessões de margem continental passiva foram deformadas e metamorfsadas sob condições de fácies xisto verde baixo (Brusque) a anfíbolito baixo (Porongos e Lavalleja), e edificaram uma faixa de dobramentos holomórfica em torno de 630-610 Ma.

Os estágios pré, sin a pós-colisionais do Orógeno Dom Feliciano estão registrados no arco magmático, que é caracterizado por extensiva granitogênese neoproterozóico-cambriana.

O plutonismo pré- a sincolisional foi datado no intervalo 650-610 Ma. A maioria dos plútons apresenta assinatura química e isotópica características de arco magmático maduro, de margem continental ativa (arco de Pelotas). São granitóides cálcio-alcálicos de médio a alto K, com componente dominante derivado de refusão de fonte continental metaluminosa (ortognaisses), e raras assinaturas do tipo S. Apresentam idades-modelo Sm-Nd predominantemente paleoproterozóicas e minoritariamente, arqueanas e mesoproterozóicas. Além disso, mostram valores do parâmetro ϵ_{Nd} (600 Ma) moderada a fortemente negativos.

Existe ainda muita controvérsia quanto à polaridade de subducção no Orógeno Dom Feliciano, mas embora alguns autores defendam que a polaridade de subducção tenha sido para oeste (Fernandes *et al.*, 1995), parece ser mais consensual a interpretação de polaridade para leste, com base no zoneamento geoquímico das rochas granitóides pós-colisionais e na vergência da deformação (Basei *et al.*, 2000; 2003).

O estágio pós-colisional estende-se de *ca.* 610 Ma a 590 Ma e é caracterizado por extensivo magmatismo do tipo I-Caledoniano (Pitcher, 1983), subalcalino a alcalino e muito localmente, shoshonítico, característicos de colapso pós-orogênico. Os granitóides deste estágio são também caracterizados por assinatura isotópica predominantemente crustal, com forte influência de crosta arqueana a mesoproterozóica.

Além da granitogênese, que intrude as rochas do arco de Pelotas, o estágio pós-colisional é também caracterizado por extensas bacias vulcano-sedimentares de retro-arco, com abundantes termos vulcânicos e vulcanoclásticos alcalinos e mais raramente, shoshoníticos, com idades entre *ca.* 600 Ma e 560 Ma. A evolução dessas bacias é controlada por sistemas deposicionais continentais transicionais e marinhos. São bacias dominadas por sistema fluvial anatomosado (tipo *red beds*), com conglomerados, arenitos e arcóseos, que evolui para sistema marinho deltáico, com turbiditos proximais e distais, e depósitos de taludes continentais. O magmatismo inclui numerosos plútons graníticos alcalinos. Para maiores detalhes, vide o capítulo de Teixeira *et al.*, neste mesmo volume.

Síntese da Evolução Geológica da Província Mantiqueira

A evolução tectônica neoproterozóico-cambriana registrada nos orógenos da Província Mantiqueira e em suas contrapartes situadas na África Ocidental (Fig. 2) fornece importantes pistas para esclarecer as diferentes etapas da aglutinação da parte ocidental do Supercontinente Gondwana (Fig. 17).

As principais paleoplacas envolvidas neste cenário são São Francisco-Congo, Parapanema, Rio de la Plata e Kalahari, além de prováveis massas continentais menores, como Luis Alves, Apiaí (?), Terreno Oriental-Serra do Mar e Terreno Cabo Frio (fragmento do Cráton do Congo?). A evolução geológica pré-brasileira foi delongada, com eventos formadores de rochas no Arqueano e Paleoproterozóico. O intervalo entre 2,2 e 1,9 Ga é especialmente importante na geração de rochas granitóides, que representam tanto retrabalhamento de crosta arqueana, como acreção juvenil em ambientes de arco de ilhas.

Na Placa São Francisco-Congo, os registros da tafrogênese estateriana (*ca.* 1,75-1,6 Ga) são preservados em bacias intracontinentais, representadas por seqüências deposicionais do Supergrupo Espinhaço e da Megasseqüência São João del Rei. Estas seqüências foram retrabalhadas parcial a totalmente pela Orogênese Brasileira, nos orógenos Araçuaí e Ribeira.

Alguns terrenos guardam registros de bacias sedimentares do Ectasiano (*ca.* 1,4 Ga), a exemplo do Grupo Serra do Itaberaba e algumas formações do Grupo Açungui, situados no Terreno Apiaí-Guaxupé.

O início do Neoproterozóico é caracterizado pela tafrogênese toniana que resultou na geração de bacias tipo rifte (*ca.* 930-880), as quais evoluíram para bacias de margem continental passiva. A fase de rifte continental é caracterizada, na Faixa Congo Ocidental (930-910 Ma; Tack *et al.*, 2001), por extenso vulcanismo félsico-máfico continental e, no Orógeno Araçuaí, pela intrusão anorogênica de Salto da Divisa (880 Ma; Silva *et al.*, 2002) e por diques máficos (906 Ma) que cortam o Supergrupo Espinhaço (Machado *et al.*, 1989).

A etapa de abertura oceânica (ca. 840-800 Ma) está bem documentada em praticamente todos os orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira, que apresentam claramente a faciologia típica de bacias de margens passivas e restos de seqüências ofiolíticas. Esta fase é representada pela Formação Ribeirão da Folha (Grupo Macaúbas distal), no Orógeno Araçuaí, pela Megasseqüência Andrelândia e unidades supracrustais do Terreno Oriental, no Orógeno Ribeira e na zona de interferência com o Orógeno Brasília, e provavelmente pelos grupos Brusque, Porongos e Lavalleja, no Orógeno Dom Feliciano.

Estes espessos depósitos de margem passiva são contemporâneos à geração de arcos intra-oceânicos na porção mais setentrional do Orógeno Brasília (Arco Mara Rosa). Portanto, o cenário paleogeográfico no início do Neoproterozóico sugere amplos oceanos ao largo das margens ocidental e sul do Cráton do São Francisco, bem como ao largo dos crátons do Paranapanema e Rio de la Plata. Se assim for, estas massas continentais estariam muito distantes entre si no início do Neoproterozóico e o Paleocóntinente São Francisco-Congo não faria parte do Supercontinente Rodínia, como recentemente sugerido por Pisarevsky *et al.*, (2003) e Kröner & Cordani (2003).

Entretanto, mesmo neste cenário, o Orógeno Araçuaí representa um orógeno confinado, que sucedeu uma bacia marinha interior (*inland-sea basin*), pois as reconstruções paleogeográficas disponíveis na literatura mostram que os crátons do São Francisco e Congo permaneceram parcialmente unidos (pelos orógenos paleoproterozóicos Itabuna e Eburneano) desde ca. 2 Ga até a abertura do Atlântico Sul. Em torno de 800 Ma, a Bacia Araçuaí-Congo Ocidental configurava um amplo golfo articulado, a norte, com os aulacógenos Santo Onofre e Sangha, mas com abertura oceânica restrita à sua região meridional. Nesta região, onde ocorreu espalhamento oceânico, o Golfo Araçuaí desembocaria num amplo oceano, hoje representado pelo Orógeno Ribeira e outros ramos do sistema brasileiro-panafricano.

O intervalo entre 790 e 585 Ma (Criogeniano/Ediacarano) é caracterizado pela geração de arcos magmáticos, tanto intra-oceânicos como no Orógeno São Gabriel (750-730 Ma) e Rio Negro I (790 Ma e 635-620 Ma, Orógeno Ribeira), como por arcos de margem continental ativa, a exemplo de Rio Negro II-Suíte G₁ (635-585 Ma), nos orógenos Ribeira e Araçuaí, e o Arco de Pelotas (650 a 610 Ma), no Orógeno Dom Feliciano.

Neste período também devem ter se formado bacias de ante-arco e retro-arco, cujos registros estão parcialmente preservados em alguns orógenos. Sua identificação é baseada na ocorrência de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, intercaladas com sucessões metassedimentares, que registram proveniência de arco. Unidades dos grupos São Roque e Açungui, no Terreno Apiaí-Guaxupé, parte das sucessões metassedimentares dos terrenos Ocidental e Oriental do Orógeno Ribeira (Paraíba do Sul, Cambuci, Costeiro e Búzios) e, em parte, o complexo paragnáissico do Orógeno Araçuaí são prováveis representantes destas bacias pré- a sincolisionais.

A edificação, como resultado da Orogênese Brasileira, dos orógenos da Província Mantiqueira foi marcadamente diacrônica, como enfatizamos no decorrer de todo o capítulo e resumimos, a título de conclusão, adiante:

1) Idades metamórficas de 790 Ma foram recentemente reportadas para o Terreno Embu. As condições geodinâmicas deste evento, que é desconhecido nos terrenos adjacentes, são ainda controversas. Segue-se o episódio colisional de cerca de 700 Ma, registrado no Orógeno São Gabriel, que provavelmente representa uma colagem com o Cráton Rio de la Plata.

2) O período entre 630 e 600 Ma é caracterizado por importante tectonismo na extremidade sul do Orógeno

Brasília (formação de nappes e metamorfismo de pressão relativamente alta), como resultante da colisão dos paleocóntinentes Paraná e São Francisco-Congo; e no Orógeno Dom Feliciano, resultante da colisão dos paleocóntinentes Rio de la Plata e Kalahari. Idades entre 610 e 600 Ma sugerem um episódio metamórfico no Terreno Apiaí-Guaxupé, que pode se correlacionar com episódio similar da extremidade sul do Orógeno Brasília.

3) O intervalo entre 605-550 Ma é marcado por intenso evento tectono-metamórfico nos orógenos Ribeira e Araçuaí. Este evento, com clímax em 580 Ma, resultou na colisão do Terreno Oriental-Serra do Mar (incluindo o arco magmático Rio Negro e a Suíte G₁ do Orógeno Araçuaí) com a borda sudeste da região paleocontinental do São Francisco. Expressivo magmatismo foi gerado neste intervalo, que inclui leucogranitos, granitos porfiríticos, hornblenda-biotita granitos, com variações para tipos charnockíticos. Este episódio causou deformação e metamorfismo na porção sul do Orógeno Brasília, resultando em complexa zona de interferência entre os dois orógenos. Também no Terreno Embu o período entre 600 e 590 Ma concentra a maior parte dos registros metamórficos e magmáticos. Este episódio colisional resultou no desenvolvimento de sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes destrais nos orógenos anteriormente consolidados (Brasília meridional, Dom Feliciano e Terrenos Apiaí-Guaxupé).

4) Finalmente, o último evento colisional registrado na Província Mantiqueira ocorreu em ca. 520 Ma. Foi reconhecido originalmente no Terreno Cabo Frio do Orógeno Ribeira (Orogênese Búzios, Schmitt *et al.*, 1999), mas seus efeitos também são registrados em outros terrenos do Orógeno Ribeira (Heilbron & Machado, 2003). O contexto tectônico deste evento ainda é alvo de discussões, embora existam sugestões de que esta colisão resulte do fechamento tardio de bacia retro-arco, contemporaneamente à amalgamação final do Gondwana Ocidental.

Bacias tardi-tectônicas associam-se aos episódios colisionais acima enumerados. São representadas por sucessões vulcano-sedimentares, com proveniência dos orógenos recém construídos. A implantação e deformação destas bacias também é diacrônica. Destacamos as unidades Eleutério, Pouso Alegre, Castro e Camarinha, no segmento central da Província Mantiqueira, Camaquã no segmento sul, e a Formação Salinas no segmento norte.

Finalmente, fechando a história de aglutinação do Gondwana Ocidental, existem registros da transição para um regime extensional, recentemente interpretado como resultante do colapso dos orógenos do Sistema Mantiqueira. Esta etapa de colapso extensional está melhor identificada nos orógenos Araçuaí e Ribeira, e é representada tanto por zonas de cisalhamento normais e dobras de gravidade com vergência para leste, como por zonas de cisalhamento transtensionais transversais aos orógenos. Importante magmatismo bimodal, que ocorreu entre 510 e 480 Ma, está associado a este episódio tectônico.

Considerações Finais

Desde as contribuições pioneiras de Fernando Flávio Marques de Almeida, um enorme acervo de dados geológicos sobre a Província Mantiqueira foi produzido. Entretanto, apesar do inquestionável avanço no conhecimento geológico e geocronológico, muitas questões importantes ainda permanecem em aberto.

Para solucionar estas questões são necessários programas de mapeamento geológico detalhado, abordando regiões problemáticas ou sem cobertura cartográfica adequada, associados a estudos geocronológicos e geotermobarométricos, e

aprofundamento da análise estrutural, incluindo o estudo de reativação de estruturas. Também são imprescindíveis os encontros temáticos entre equipes regionais de pesquisa.

Esperamos que esta contribuição, além de prestar justa homenagem a Fernando Flávio Marques de Almeida, que foi o inspirador dos autores deste capítulo, cause efeito multiplicador similar nas gerações futuras de geólogos e cientistas.

Agradecimentos

Agradecemos a criteriosa e generosa revisão de Benjamin

Bley de Brito Neves que certamente muito contribuiu para a versão final do trabalho. Os autores também estão em débito com as sugestões finais de Cláudio de Morisson Valeriano e de muitos outros autores que vêm se dedicando à investigação geológica da Província Mantiqueira, cujos trabalhos foram consultados para a elaboração desta síntese. Agradecemos também a Luiz Maurício Salgado Alves Correa e Marcelo Fagundes de Rezende pela leitura e crítica da primeira versão deste trabalho.

Todos os autores deste capítulo são bolsistas de produtividade em pesquisa do CNPq.