

### 2.1 – Arcabouço Geotectônico

Os dois setores abordados nesta tese, portadores de rochas com afinidade oceânica, situam-se nas porções central (*setor 1 – Ribeirão da Folha – Capelinha – São José da Safira*) e meridional (*setor 2 – São Pedro dos Ferros – Santo Antônio do Gramma*) do Orógeno Araçuaí (Figura 2.4). A definição e características deste orógeno, bem como sínteses e dados recentes que interessam à região focalizada encontram-se em Almeida (1977), Uhlein (1991), Pedrosa-Soares *et al.* (1995, 1998, 2001, 2003, 2005, 2006, 2007, 2008), Brito-Neves *et al.* (1999), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), Lima *et al.* (2002), Alkmim *et al.* (2003, 2006, 2007), Noce *et al.* (2004, 2007a,b), Heilbron *et al.* (2004), Suita *et al.* (2004), Peres *et al.* (2004), Marshak *et al.* (2006) e Vieira (2007). Apresenta-se adiante uma compilação destes trabalhos.

O Orógeno Araçuaí é uma região orogênica que se estende desde o limite leste do Cráton do São Francisco até o litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° S (Figura 2.4). A fronteira setentrional deste orógeno descreve uma grande curvatura, com concavidade voltada para sul. O limite meridional é balizado pela extremidade sul do Cráton do São Francisco, ao redor do paralelo 21° S, onde a estruturação brasileira de direção NE, característica do Orógeno Ribeira, sofre inflexão para NNE a N-S. O Orógeno Araçuaí representa o segmento setentrional da Província Mantiqueira e inclui a Faixa de Dobramentos Araçuaí, de acordo com a definição original de Almeida (1977), e a região a leste dela, rica em rochas graníticas e metassedimentares de alto grau. A Faixa Congo Ocidental (ou Oeste Congo) representa a contraparte do Orógeno Araçuaí que foi herdada pela África após a abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo (Figura 2.4).

Os grandes compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí, de acordo com Uhlein (1991), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Heilbron *et al.* (2004), são os domínios de **antepaís** (cobertura deformada do Cráton do São Francisco), **externo** (ou proximal, caracterizado por um sistema de empurrões frontais, transporte tectônico para oeste e metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito, crescente de oeste para leste e de norte para sul) e **interno** (ou distal, denominado “núcleo metamórfico-anatético do orógeno”, caracterizado por extensivo plutonismo orogênico, presença de remanescentes oceânicos e do arco magmático cálcio-alcálico e metamorfismo de alto grau nas rochas associadas). Alkmim *et al.* (2006, 2007) apresentam uma compartimentação tectônica mais detalhada, em domínios estruturais, com base na orientação espacial, significado cinemático e história de nucleação das estruturas dominantes (Figura 2.1). O Corredor Transpressivo de Minas Novas (domínio MN) e o Núcleo Cristalino (domínio NC) interessam diretamente a esta tese por conterem os restos de litosfera oceânica estudados.

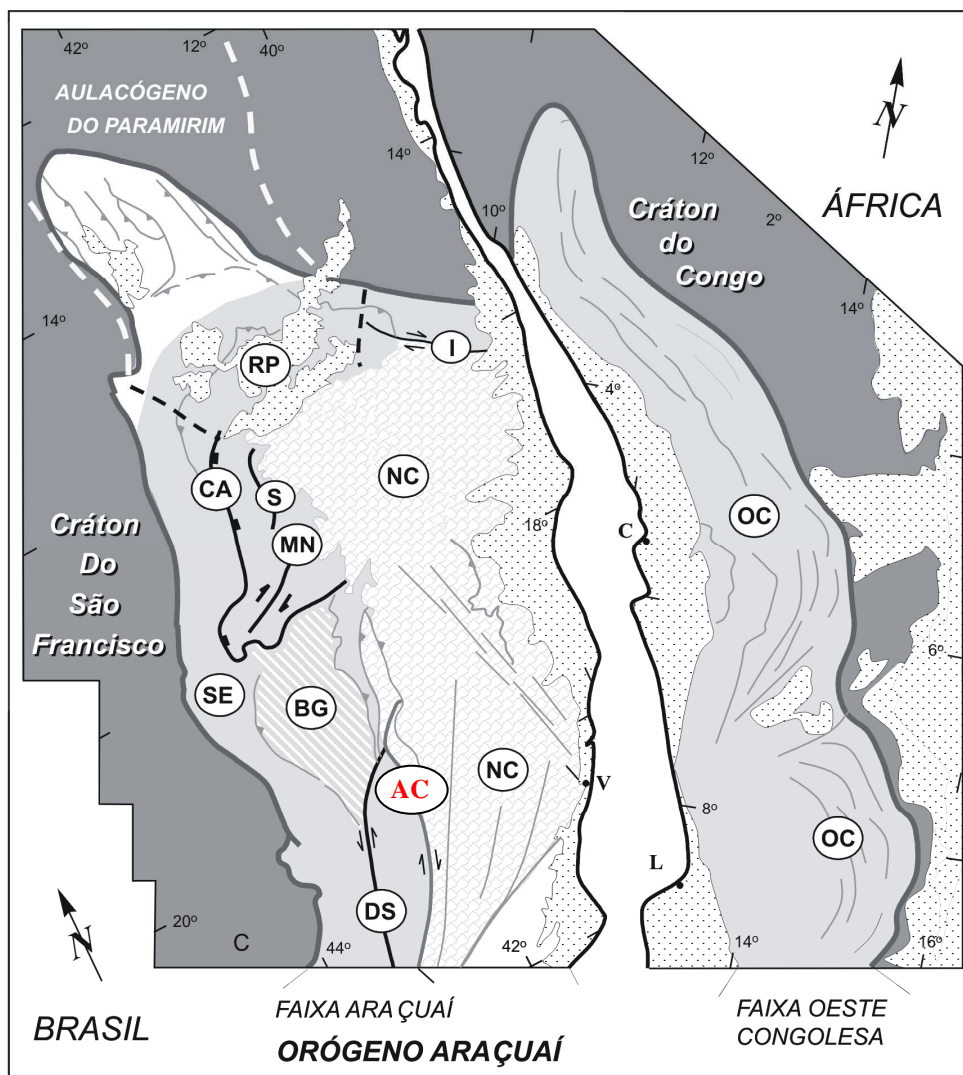


Figura 2.1. Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental (Alkmim *et al.* 2007). SE- Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional, CA- Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã, S- Zona de Dobramentos de Salinas, MN- Corredor Transpressivo de Minas Novas, RP- Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim, BG- Bloco de Guanhães, DS- Zona de Cisalhamento de Dom Silvério, I- Zona de Cisalhamento de Itapebí, NC- Núcleo Cristalino, OC- Faixa Oeste-Congoleza. A Zona de Cisalhamento de Abre-Campo, importante para o setor meridional (ou setor 2) estudado, está destacada em vermelho (AC).

O Corredor Transpressivo de Minas Novas é uma zona de deformação transcorrente dextral de orientação geral NE-SW, desenvolvida sobre rochas do Grupo Macaúbas (alvo deste trabalho no setor 1) e Formação Salinas. Em seção transversal, apresenta geometria em flor positiva, marcada por uma foliação penetrativa, geralmente paralela ao acamamento das unidades envolvidas. O metamorfismo regional varia da fácies xisto verde a anfibolito médio, sob regime de baixa pressão.

O Núcleo Cristalino, também denominado “zona interna de alto grau metamórfico”, se estende desde a descontinuidade geofísica de Abre Campo até a margem continental brasileira (Figura 2.1). Este domínio pode ser subdividido em dois subdomínios principais, levando-se em consideração a inversão do mergulho da foliação regional e da vergência a ela relacionada, durante o estágio sin-

colisional do orógeno, e a importância das zonas de transcorrência. O subdomínio meridional do Núcleo Cristalino, que contém o grande corpo anfibolítico de Santo Antônio do Grama (alvo da tese no setor 2), ocorre a sul do paralelo 19° S e apresenta como elementos tectônicos principais quatro grandes zonas transcorrentes dextrais (zonas de cisalhamento de Abre Campo, Manhuaçu, Guacuí e Batatal). A Zona de Cisalhamento de Abre Campo, intimamente relacionada a esta tese, baliza o limite entre o Complexo Mantiqueira, a oeste, e o Complexo Juiz de Fora, a leste. Segundo Alkmim *et al.* (2007), esta zona de cisalhamento pode representar não só uma sutura paleoproterozóica, como indicado pela separação das rochas do embasamento, como uma sutura neoproterozóica, pelo fato de limitar, pelo oeste, a ocorrência dos granitóides pré-colisionais G1. Além disso, na região de Governador Valadares, esta zona de cisalhamento conserva seu caráter de empurrão e coloca em contato tectônico corpos graníticos da Suíte G1 com sedimentos marinhos profundos da Formação Ribeirão da Folha.

O subdomínio setentrional do Núcleo Cristalino ocorre a norte do paralelo 19° S e engloba volumosos corpos granitóides associados às diversas etapas evolutivas do Orógeno Araçuaí. Neste subdomínio há uma predominância de empurrões de médio a baixo ângulo de mergulho em detrimento das zonas de transcorrência. Entre os paralelos 17° e 19° S, este subdomínio mostra dupla vergência da fase de deformação principal. A parte ocidental registra transporte tectônico para oeste, contra o Cráton do São Francisco, enquanto que a porção oriental apresenta vergência para leste, rumo ao Cráton do Congo (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006; Vieira 2007).

## 2.2 – Modelo Evolutivo

Diversos estudos sobre a evolução da Faixa Araçuaí vêm sendo desenvolvidos desde a década de 1970. Almeida (1977) define a Faixa Araçuaí como um ortogeossinclinal alpinótipo desenvolvido a sudeste do Cráton do São Francisco durante o Ciclo Brasileiro. Esta interpretação inspirou a busca por ofiolitos, iniciada por Pedrosa-Soares em 1986, pois geossinclinal daquela natureza, à luz da Teoria da Tectônica Global, deveria corresponder a uma margem de placa que poderia guardar restos oceânicos.

Vários autores propuseram correlações entre as faixas Araçuaí e Congo Ocidental, porém muitos as consideravam como contrapartes de um mesmo orógeno ensialítico desenvolvido durante o Evento Brasileiro (*e.g.*, Siga-Júnior 1986, Trompette, 1989, 1994, 1997; Uhlein 1991).

O caráter exclusivamente ensialítico do Orógeno Araçuaí foi questionado por Pedrosa-Soares *et al.* (1990, 1992, 1998), em função da descoberta e caracterização de uma unidade metavulcano-sedimentar típica de assoalho oceânico – a Formação Ribeirão da Folha – e de lascas tectônicas de rochas meta-ultramáficas nela encaixadas.

Pedrosa-Soares *et al.* (1998, 2001) e Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) propuseram um modelo evolutivo para o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental fundamentado em três premissas básicas: (a) identificação do magmatismo bimodal característico de *rift* continental, (b) identificação de associações típicas de remanescentes oceânicos e, (c) presença de magmatismo orogênico.

Todos os modelos evolutivos propostos até então careciam de um mecanismo capaz de explicar o início do processo de subducção em uma bacia relativamente estreita, de caráter ensiálico a norte e oceanizada a sul. Alkmim *et al.* (2003, 2006, 2007), com base em análises cinemáticas, propuseram um modelo de evolução tectônica para o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, no qual o fechamento da bacia Macaúbas teria sido induzido por colisões à distância, contra os crátoms do São Francisco e Congo, e seguiria um mecanismo similar a um quebra-nozes (Figura 2.2). De acordo com estes autores, a história evolutiva do Orógeno Araçuaí é marcada por quatro estágios principais, resumidamente descritos adiante:

↳ O primeiro estágio evolutivo caracteriza-se pela abertura da Bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Figura 2.2). Esta bacia deveria corresponder a um grande golfo, parcialmente assoalhado por crosta oceânica (Pedrosa-Soares *et al.* 2007), que desembocaria em um amplo oceano voltado para onde hoje se situa o Orógeno Ribeira. As primeiras manifestações de fraturamento crustal, que marcam o início da abertura, são evidenciadas por diques máficos que se alojaram em *ca.* 1,0 Ga no sul da Bahia e extremo nordeste de Minas Gerais (D'Agrella-Filho *et al.* 1990, 2004). A fase *rift* continental da Bacia Macaúbas desenvolveu-se entre *ca.* 906 e 880 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2008, Silva *et al.* 2008), e seu registro sedimentar é representado pelas unidades basais e proximais do Grupo Macaúbas. As manifestações magmáticas deste período estão bem registradas pelos diques máficos da Suíte Pedro Lessa, granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa e pelos xistos verdes basálticos do Membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã. A Bacia Macaúbas, em torno de 880 Ma, evoluiria para duas margens passivas conectadas, na porção setentrional, pela ponte cratônica Bahia-Gabão. Estas margens passivas estariam ainda conectadas a *rifts* interiores responsáveis pela acomodação da deformação e dissipação das tensões nas zonas cratônicas: os aulacógenos de Pirapora e Paramirim, no domínio São Francisco (Alkmim & Cruz 2005, Cruz & Alkmim 2006), e o Aulacógeno Sangha no domínio Congo (Trompette 1994). A fase margem passiva é representada por extensa sedimentação de turbiditos areno-pelíticos de mar profundo e por remanescentes oceânicos datados em *ca.* 646 Ma (Queiroga *et al.* 2007, 2008; capítulo 4 desta tese).

↳ O segundo estágio é marcado pelo início do processo de subducção e pela edificação do arco magmático cálcio-alcálico (Figura 2.2). O fechamento da Bacia Macaúbas foi induzido à distância,

em consequência de colisão envolvendo a península São Francisco e a placa Paraná ou Rio de La Plata, por volta de 630 Ma (Seer *et al.* 2001, Valeriano *et al.* 2004). Teve início a convergência das margens opostas da bacia, num mecanismo que remete ao funcionamento de um quebra-nozes. Desta forma, a península São Francisco seria rotacionada no sentido anti-horário em relação ao continente Congo, gerando uma compressão da Bacia Macaúbas e o consumo de sua litosfera oceânica. Entre 630 e 585 Ma o arco magmático foi edificado em ambiente de margem continental ativa. Este arco é representado por batólitos tonalíticos a granodioríticos, deformados, que registram a foliação regional, e por rochas vulcânicas de composição dacítica (Vieira 2007).

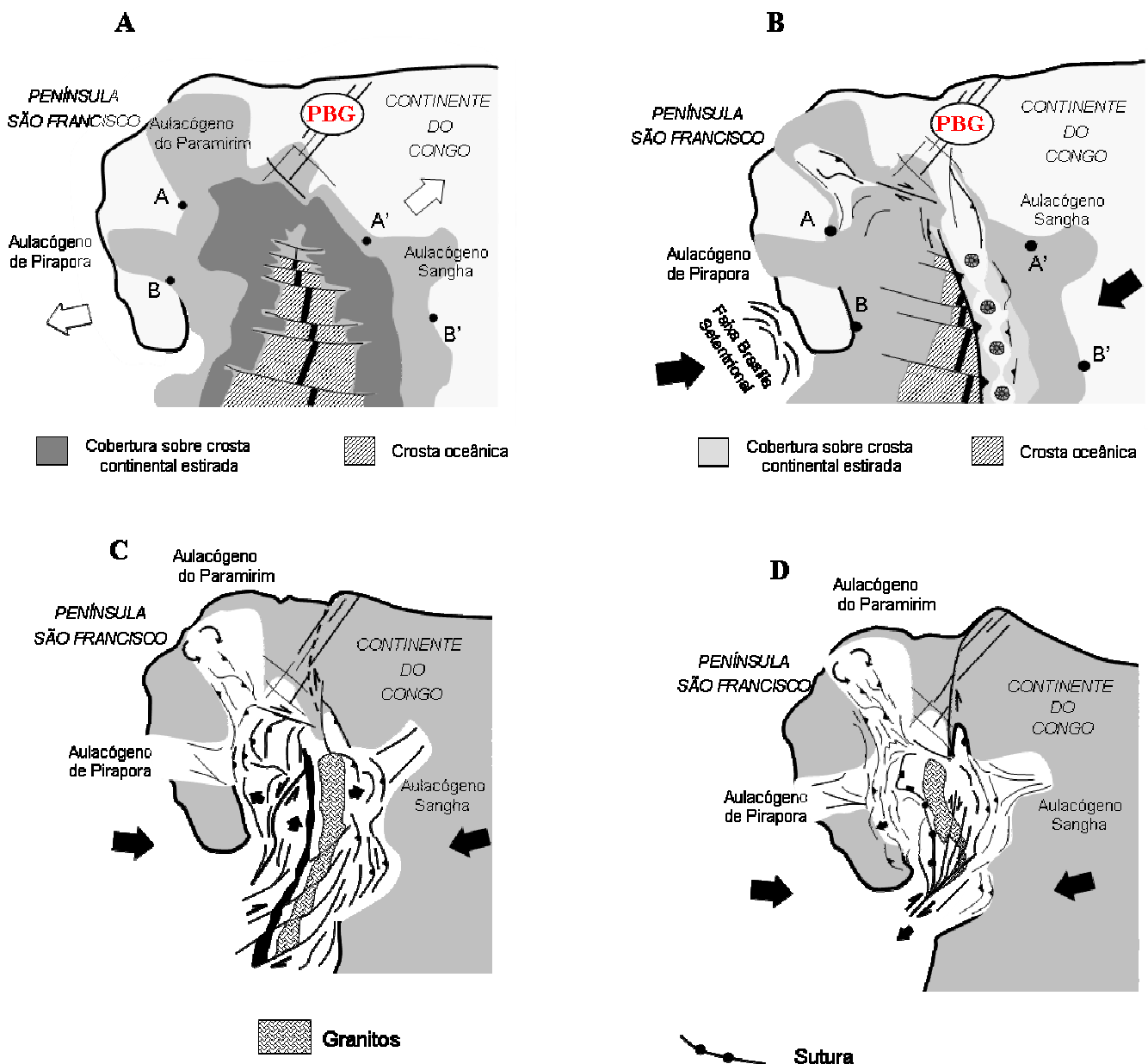


Figura 2.2. Modelo evolutivo para o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim *et al.* 2006, 2007). A) Características da bacia precursora por volta de 700 Ma; B) Ilustração da fase de convergência inicial por volta de 600 Ma; C) Ilustração da fase colisional por volta de 560 Ma e; D) Colapso gravitacional (ca. 500 Ma) após escape lateral da porção sul do orógeno. PBG = Ponte Bahia-Gabão.

↪ O terceiro estágio evolutivo é marcado por uma etapa colisional no intervalo compreendido entre 582 e 560 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2007) (Figura 2.2). Propagação de frentes de empurrão para as zonas cratônicas e o soerguimento de uma cadeia montanhosa são características marcantes desta fase. O estágio sin-colisional é caracterizado pela geração de grande quantidade de granitos tipo S que registram a foliação regional.

↪ O quarto e último estágio caracteriza-se por um grande escape de material em direção a sul, rumo ao Orógeno Ribeira, de segmentos do Núcleo Cristalino do Orógeno Araçuaí, através de movimentação dextral ao longo de zonas transcorrentes. Este fato pode estar relacionado à máxima aproximação entre o extremo sul da península São Francisco e a margem do continente Congo (Figura 2.2). Concomitantemente a este fato, o Orógeno Araçuaí entra em regime distensional sob a ação da força peso – o chamado colapso gravitacional. Neste período, entre 520 e 490 Ma, são gerados grandes volumes de granitos pós-colisionais, tipos I e S, sem foliação regional.

### 2.3 – Síntese da Estratigrafia Regional

Este item apresenta uma síntese da estratigrafia do Orógeno Araçuaí, priorizando as unidades paleoproterozóicas, neoproterozóicas e cambrianas que ocorrem nos setores abordados (Tabela 2.1). As unidades mais antigas, de idade paleoproterozóica, representam o embasamento do orógeno e incluem rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. A associação litológica, os dados geoquímicos e isotópicos e a distribuição geográfica de oeste para leste sugerem que estas rochas representem, respectivamente, um arco magmático desenvolvido sobre a margem do paleocontinente arqueano e um ou mais arcos magmáticos acrescionários juvenis (Heilbron *et al.* 2003, Noce *et al.* 2007a,b). O conjunto litológico composto por paragneisses ricos em plagioclásio do Grupo Andrelândia e pelo grande corpo de orto-anfibolito de Santo Antônio do Grama, de idade neoproterozóica, representa a associação arco-antearco-embasamento descrita por Pedrosa-Soares *et al.* (2007). Ressalta-se que nesta tese, o termo Andrelândia foi utilizado apenas para fins descritivos, não tendo caráter tectono-estratigráfico. O Grupo Macaúbas, de idade neoproterozóica, engloba depósitos sedimentares e vulcânicos que registram estágios de evolução da bacia desde a sua fase *rift* até a fase margem passiva. O subitem destinado ao Grupo Macaúbas será apresentado sob a forma de artigo intitulado “*The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations*”, aceito para publicação pela Geological Society of London (IGCP-512). Granitos intrusivos na área de influência da tese, de idade neoproterozóica a cambriana, são representados por pequenos corpos de leucogranito peraluminoso da Suíte G2, tipo S, e por granitos a duas micas da Suíte G4, tipo S. As descrições detalhadas destas duas unidades serão omitidas uma vez que fogem aos objetivos deste projeto de doutoramento (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 – Principais unidades estratigráficas abordadas nesta tese.

Unidade Estratigráfica	Litotipos	Componente (s) Geotectônico (s)	Idades	Referências
<i>Suíte G4</i>	Granito a duas micas	Magmatismo pós-colisional	535 – 500 Ma (U-Pb SHRIMP) para cristalização magmática	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2001, Campos <i>et al.</i> 2004, Silva <i>et al.</i> 2005.
<i>Suíte G2</i>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Granito peraluminoso (granada onipresente e cordierita e/ou sillimanita frequentes);</li> <li>• Granito a duas micas e granodiorito granatífero subordinados.</li> </ul>	Magmatismo sin-colisional	582 – 560 Ma (U-Pb SHRIMP) para cristalização magmática dos granitos	Nalini <i>et al.</i> 2000, Celino <i>et al.</i> 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2001, 2006, 2007; Pinto <i>et al.</i> 2001, Castañeda <i>et al.</i> 2006.
<i>Orto-anfibolito Santo Antônio do Grama</i>	Anfibolito de granulação média a grossa.	Associação arco-antearco-embasamento (provável resto ofiolítico)	595 ± 6 Ma (LA-ICP-MS) para idade de cristalização magmática <sup>3</sup> .	Brandalise 1991a, Fischel 1998, Raposo 1999, Nóbrega II & Rodrigues 2004, Ferreira <i>et al.</i> 2007.
<i>Grupo Macaúbas</i>	Sucessão de quartzitos, meta-conglomerado, meta-diamictito, formação ferrífera bandada, diques máficos, xistos basálticos, xistos pelíticos, metacherts, orto-anfibolitos e rochas meta-ultramáficas.	Plutonismo de <i>rift</i> continental; sedimentação de <i>rift</i> com depósitos glaciogênicos, coberta por sequência plataformal pós-glacial; vulcanismo máfico transicional; margem passiva distal e assoalho oceânico	<p>1161 ± 23 Ma (U-Pb SHRIMP) para idade máxima de sedimentação dos arenitos da Form. Matão</p> <p>900 ± 21 Ma (U-Pb SHRIMP) para idade máxima de deposição dos arenitos Duas Barras</p> <p>864 ± 30 Ma (U-Pb SHRIMP) para idade máxima de deposição da unidade superior da Form. Chapada Acauã</p> <p>646 ± 3 Ma (LA-ICP-MS) para idade magmática de cristalização do ofiolito de Ribeirão da Folha <sup>2</sup>.</p>	Uhlein 1991, Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 1992, 1998, 2001, 2007; Carvalho <i>et al.</i> 1992, Pedrosa-Soares 1995, 1997; Noce <i>et al.</i> 1997, Aracema <i>et al.</i> 2000, Brandani & Costa 2004, Suíta <i>et al.</i> 2004, Martins 2006, Queiroga <i>et al.</i> 2006, 2007, Babinski <i>et al.</i> 2007b, e demais referências citadas no artigo referente ao Grupo Macaúbas (parte deste capítulo) e listadas no capítulo 9 (Referências Bibliográficas).
<i>Grupo Andrelândia</i> <sup>1</sup>	Paragneisses bandados, quartzitos e rochas calcissilicáticas.	Associação arco-antearco-embasamento (remanescente de margem passiva)	1000 – 790 Ma para idade máxima de sedimentação.	Söllner & Trouw 1997, Paciullo <i>et al.</i> 2000, Heilbron <i>et al.</i> 2003, Noce <i>et al.</i> 2006, Tupinambá <i>et al.</i> 2007.
<i>Complexo Juiz de Fora</i>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Gnaiss enderbítico predominante;</li> <li>• Gnaiss de composição charnockítica;</li> <li>• Bandas, lentes e/ou <i>boudins</i> de granulito básico.</li> </ul>	Embasamento do Orógeno Araçuai	<p>2119 - 2084 Ma (U-Pb) para cristalização magmática dos gnaisses;</p> <p>590-574 Ma (U-Pb SHRIMP) para idade do metamorfismo.</p>	Heilbron 1993, 1995; Machado <i>et al.</i> 1996, Costa 1998, Heilbron <i>et al.</i> 2003, Noce <i>et al.</i> 2007a,b
<i>Complexo Mantiqueira</i>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Biotita - anfibólio ortognaisse bandado, de composição tonalítica a granítica;</li> <li>• Lentes, <i>boudins</i> e camadas de anfibolito.</li> </ul>	Embasamento do Orógeno Araçuai	<p>2180 – 2041 Ma (U-Pb SHRIMP) para cristalização magmática dos gnaisses;</p> <p>590-574 Ma (U-Pb SHRIMP) para idade do metamorfismo.</p>	Brandalise 1991b, Figueiredo & Teixeira 1996, Fischel 1998, Alkmim & Marshak 1998, Heilbron <i>et al.</i> 2003, Noce <i>et al.</i> 1998, 2007a,b; Silva <i>et al.</i> 2002, 2005; Duarte <i>et al.</i> 2004.

<sup>1</sup> O termo Andrelândia, para esta tese, não possui caráter tectono-estratigráfico. Trata-se de um termo meramente descritivo; <sup>2</sup> Idade obtida nesta tese. O resultado está disposto no capítulo 4; <sup>3</sup> Idade recente determinada nesta tese. O resultado está disposto no capítulo 5.



### 2.3.1.1- Complexo Mantiqueira

O Complexo Mantiqueira tem sido englobado em mais de uma unidade litoestratigráfica desde a sua definição. Deve-se à Barbosa (1954) o termo “Série Mantiqueira”, utilizado para denominar uma unidade composta por gnaisses bandados, com intercalação de rochas xistosas, básicas e metabásicas, aflorante a sul e a leste da Serra do Espinhaço Meridional. Este conjunto corresponderia a uma unidade estratigraficamente inferior à base cristalina da Série Barbacena. Ebert (1958) sugeriu que os gnaisses bandados, com feições migmatíticas, fossem denominados Grupo ou Gnaiss Piedade levando-se em consideração à área de ocorrência destas rochas – próxima à localidade de Piedade (MG). Silva (1978), no Projeto Mantiqueira – Furnas, utiliza o termo Complexo Gnáissico-Migmatítico para denominar os gnaisses bandados de alto grau metamórfico. Machado-Filho *et al.* (1983) propuseram uma subdivisão em quatro unidades para o Gnaiss Piedade de Ebert (1958): (a) *Unidade Gnáissica*, correspondente ao Gnaiss Piedade típico; (b) *Unidade Migmatítica*, referente ao gnaiss migmatizado e granulizado próximo ao contato com o Complexo Juiz de Fora; (c) *Unidade Metabásica*, composta por gnaisses classificados como metadioritos e ricos em bandas máficas e corpos anfibolíticos e, (d) *Maciço do Matola*, referente ao álcali-feldspato granito gnaissificado. No mapeamento geológico da Folha Barbacena, escala 1:100.000, Brandalise (1991b) hierarquizou a associação de rochas denominadas Mantiqueira como complexo. Maiores detalhes da evolução dos conhecimentos sobre o Complexo Mantiqueira podem ser encontrados na síntese apresentada por Heilbron *et al.* (2003).

O Complexo Mantiqueira situa-se entre o conjunto de granitóides e rochas máficas que ocorrem a sul do Quadrilátero Ferrífero, e as rochas de alto grau metamórfico incluídas no Complexo Juiz de Fora (Figura 2.3). É constituído por biotita-anfibólio ortognaiss de aspecto bandado, por vezes migmatítico, de composição tonalítica a granítica, com termos trondhjemíticos subordinados (Noce *et al.* 2006, 2007a,b). Exibe frequentemente lentes, *boudins* e camadas concordantes de rochas anfibolíticas. Estruturas migmatíticas do tipo surreítica, dobrada e *schlieren* são comuns. O bandamento do ortognaiss Mantiqueira varia de centimétrico a decimétrico e parece derivar tanto de processos de migmatização como da intensa deformação experimentada por esta rocha, responsável pelo estiramento de corpos magmáticos distintos e sua disposição em camadas paralelas (Noce *et al.* 2007b). Jordt-Evangelista & Müller (1986), Brandalise (1991b) e Figueiredo & Teixeira (1996), através de relações micro-estruturais, demonstraram que os gnaisses bandados Mantiqueira foram deformados e recristalizados sob condições de fácies anfibolito.

Os biotita-hornblenda gnaisses do Complexo Mantiqueira são derivados de suítes cálcio-alcalinas, e as rochas máficas associadas representam basalto do tipo transicional (Duarte *et al.* 2004, Noce *et al.* 2007a,b). Xenólitos de rochas calcissilicáticas e quartzitos representam, segundo

alguns autores, remanescentes de rochas supracrustais dentro do complexo (*e.g.*; Figueiredo & Teixeira 1996).

Datações pelo método U-Pb SHRIMP determinam idade de cristalização magmática para os gnaisses bandados Mantiqueira no intervalo entre 2180 e 2041 Ma e idade de metamorfismo no intervalo entre 590 e 574 Ma (Silva *et al.* 2002, Noce *et al.* 2007a). Dados isotópicos de Sr e Nd e a grande quantidade de zircões herdados nas amostras sugerem que estas rochas foram geradas, predominantemente, por processos de fusão parcial de uma crosta arqueana (Figueiredo & Teixeira 1996, Fischel 1998, Noce *et al.* 2007a). Ainda segundo estes autores, o ambiente tectônico mais propício para tal fato seria o de um arco magmático continental.

### **2.3.1.2- Complexo Juiz de Fora**

O termo “Série Juiz de Fora” foi aplicado inicialmente por Ebert (1955) para designar uma extensa faixa de rochas granulíticas, de direção NE-SW, que aflora próximo à cidade homônima (Figura 2.3). Rosier (1957) apresentou um mapa geológico englobando parte do estado do Rio de Janeiro e a região sul-sudeste de Minas Gerais, onde foram individualizadas faixas de charnockito dentro da Série Paraíba-Desengano, de ampla extensão e abrangendo uma gama variada de rochas. Os granulitos charnockíticos de Ebert (1955) foram incluídos no Grupo Paraíba do Sul, antiga Série Paraíba do Sul, por Ebert (1968). Fonseca *et al.* (1979), no mapeamento geológico das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguapé, incluíram os charnockitos, gnaisses e migmatitos ortoderivados, da zona limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, no que denominaram de “Rochas da Associação Charnockítica”. Barbosa & Grossi-Sad (1983) redefiniram a Série Juiz de Fora de Ebert (1955), propondo-lhe a designação Complexo Juiz de Fora. Estes autores apresentaram uma subdivisão para este complexo em duas unidades litológicas intimamente relacionadas: (a) *Unidade Comendador Venâncio*, composta predominantemente por rochas charnockíticas e, (b) *Unidade Raposos*, constituída de rochas granulíticas retrometamorfisadas. Na Folha Ponte Nova 1:100.000, Brandalise (1991a) optou pela subdivisão do complexo granulítico em cinco unidades informais designadas por A, B, C, D e E. Heilbron *et al.* (1998) subdividiram o Complexo Juiz de Fora em quatro conjuntos, com base em análises geoquímicas: duas suítes cálcio-alcálicas com assinatura de arco magmático cordilheirano, uma suíte básica de tendência alcalina e uma suíte básica formada por rochas toleíticas com assinaturas que variam de E-MORB a toleítos de arco. A revisão completa da evolução dos conceitos sobre o Complexo Juiz de Fora encontra-se em Heilbron *et al.* (2003).

O Complexo Juiz de Fora, redefinido segundo Heilbron (1993, 1998) e Heilbron *et al.* (1998), é uma unidade constituída por ortognaisses e metabasitos com paragêneses de fácies granulito, como demonstrado pela associação mineral *ortopiroxênio + plagioclásio ± clinopiroxênio ± hornblenda*.

O litotipo característico desta unidade é um ortognaisse enderbítico, migmatítico, de granulação predominantemente média, coloração verde escura, com bandamento centimétrico a decimétrico e intercalação de rochas máficas (Noce *et al.* 2007a,b). Segundo Tupinambá *et al.* (2007), os enderbitos exibem texturas muito variadas, sendo mais comuns as variedades granoblásticas e foliadas e, subordinadamente, as miloníticas. Rochas de composição charno-enderbítica a charnockítica, de coloração mais clara e granulação variável entre média e grossa, formam bandas e/ou injeções nos gnaisses enderbíticos (Noce *et al.* 2006). Granulitos básicos, de granulação fina a média, ocorrem como bandas, lentes e/ou *boudins* encaixados nos gnaisses migmatíticos de composição predominantemente enderbítica. O granulito básico, interpretado por Costa (1998) como gabro-norito, apresenta estrutura maciça a pouco foliada e mineralogia essencial composta por *ortopiroxênio* + *clinopiroxênio* + *plagioclásio*. Granada pode estar presente, algumas vezes, em equilíbrio com piroxênio.

Duarte & Heilbron (1999) definem dois pulsos metamórficos de alto grau para as rochas do Complexo Juiz de Fora. O primeiro pulso, registrado em todas as litologias e com pico térmico no intervalo entre 800° e 895°C, associa-se à formação da paragênese característica de fácies granulito (associação mineral citada anteriormente), com arranjo granoblástico e anterior ao Evento Brasileiro. O segundo pulso metamórfico, desenvolvido sob condições de temperatura entre 700° e 750°C e pressão entre 6 e 7 kbar, caracteriza-se pela hidratação das rochas granulíticas (entrada de água em um sistema previamente desidratado). Este evento retrometamórfico é evidenciado pela formação de granada, biotita e hornblenda às custas de orto e clinopiroxênio. A paragênese mineral associada ao pulso 2 se desenvolveu na foliação principal e é concomitante com a deformação principal. Desta maneira, a orientação do Complexo Juiz de Fora se deve à foliação de caráter retrógrado relacionada à Orogênese Brasileira, de direção NE-SW com mergulho para SE. Eventualmente identifica-se uma foliação mais antiga dobrada e transposta pela foliação principal. As rochas deste complexo apresentam, ainda, dobras de escala decimétrica a métrica, apertadas e isoclinais e, em geral, intrafoliais. Os eixos mostram orientação ENE-SSW, com mergulhos baixos para um ou outro quadrante (Noce *et al.* 2006).

Os gnaisses enderbíticos e charnockíticos do Complexo Juiz de Fora representam suítes cálcio-alcalinas de afinidade juvenil (Figueiredo & Teixeira 1996, Fischel 1998). Os granulitos básicos são interpretados como corpos intrusivos e/ou lavas básicas cristalizados sob condições de fácies granulito, e exibem estreita semelhança química e composicional com basaltos de arco-de-ilhas ou fundo oceânico (Costa 1998). Datações U-Pb SHRIMP indicam idade de cristalização magmática para os gnaisses bandados no intervalo entre 2119 e 2084 Ma e idade de metamorfismo no intervalo entre 590 e 574 Ma (Noce *et al.* 2007a). Segundo Noce *et al.* (2007a), as rochas do Complexo Juiz

de Fora podem ter sido um arco-de-ilha formado por subducção intra-oceânica no Paleoproterozóico, antes de servir como embasamento do Orógeno Araçuaí.

### 2.3.2 – Grupo Andrelândia

O Grupo Andrelândia foi definido originalmente por Ebert (1956) como uma associação de rochas metassedimentares e metaígneas máficas que bordejam o limite sul-sudeste do Cráton do São Francisco. Heilbron *et al.* (2004) consideram este Grupo como sucessões neoproterozóicas de sedimentos de margem passiva com contribuição de arco e antearco, associadas a rochas máficas. Esta caracterização foi realizada em afloramentos a sul e a sudeste do Cráton do São Francisco, nos domínios da Faixa Ribeira, e na porção sul do Orógeno Brasília, a oeste do cráton. Noce *et al.* (2006), no mapeamento geológico da Folha Manhuaçu 1:100.000, mantêm a mesma classificação adotada por Heilbron *et al.* (2004) e estendem o domínio de ocorrência da unidade para o Orógeno Araçuaí. Pedrosa-Soares *et al.* (2007) incluem parte do Grupo Andrelândia na associação arco-antearco-embasamento deste orógeno (Figura 2.5).

A cobertura metassedimentar do Grupo Andrelândia apresenta-se amplamente disseminada em termos regionais, ocorrendo, no setor 2 desta tese, a leste e a oeste da zona de cisalhamento de Abre Campo. Trata-se de uma unidade composta por rochas metamórficas de fácies anfibolito a granulito, com protólitos sedimentares de composição pelítica a psamítica, e idades entre 1000 e 790 Ma (Tupinambá *et al.* 2007). Ocorre na forma de faixas alongadas, de direção geral N-S, estando tectonicamente intercaladas às rochas do embasamento Paleoproterozóico.

O litotipo predominante da unidade é um paragneisse derivado de sedimentos pelito-grauvaqueanos. Este gnaiss apresenta coloração acinzentada, granulação variável entre fina e média e bandamento centimétrico a decimétrico. A mineralogia principal é composta por *plagioclásio* + *granada* + *quartzo* + *biotita* ± *feldspato potássico* ± *sillimanita* ± *espinélio* ± *ortopiroxênio*. A rocha é freqüentemente migmatítica, com mobilizados quartzo-feldspáticos de granulação grossa exibindo cristais de granada bem desenvolvidos (Noce *et al.* 2006). Em determinadas porções, os mobilizados predominam no afloramento, chegando a formar pequenos corpos de granito tipo S. Quartzito de granulação grossa encontra-se intercalado nos paragneisses. Os contatos podem ser tanto gradacionais quanto bruscos. Segundo Noce *et al.* (2006), o quartzito apresenta textura sacaróide, é bastante puro, e contém pequenas proporções de muscovita, granada, sillimanita, feldspato potássico e biotita. Camadas delgadas, lentes e/ou *boudins* de rocha calcissilicática, constituídas predominantemente de *clinopiroxênio* + *quartzo* + *plagioclásio* + *granada* ± *titanita* ± *zircão*, são comuns em meio aos paragneisses Andrelândia. Bancos métricos de gondito podem ocorrer localmente.

### 2.3.3– Anfibolito Santo Antônio do Grama

O termo “Anfibolito Santo Antônio do Grama” foi utilizado por Brandalise (1991a), no mapeamento geológico da Folha Ponte Nova 1:100.000, para designar um conjunto de corpos de anfibolito, originalmente gabróicos, situados próximo à cidade homônima. De acordo com este autor, os corpos apresentam forma lenticular e dispõem-se segundo a direção NNE-SSW. Fischel (1998), em um mapeamento geológico de cunho regional, manteve a denominação proposta por Brandalise (1991a) para designar os vários corpos de rocha metabásica, com dimensões variadas (em média 5 km de extensão e 2 km de largura), que ocorrem em meio às rochas do Complexo Mantiqueira, próximo à Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Esta autora obteve uma determinação de idade-modelo ( $T_{DM}$ ) em torno de 900 Ma e sugeriu que o magma original das rochas básicas havia sido extraído do manto nesta época, introduzindo-se, em regime distensivo, nos protólitos dos gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira. Nóbrega II & Rodrigues (2004) apresentaram um mapa geológico da região de São Pedro dos Ferros, em escala 1:25.000, e obtiveram uma caracterização tecnológica do corpo anfibolítico para fins ornamentais. Ferreira *et al.* (2007), num mapeamento em escala 1:50.000 mais abrangente (porção sudeste da Folha Rio Casca e centro-oriental da Folha Jequeri), demonstram, pela primeira vez, uma continuidade física do anfibolito Santo Antônio do Grama em toda a sua área de ocorrência (vide mapa geológico no Anexo III desta tese). A Tabela 2.2 apresenta uma síntese das contribuições ao estudo do Anfibolito Santo Antônio do Grama.

Tabela 2.2- Contribuições ao estudo do Anfibolito Santo Antônio do Grama.

<i><b>Autores</b></i>	<i><b>Denominação</b></i>	<i><b>Constituição</b></i>	<i><b>Idade, Protólito, Geoquímica e Outros</b></i>	<i><b>Metamorfismo, Ambiente Tectônico</b></i>
Brandalise (1991a)	Anfibolito Santo Antônio do Grama (Folha Ponte Nova 1:100.000).	Anfibolito ortoderivado. Três corpos principais cartografados.	Transamazônico (por relações de contato com as encaixantes).	Metamorfismo de fácies anfibolito; alteração retrometamórfica irrelevante.
Fischel (1998)	Anfibolito Santo Antônio do Grama (mapeamento geológico regional 1:100.000).	Anfibolito. Diversos corpos de dimensões variadas mapeados.	Idade-modelo ( $T_{DM}$ ) em torno de 900 Ma.	Metamorfismo de fácies anfibolito. Ambiente distensivo para alojamento dos corpos.
Nóbrega II & Rodrigues (2004)	Anfibolito Santo Antônio do Grama (mapeamento geológico 1:25.000).	Anfibolito.	Caracterização tecnológica (índices físicos e químicos).	Metamorfismo de fácies anfibolito.
Ferreira <i>et al.</i> (2007)	Anfibolito Santo Antônio do Grama (mapa geológico 1:50.000).	Anfibolito; um corpo contínuo desde São Pedro dos Ferros até o sul de Santo Antônio do Grama. Rocha meta-ultramáfica na base.	---	Metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito; retrometamorfismo evidenciado pela formação de hornblenda às custas de piroxênio.

## 2.3.4 - The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations\*

A. C. Pedrosa-Soares<sup>1</sup>, Marly Babinski<sup>2</sup>, Carlos Noce<sup>1</sup>, Maximiliano Martins<sup>1</sup>, **Gláucia Queiroga<sup>1</sup>** & Francisco Vilela<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociência s- CPMTC, Campus Pampulha, 31270-901 Belo Horizonte, MG, Brazil

<sup>2</sup> Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, Cidade Universitária, 05508-080 São Paulo, SP, Brazil

\* *O artigo será publicado, como capítulo de livro, no volume especial “The geological record of Neoproterozoic glaciations” da Geological Society of London (IGCP-512; 2010).*

---

### Abstract

The Neoproterozoic Macaúbas Group records accumulation in the precursor basin of the Araçuaí orogen, located to the east of the São Francisco craton (SE Brazil). The Macaúbas basin evolved from a late Tonian continental rift to the passive margin and oceanic spreading stage that lasted at least until *c.* 660 Ma. It underwent orogenic inversion in the late Neoproterozoic Brasiliano event. The Macaúbas Group includes the pre-glacial Matão, Duas Barras and Rio Peixe Bravo formations, the glacialic Serra do Catuni, Nova Aurora and Lower Chapada Acauã formations, and the post-glacial Upper Chapada Acauã and Ribeirão da Folha formations. In the central sector of the Araçuaí orogen, the oldest glacialic unit of the group, the Serra do Catuni Formation, overlies the sandstone-conglomerate package of the Duas Barras Formation. The Serra do Catuni Formation consists of massive diamictite with minor sandstone and rare pelite, deposited mostly in proximal glacio-marine environment. This unit passes upward and eastward into the Lower Chapada Acauã Formation, a thick succession of stratified diamictite, graded sandstone, pelite, transitional basalt and rare carbonate. This distal glacio-marine unit is covered by the diamictite-free Upper Chapada Acauã Formation, which passes eastward into the Ribeirão da Folha Formation that includes fine-grained turbidite, pelite and ocean-floor rocks. In the northern sector of the Araçuaí orogen, the sandstone-pelite succession of the pre-glacial Rio Peixe Bravo Formation is covered by the Nova Aurora Formation, the glacio-marine unit rich in diamictite and Fe-rich diamictite, with minor graded sandstone and rare pelite. The Nova Aurora Formation is covered by the sandstone-pelite package of the Upper Chapada Acauã Formation. The pre-glacial and glacialic successions record the continental rift to transitional stages of the Macaúbas basin. The post-glacial succession represents proximal and distal passive margin to ocean floor environments. The Serra do Catuni Formation seems to be a proximal glacio-marine equivalent of the Jequitaiá glacio-terrestrial deposits located on the São Francisco craton. The Lower Chapada Acauã Formation can be correlated to the Carrancas diamictite, which is covered by a *c.* 740 Ma cap carbonate in the cratonic area, suggesting that at least part of the Macaúbas Group can be ascribed to the early Cryogenian glacial event.

### INTRODUCTION

The Macaúbas Group represents the precursor basin of the Neoproterozoic Araçuaí orogen, located in southeastern Brazil (Figure 2.4a). This orogen extends from the eastern border of the São Francisco craton to the Atlantic Ocean (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008).

Since the beginning of the 1930's the name Macaúbas has appeared in the international geological literature to refer to a sedimentary unit that includes Precambrian glacialic rocks (Moraes & Guimarães 1931). The first field studies were published by Moraes (1929) that described

the succession of "conglomeratic phyllites, phyllites, quartzites and mica schists cropping out in the Macaúbas River valley and Catuni Ridge", located to the north of Diamantina city (Figure 2.5). Moraes & Guimarães (1930) named that succession as Macaúbas Formation and interpreted the "conglomeratic phyllites" as metamorphosed glacial rocks. In 1932, Moraes noticed the very extensive region of occurrence of the Macaúbas Formation after identifying a thick pile of "highly metamorphosed conglomeratic phyllonites" associated with quartzite, schist and rare carbonate layers along the western valleys of the Jequitinhonha and Rio Pardo rivers, and many of their tributaries (Figure 2.5). Moraes (1932) was also the first to suggest a correlation between the Macaúbas Formation and the glacial Jequitaí Formation located on the São Francisco craton (Figure 2.4a). Since Schöll (1972) and Pflug & Schöll (1975) the designation Macaúbas Group (instead of formation) has been adopted in the geological literature. Almeida (1977) considered the Macaúbas Group as the main fill of the "Alpine-type geosyncline" that became the Araçuaí fold belt after the Brasiliano orogenic event, in late Neoproterozoic time.

Based on its first definition (Moraes 1929, 1932; Moraes & Guimarães 1930, 1931), the name Macaúbas Group is here exclusively applied to refer to the extensive unit with metadiamicite-bearing formations, that underwent regional deformation and metamorphism within the Araçuaí orogen (Figures 2.5 and 2.6). This group was thrust over the pelite-carbonate cratonic cover (Bambuí Group) and does not show any direct field relation with the Jequitaí and Carrancas diamictites located on the southern São Francisco craton (Figures 2.4a and 2.5).

Several names such as conglomeratic phyllite, conglomeratic phyllonite, paraconglomerate, conglomeratic graywacke, mixtite and tillite were applied to the Macaúbas metadiamicites until the 1970th decade, reflecting some disagreements (and misunderstandings) over the glacial interpretation but mainly the evolution of geological knowledge and nomenclature standardization. Indeed, the diamictitic units preserved on the São Francisco craton record the best evidences of glaciation, despite of their small occurrence areas. The Jequitaí Formation includes glacio-terrestrial sediments and structures preserved from orogenic deformation (e.g., Isotta *et al.* 1969, Viveiros & Walde 1976, Walde 1976, Rocha-Campos & Hasui 1981, Gravenor & Monteiro 1983, Karfunkel & Hoppe 1988, Martins-Neto *et al.* 1999, Uhlein *et al.* 1999, Karfunkel *et al.* 2002, Martins-Neto & Hercos 2002), and has a maximum sedimentation age around 880 Ma (U-Pb LA-ICPMS, detrital zircon; Rodrigues 2008). The Carrancas diamictite occurs in a few outcrops that lack clear evidence of glacial origin, but it is covered by the *c.* 740 Ma cap carbonate of the cratonic cover (Schöll 1972, Babinski *et al.* 2007a).

On the other hand, most of the Macaúbas metadiamicites represent sub-aquatic deposits that underwent strong deformation and metamorphism, hampering the recognition of solid evidence of

glaciation. Nevertheless, the occurrence areas, regional stratigraphy, Neoproterozoic age and glacial nature of the Macaúbas metadiamicrites seem to be definitively demonstrated after the data and correlations presented, for instance, by Hettich (1975, 1977), Karfunkel & Karfunkel (1976, 1977), Hettich & Karfunkel (1978), Viveiros *et al.* (1979), Karfunkel *et al.* (1984, 1985), Karfunkel & Hoppe (1988), Mourão & Pedrosa-Soares (1992), Pedrosa-Soares *et al.* (1992, 1998, 2000, 2008), Grossi-Sad *et al.* (1997a), Noce *et al.* (1997), Uhlein *et al.* (1998, 1999, 2007), Babinski *et al.* (2005, 2007b), Gradim *et al.* (2005) and Martins (2006).

In this paper, we present an updated synthesis on the Macaúbas Group with special emphasis on the diamictite formations, which have been considered to be Neoproterozoic glacial deposits that can represent at least one (the early Cryogenian) glacial event.

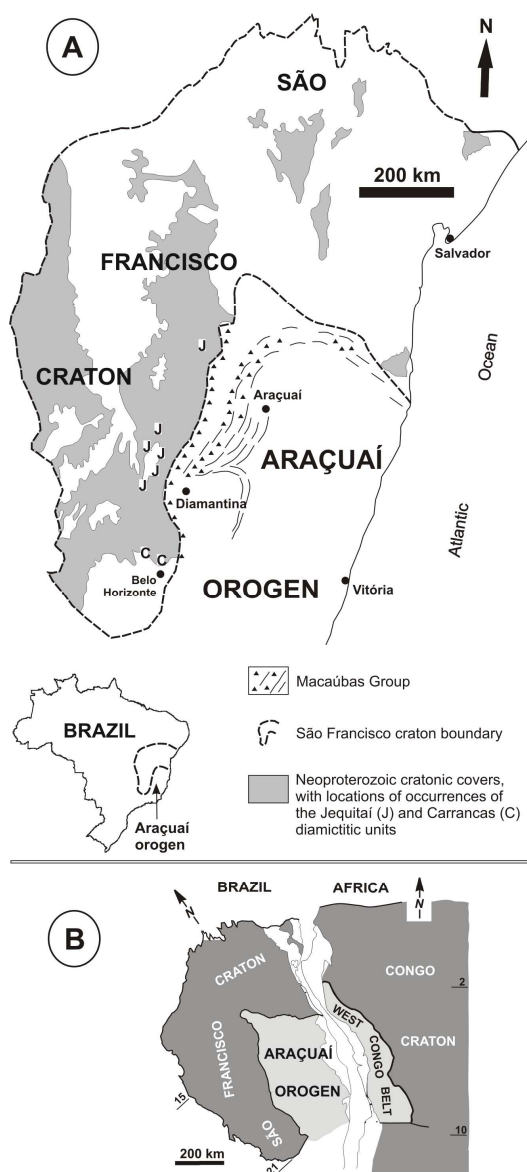


Figure 2.4. (a) Location of the Araçuaí orogen in relation to the São Francisco craton, showing the occurrence regions of the Macaúbas Group and Neoproterozoic cratonic covers. (b) The Araçuaí-West Congo orogenic system in relation to the São Francisco-Congo craton.

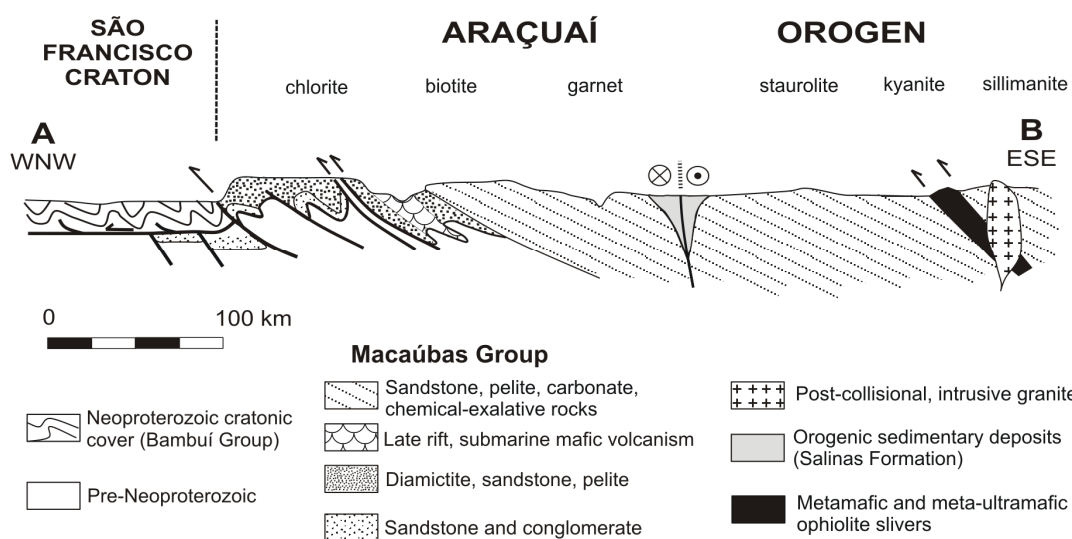
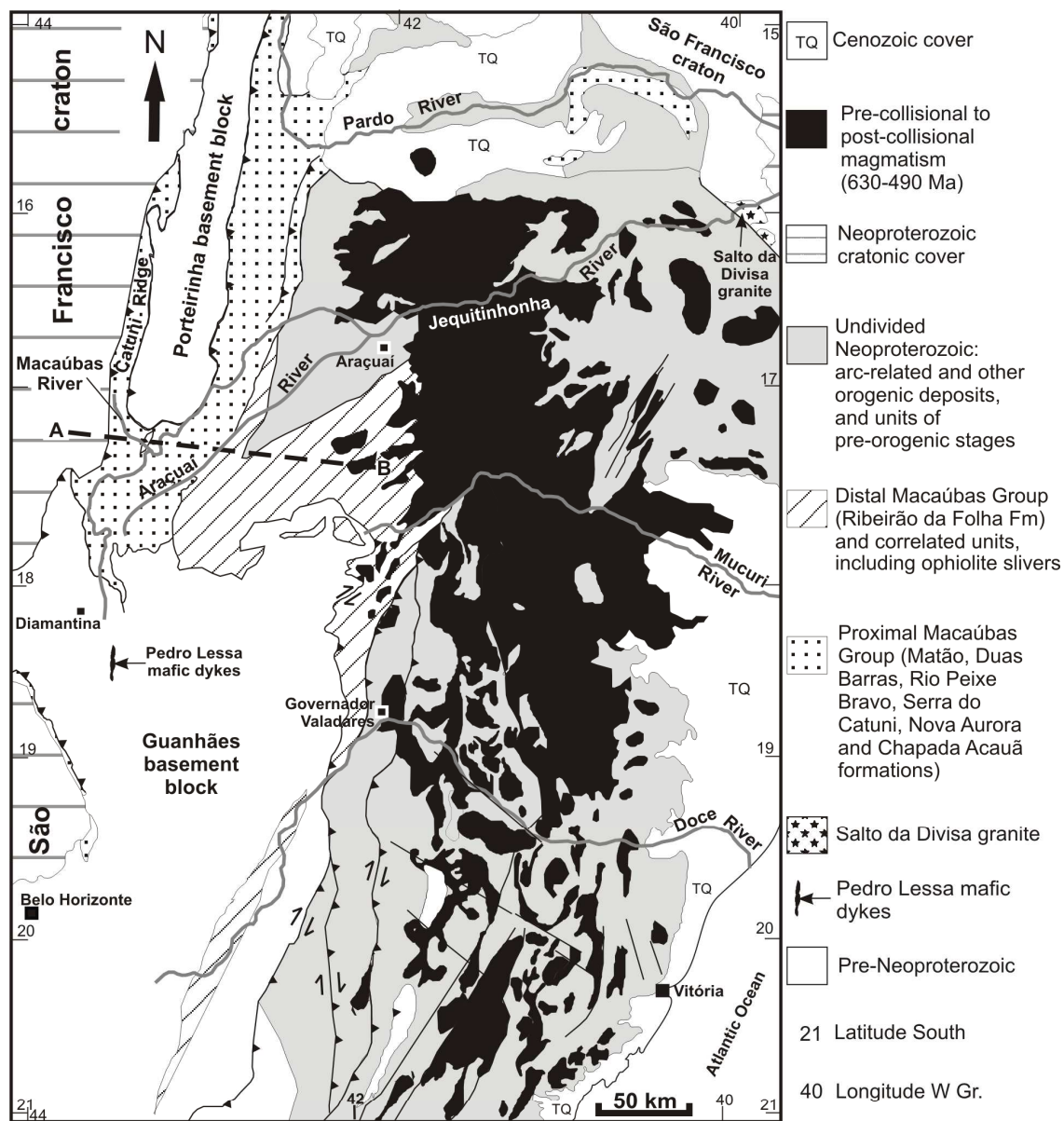


Figure 2.5. Simplified geological map of the Araçuaí orogen (modified from Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008). Section A-B shows structural and metamorphic features of the Macaúbas Group.

## STRUCTURAL FRAMEWORK

The correlation between the Araçuaí orogen and its counterpart located in southwestern Africa, the West Congo belt (Figure 2.4b), is well-established in the geological literature (e.g., Porada 1989, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2008; Trompette 1994, Cordani *et al.* 2003, Alkmim *et al.* 2006). The Araçuaí-West Congo orogenic system, as well as its precursor basin, developed inside an embayment of the São Francisco-Congo craton (Figure 2.4b), characterizing a Neoproterozoic confined orogen (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Rogers & Santosh 2004). That precursor basin evolved from a Tonian continental rift to an inland-sea basin (a large gulf) partially floored by Cryogenian oceanic crust along its southern sector, and underwent orogenic inversion during the late Neoproterozoic Brasiliano-Pan African event, resulting in the Araçuaí-West Congo orogenic system (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008; Tack *et al.* 2001, Alkmim *et al.* 2006, 2007).

This system was split up in two quite different but complementary counterparts, after the Atlantic Ocean opening in Cretaceous time (Pedrosa-Soares *et al.* 2008). The West Congo belt inherited the thick package of bimodal volcanic rocks of the early Tonian continental rift, as well as rift and passive margin successions from Tonian to late Cryogenian age, but no Neoproterozoic ophiolite sliver (Tack *et al.* 2001, Frimmel *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2008). The Araçuaí orogen inherited the basin sector poor in rift-related magmatic rocks, the remnants of Neoproterozoic oceanic lithosphere, and the extensive Macaúbas Group that includes rift, transitional and passive margin successions from late Tonian to late Cryogenian age (Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008). Neoproterozoic diamictites occur in both counterparts of the Araçuaí-West Congo orogenic system, but those located in the West Congo belt are beyond the scope of this paper (see, e.g., Trompette 1994, Tack *et al.* 2001, Frimmel *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

The Macaúbas Group is the most complete record of the precursor basin within the Araçuaí orogen, because it shows evidences from the continental rift to the passive margin stages. Normal faults and clastic dykes associated with the sedimentation of the lower units of the Macaúbas Group, as well as late Tonian mafic dykes and anorogenic granites are the main evidences of the rift-related extensional tectonics (Karfunkel *et al.* 1976, 1977, 1984; Machado *et al.* 1989, Guimarães *et al.* 1993, Grossi-Sad *et al.* 1997a, Uhlein *et al.* 1988, 1999; Martins-Neto *et al.* 2001, Martins-Neto & Hercos 2002, Knauer *et al.* 2006, Martins 2006, Silva *et al.* 2008). Transitional mafic volcanism took place in the late continental rift stage (Gradim *et al.* 2005). Transgressive sedimentary successions free of diamictite and ophiolite slivers record the passive margin stage and associated oceanic spreading that lasted at least until *c.* 660 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2008; Queiroga *et al.* 2007).

The Macaúbas Group was deformed, metamorphosed and intruded by orogenic granites during the Brasiliano orogeny that lasted from *c.* 630 Ma (onset of the pre-collisional stage) to *c.* 490 Ma (end of the post-collisional stage) in the Araçuaí orogen (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Silva *et al.* 2005).

This group extensively occurs in the west-verging fold-and-thrust belt that characterizes the external (western) tectonic domain of the Araçuaí orogen (section in Figure 2.5). Along that belt, the major structures of the first deformational phase are thrust faults and ductile shear zones, some of them representing the tectonic inversion of normal faults related to the rift stage of the Macaúbas basin, and west-verging tight asymmetric folds. These structures are associated with an east-dipping regional foliation and a stretching lineation (very well marked by stretched clasts in metadiamictites). The kinematic indicators, such as fold vergence, S-C foliation and asymmetric sigmoidal features (e.g., stretched sigmoidal clasts in diamictites) of this first deformational phase, record tectonic transport against the São Francisco craton. The regional metamorphism related to the first deformational phase increases from west to east so that the Macaúbas Group records the chlorite, biotite, garnet, staurolite, kyanite and sillimanite zones of an intermediate pressure metamorphic regime (Dossin & Dardenne 1984a, Pedrosa-Soares *et al.* 1984, 1992, 1993, 1996, 2001, 2008; Alkmim *et al.* 2006, Uhlein & Chaves 1989, Grossi-Sad *et al.* 1997a, Uhlein *et al.* 1998, Marshak *et al.* 2006).

A west-dipping crenulation cleavage associated with asymmetric folds and normal faults characterize the second deformational phase (Pedrosa-Soares *et al.* 1993, Mourão & Grossi-Sad 1997, Oliveira *et al.* 1997a, Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997, Tupinambá & Grossi-Sad 1997, Alkmim *et al.* 2006). These structures have been associated with the gravitational collapse of the Araçuaí orogen (Marshak *et al.* 2006). Two NE- and NW-trending, high-angle-dip regional fracture systems associated with open megafolds (flexures) characterize the third deformational phase (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Grossi-Sad *et al.* 1997a), which can also be related to the gravitational collapse of the orogen.

In fact, all primary rocks of the Macaúbas Group were modified in diverse intensities by the regional deformation and metamorphism. However, the general low metamorphic grade (greenschist to intermediate amphibolite facies), and the preservation of sedimentary and volcanic structures in low strain zones allow to the interpretation of the pre-metamorphic composition and other features, so that the following descriptions generally refer to protoliths.

## STRATIGRAPHY

The regional stratigraphic scheme here adopted resulted from the Espinhaço Project (a geological mapping program in the scale 1:100.000 that largely covered the Macaúbas Group; Grossi-Sad *et al.* 1997a, Noce *et al.* 1997), with modifications inserted by Lima *et al.* (2002), Pedrosa-Soares *et al.* (2007, 2008) and Martins *et al.* (2008). The Macaúbas Group is subdivided into seven formations named Matão, Duas Barras, Rio Peixe Bravo, Serra do Catuni, Nova Aurora, Chapada Acauã and Ribeirão da Folha (Figure 2.6).

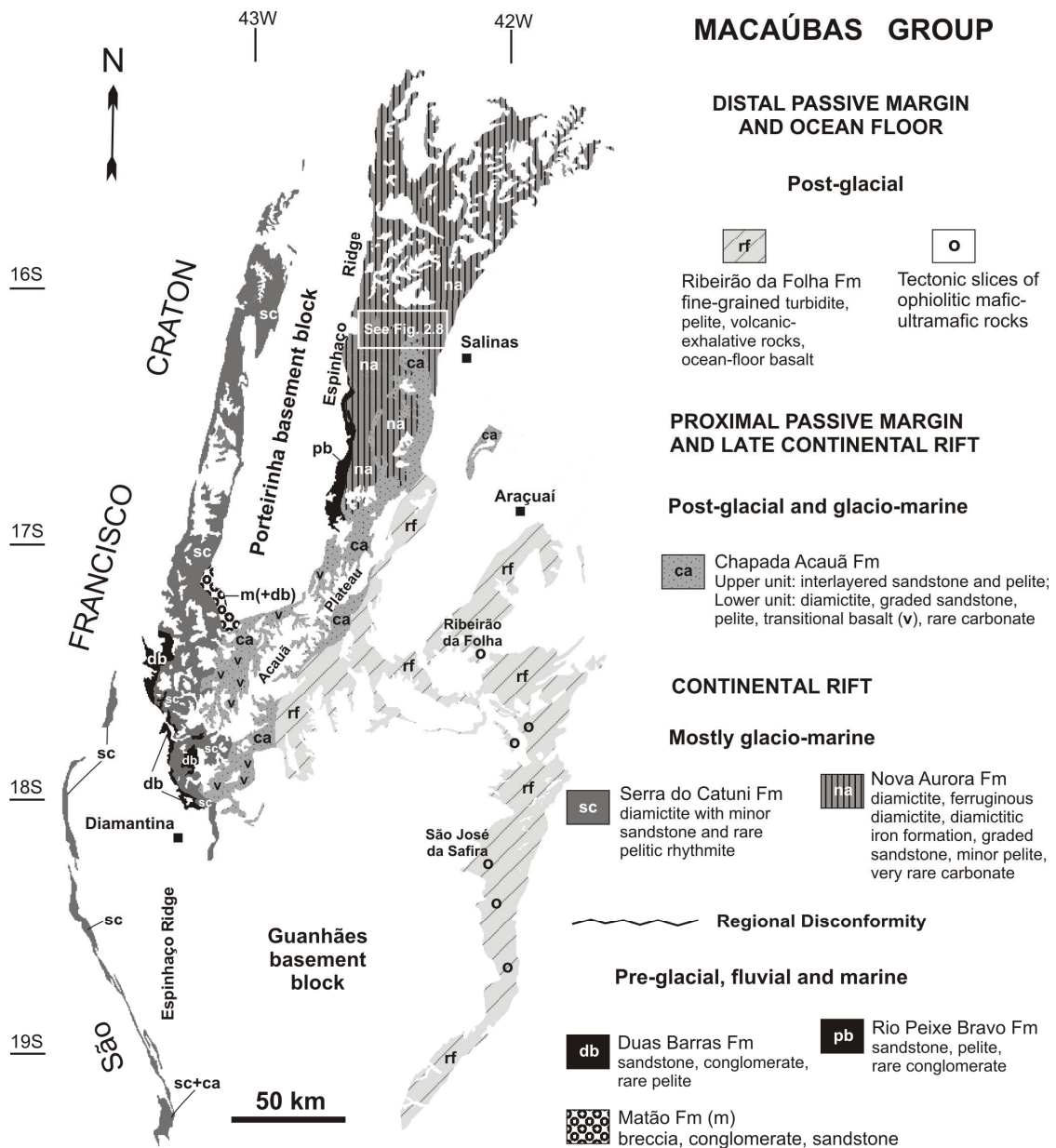


Figure 2.6. Sketched map showing exposition areas of the formations of the Macaúbas Group in the external (western) tectonic domain of the Araçuaí orogen, and the regional stratigraphic scheme (modified from Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

Two uplifted basement blocks divide the occurrence region of the Macaúbas Group into three sectors with different stratigraphic records preserved from erosion, as follows: the northern sector, related to the Porteirinha block; the central sector, located between the 17°20'S and 18°S parallels; and the southern sector, related to the Guanhães block (Figure 2.6).

The most complete package of the Macaúbas Group occurs in the central sector (17°20'S - 18°S), where the lowermost unit is the diamictite-free Matão and Duas Barras formations that are covered by the most proximal and oldest diamictitic unit of the group, the Serra do Catuni Formation (Figures 2.6 and 2.7). This formation passes upward and eastward into the diamictite-bearing Lower Chapada Acauã Formation that, in turn, is covered by the diamictite-free Upper Chapada Acauã Formation. This unit passes eastwards into the diamictite-free Ribeirão da Folha Formation (Figure 2.7).

In the northern sector, only the Serra do Catuni Formation occurs between the São Francisco craton boundary and the western edge of the Porteirinha block (Figure 2.6). To the east of the Porteirinha block the diamictite-free Rio Peixe Bravo Formation is covered by the diamictitic Nova Aurora Formation which is partially capped by the Upper Chapada Acauã Formation.

In the southern sector, the stratigraphic record of the Macaúbas Group is very incomplete. The Serra do Catuni Formation, locally covered by layers probably correlated to the Chapada Acauã Formation, occurs along a narrow zone in the western thrust front of the Araçuaí orogen (Figures 2.5 and 2.6). To the east of the Guanhães block only occurs the Ribeirão da Folha Formation.

The Matão, Duas Barras and Rio Peixe Bravo formations represent the oldest deposits of the Macaúbas Group (Figure 2.6 and 2.7). The Matão Formation consists of breccia and conglomerate rich in sandstone pebbles and cobbles, covered by sandstone with conglomerate lenses. Its maximum thickness seems to be 200 m. Erosive unconformity and normal faults outline the contact between the Matão Formation and the basement (locally represented by eolian sandstone of the Statherian Espinhaço Supergroup). The Matão Formation records sedimentation under unstable tectonic conditions related to the early rift stage of the Macaúbas basin (Martins 2006, Martins *et al.* 2008). The Duas Barras Formation consists of sandstone and conglomeratic sandstone with variable contents of mica, feldspar, iron oxide and/or lithic fragments, quartz sandstone, conglomerate and rare pelite. It shows fluvial and shallow marine sedimentary structures and bimodal (NW-SE and SE-NW) palaeocurrent sets. The maximum thickness seems to be 100 m (Noce 1997a, Grossi-Sad *et al.* 1997b, Martins 2006). The Rio Peixe Bravo Formation consists of micaceous, ferruginous and/or feldspathic sandstone, pelite locally rich in hematite and/or graphite, and rare conglomerate, with maximum thickness around 700 m (Viveiros *et al.* 1979, Mourão & Grossi-Sad 1997, Oliveira *et al.* 1997a, Roque *et al.* 1997, Knauer *et al.* 2006). The Duas Barras and Rio Peixe Bravo

formations, which lack evidence of glaciation, represent fluvial to marine sedimentation during the continental rift stage of the Macaúbas basin (Noce *et al.* 1997, Uhlein *et al.* 1998, 2007, Martins-Neto *et al.* 2001, Martins 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008).

The Serra do Catuni Formation, the oldest diamictitic unit of the Macaúbas Group, is a package of massive diamictite with minor sandstone and rare pelitic rhythmite lenses (Figures 2.6 and 2.7). This formation is locally rich in chaotic boulders, and contains faceted and striated flat-iron-shaped cobbles and pebbles (Karfunkel & Karfunkel 1976, 1977; Karfunkel *et al.* 1984, Karfunkel & Hoppe 1988, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2008; Noce *et al.* 1997, Uhlein *et al.* 1999, 2007; Martins-Neto *et al.* 2001, Martins-Neto & Hercos 2002, Martins 2006).

The Nova Aurora Formation mainly comprises stratified diamictite, ferruginous diamictite and diamictitic iron formation, with minor intercalations of sandstone with fining-up graded bedding and rare pelite (Viveiros *et al.* 1979, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Mourão & Grossi-Sad 1997, Noce *et al.* 1997, Oliveira *et al.* 1997a, Pedrosa-Soares & Oliveira 1997, Roque *et al.* 1997, Uhlein *et al.* 1998, 1999; Drumond 2000).

The Chapada Acauã Formation includes a lower diamictitic unit and an upper diamictite-free unit (Figures 2.6 and 2.7). The Lower Chapada Acauã Formation essentially consists of stratified diamictite, graded sandstone, pelite and mafic volcanic rocks (Hettich 1977, Mourão & Pedrosa-Soares 1992, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2007, 2008; Mourão & Grossi-Sad 1997, Oliveira *et al.* 1997a,b; Tupinambá & Grossi-Sad 1997, Uhlein *et al.* 1999, Gradim *et al.* 2005, Martins 2006). At least one thick carbonate lens (~ 20m) occurs intercalated in a pelite layer with isolated outsized clasts at the top of the Lower Chapada Acauã Formation (Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997). The mafic volcanic rocks, metamorphosed to greenschists, show pillow structures and other features of sub-aquatic flows (Schrank *et al.* 1978, Chula *et al.* 1996, Uhlein *et al.* 1998, Gradim *et al.* 2005). They have tholeiitic basalt protoliths with a dominant within-plate signature (Gradim *et al.* 2005), Sm-Nd  $T_{DM}$  model age of *c.* 1.5 Ga, and inherited zircon grains with detrital features and U-Pb SHRIMP ages from Archaean to Late Mesoproterozoic (Babinski *et al.* 2005). However, samples with oceanic signature and slightly positive  $\epsilon Nd_{(900\text{ Ma})}$  of + 0.23, together with the inherited zircon grains, suggest a transitional mafic magma that migrated through a thinned continental crust (Babinski *et al.* 2005, Gradim *et al.* 2005). Accordingly, these greenschists provide strong evidence of volcanism in an extensional marine basin floored by thin continental crust, during the transitional phase from the late rift to early passive margin stages of the Macaúbas basin.

Both the Nova Aurora and Lower Chapada Acauã formations show cyclic deposition from coarse- to fine-grained sediments, fining-up graded bedding, erosional contacts between cycles and load structures (Mourão & Pedrosa-Soares 1992, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Noce *et al.* 1997,

Pedrosa-Soares & Oliveira 1997, Uhlein *et al.* 1999, 2007; Martins-Neto *et al.* 2001). The features of these diamictitic formations, as well as of the Serra do Catuni Formation, are detailed and interpreted in next sections.

The Upper Chapada Acauã Formation is a succession of interlayered sandstone and pelite, free of diamictite, interpreted as a post-glacial unit deposited in a shelf environment during the passive margin stage of the Macaúbas basin (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Mourão & Grossi-Sad 1997, Noce *et al.* 1997, Oliveira *et al.* 1997a, Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997, Martins-Neto *et al.* 2001).

The Ribeirão da Folha Formation is free of diamictite and includes distal passive margin and ocean floor deposits (Figures 2.5, 2.6 and 2.7). The proximal part of the Ribeirão da Folha Formation is a succession of fine-grained turbidites and very rare limestone lenses. It overlies the diamictite-turbidite unit of the Lower Chapada Acauã Formation and is a deep-water correlative of the shelf sandstone-pelite pile of the Upper Chapada Acauã Formation (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2007, 2008; Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997). The distal part of the Ribeirão da Folha Formation is locally associated with thrust slices of oceanic meta-mafic and meta-ultramafic rocks, constituting a tectonically dismembered ophiolite complex (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2001, 2008; Queiroga *et al.* 2007). The distal Ribeirão da Folha Formation is rich in peraluminous and carbonaceous pelites with intercalations of volcanic-exhalative deposits (sulphide-bearing cherts, massive sulphide bodies, and banded iron formations of oxide, silicate and sulphide types) and mafic volcanic rocks with ocean-floor geochemical and isotopic ( $\epsilon\text{Nd}_{(660 \text{ Ma})} \sim +4$ ) signatures (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2008; Queiroga *et al.* 2006, 2007).

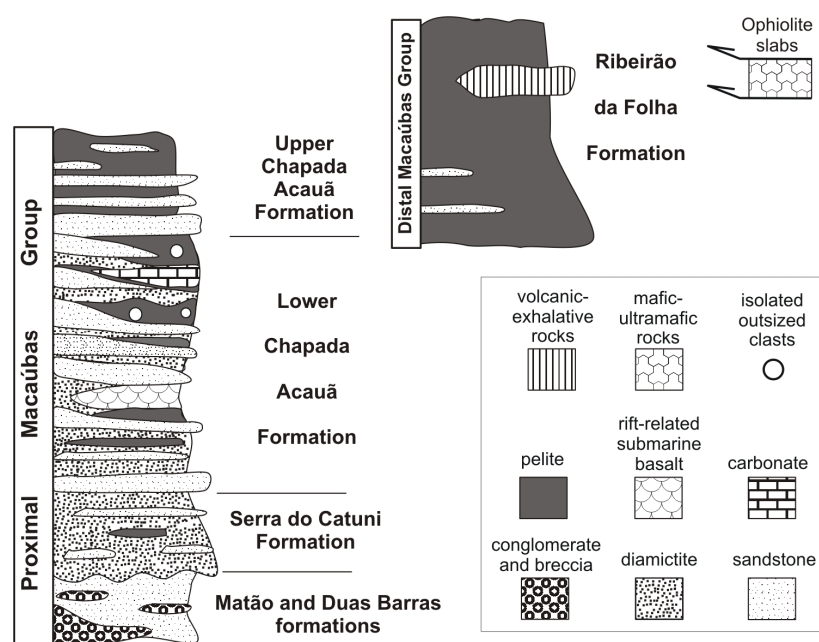


Figure 2.7. General stratigraphic scheme for the central sector (17°20'S-18°S) of the Macaúbas Group (not to scale; estimated thicknesses are referred to in the text and Figure 2.8; modified from Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

## GLACIGENIC DEPOSITS AND ASSOCIATED STRATA

The Macaúbas Group includes three diamictite-bearing units that have been interpreted as glacial deposits: the Serra do Catuni, Nova Aurora and Lower Chapada Acauã formations (Figures 2.6, 2.7 and 2.8).

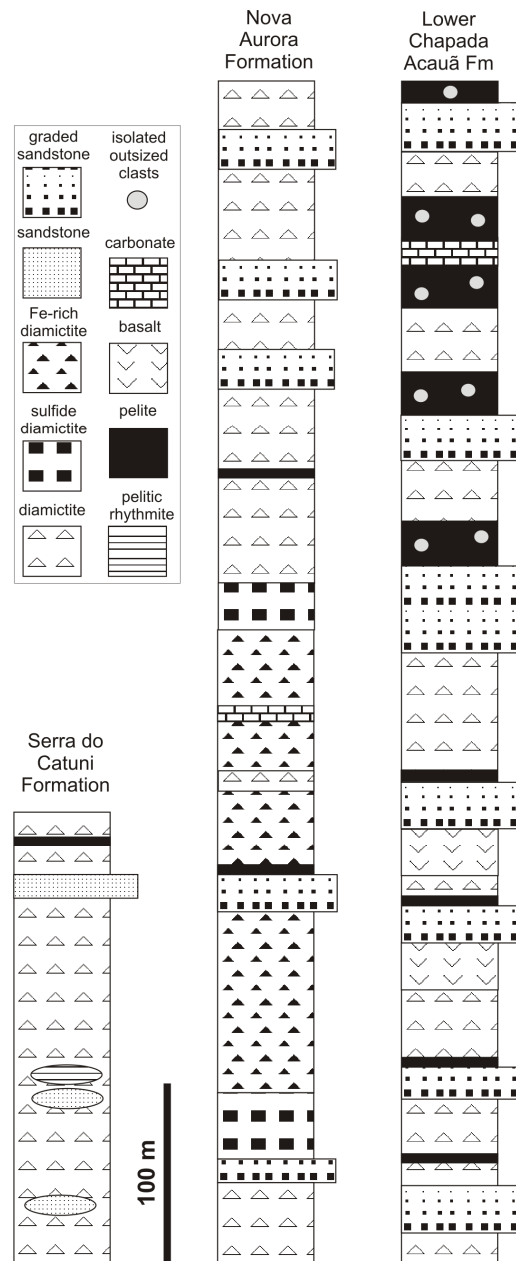


Figure 2.8. Sketched regional stratigraphic columns for the Serra do Catuni, Nova Aurora and Lower Chapada Acauã formations (Macaúbas Group). The Serra do Catuni column is based on sections described by Martins (2006) along the Macaúbas River valley (Figure 2.5). The Nova Aurora column synthesizes field and drill holes data from the region limited by a white rectangle in Figure 2.6. The column of the Lower Chapada Acauã Formation is based on field data from the eastern escarpments of the Acauã Plateau (Figure 2.6) and medium valley of the Araçuá River (Figure 2.5), as well as on data from the Macaúbas River valley.

The rock-assemblage included in the Serra do Catuni Formation was mapped and/or studied in detail by, for instance, Karfunkel & Karfunkel (1976, 1977), Dossin & Dardenne (1984a), Karfunkel *et al.* (1984), Pedrosa-Soares *et al.* (1984, 1992, 2007, 2008), Uhlein & Chaves (1989), Fogaça (1997), Grossi-Sad *et al.* (1997b), Guimarães (1997), Guimarães *et al.* (1997), Knauer & Grossi-Sad (1997), Mourão *et al.* (1997), Noce (1997a,b), Oliveira *et al.* (1997b), Tupinambá & Grossi-Sad (1997), Uhlein *et al.* (1998, 1999, 2007), Knauer *et al.* (2006) and Martins (2006).

The Serra do Catuni Formation is a very extensive and rather homogeneous unit that persistently occurs for over than 400 km in the N-S direction, along the western border of the Araçuaí orogen (Figure 2.6). This formation is very rich in massive diamictite, which thickness ranges from a few tens of meters up to 300 meters (Figure 2.8). The following description focuses on the Macaúbas River valley (Figure 2.5), where the Serra do Catuni Formation is quite preserved from deformation and erosion.

In the Macaúbas River valley, the Serra do Catuni Formation overlies the Duas Barras Formation and shows a 250 m thick pile of massive diamictite with lenses of massive sandstone (Martins 2006). The diamictite have an abundant (60-80% in volume), poorly sorted, muddy-sandstone matrix composed of detrital quartz, K-feldspar and carbonate, with a metamorphic foliation marked mainly by fine-grained muscovite. The clasts, ranging in size from granules to boulders, are also poorly sorted in texture and composition (milky quartz, sandstone, granitoid, carbonate and mafic rock). Faceted and striated flat-iron-shaped cobbles and pebbles can also be found in the Serra do Catuni diamictite. Lenses of massive sandstone up to 2 m thick appear mainly in the upper part of the diamictitic pile. This sandstone is poorly sorted and consists of quartz with minor K-feldspar, carbonate and iron oxides (Martins 2006).

The rock-assemblage included in the Nova Aurora Formation was mapped and/or studied in detail by, for instance, Viveiros *et al.* (1979), Pedrosa-Soares *et al.* (1984, 1992, 2000, 2007, 2008), Mourão & Grossi-Sad (1997), Oliveira *et al.* (1997a), Pedrosa-Soares & Oliveira (1997), Roque *et al.* (1997), Uhlein *et al.* (1998, 1999), Drumond (2000) and Knauer *et al.* (2005).

The Nova Aurora Formation is well exposed in road cuts to the west of Salinas town (Figure 2.6), and part of its stratigraphic pile is also known in drill holes for iron ore prospecting (Viveiros *et al.* 1979, Uhlein *et al.* 1999, Vilela *et al.*, unpublished data). Viveiros *et al.* (1979) estimated the minimum thickness for the Nova Aurora Formation around 1200 m, based in detailed sections and data from drill holes. Again, the strong regional deformation hampers any accurate thickness evaluation for the whole unit, which also seems to be thicker than 2 km (e.g., Grossi-Sad *et al.* 1997a, Uhlein *et al.* 1998, 1999).

The following description is mainly based on detailed studies carried out by Viveiros *et al.*

(1979), Pedrosa-Soares *et al.* (1984, 1992), Pedrosa-Soares & Oliveira (1997) and Vilela *et al.* (unpublished data) in the region west of Salinas (white rectangle in Figure 2.6). The Nova Aurora Formation is essentially a package of diamictites with minor intercalations of graded sandstone and scarce pelite, with the most striking feature being the great amount of iron-rich diamictite. Based on surface and drill hole data a regional stratigraphic column for the Nova Aurora Formation can be sketched and shows a lower section dominated by iron-rich diamictite followed by a pile of non-ferruginous diamictite (Figure 2.8). Despite of the iron content, the diamictites vary considerably in grain size, as well as in matrix composition and clast/matrix ratio. They are metamorphosed in the greenschist facies and their clasts are mainly of milky to blue quartz, metasandstone, carbonate, granitoid, gneiss and metapelite. The iron-rich diamictite package consists of ferruginous diamictite (hematite + magnetite > 5% in volume) and diamictitic iron formation (Fe > 15 wt%), with minor intercalations of sulfide-bearing diamictite, ferruginous and non-ferruginous sandstone, hematite-magnetite schist and pelite with scattered outsized clasts. The foliated matrix of the iron-rich diamictite consists of quartz, hematite, magnetite, muscovite, biotite and chlorite. The magnetite amount increases in shear zones, as well as the total iron content that may reach more than 40 wt%. A thin carbonate intercalation, recently found in a drill hole, occurs in the upper section of the iron-rich diamictite. Layers of sulphide-bearing diamictite occur at the base and top of the iron-rich diamictite package. The sulphides are mainly pyrite and pirrotite. The upper package consists of stratified diamictite with minor layers and lenses of fining-up graded sandstone and thin intercalations of pelite. This diamictite has a foliated matrix composed essentially of quartz, biotite, muscovite, garnet and carbonate. The arenaceous intercalations vary in composition from immature (micaceous, feldspathic, ferruginous) to quartz sandstone, and commonly show load structures. Erosional contacts can be observed between diamictite and sandstone intercalations.

The rock-assemblage included in the Lower Chapada Acauã Formation was mapped and/or studied in detail by, for instance, Hettich (1975, 1977), Karfunkel & Karfunkel (1976, 1977), Schrank *et al.* (1978), Uhlein & Chaves (1989), Mourão & Pedrosa-Soares (1992), Pedrosa-Soares *et al.* (1992, 1993, 2007, 2008), Chula *et al.* (1996), Grossi-Sad *et al.* (1997b), Mourão & Grossi-Sad (1997), Noce (1997b), Oliveira *et al.* (1997a), Pedrosa-Soares & Grossi-Sad (1997), Tupinambá & Grossi-Sad (1997), Uhlein *et al.* (1998, 1999, 2007), Gradim *et al.* (2005) and Martins (2006).

The Lower Chapada Acauã Formation is well exposed along the escarpments of the Acauã Plateau (Figure 2.6), and watercourses of the southwestern Araçuaí and Jequitinhonha valleys (Figure 2.5). Detailed sections carried out along creeks of the medium valley of the Araçuaí River suggest a local minimum thickness of 800 m for the Lower Chapada Acauã Formation (Mourão &

Pedrosa-Soares 1992, Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997). However, the strong regional deformation hampers any accurate thickness evaluation for the whole unit, which seems to be thicker than 2 km (e.g., Grossi-Sad *et al.* 1997a, Uhlein *et al.* 1998, 1999).

The following description is based on detailed studies carried out in the medium valley of the Araçuaí River, the type-area of the Lower Chapada Acauã Formation (Mourão & Pedrosa-Soares 1992, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997), and in the Macaúbas River valley (Martins 2006). The Lower Chapada Acauã Formation is a package with many vertical and lateral variations of lithofacies. It is essentially composed of fining-up cycles of stratified diamictite, graded sandstone and pelitic rhythmite (Figure 2.8). The diamictite layers show great variations in clast/matrix ratios and its foliated matrix essentially consists of quartz, feldspar, muscovite, chlorite, biotite and garnet (according to the metamorphic zone). The clasts vary from granules to boulders and are composed of milky and blue quartz, metasandstone, carbonate, metapelite, granitoid, gneiss and meta-mafic rock. The diamictite layers envelope lenses of cross-laminated sandstone, ranging in length from decimetres to a few meters and up to 1m thick. To the top of the cycles the diamictite gives place to sandstone and pelite layers. Erosional contacts between cycles are common. The sandstone layers and lenses show fining-up graded bedding and vary in composition from wacke rich in carbonate and/or feldspar and/or lithoclasts and/or micas to quartz sandstone. Conglomerate and/or conglomeratic sandstone can be present at the base of the sandstone layers and lenses. The pelitic rhythmite layers locally show isolated outsized clasts, mainly cobbles and boulders. These layers have mineralogical compositions similar to the diamictite matrix, with variable contents of metamorphic minerals, such as quartz, micas and garnet, in alternating laminae and bands.

## **BOUNDARY RELATIONS WITH OVERLAYING AND UNDERLYING NON-GLACIAL UNITS**

The diamictitic Serra do Catuni Formation was thrust over the Neoproterozoic pelite-carbonate cratonic cover (Figure 2.5), outlining a clear limit between the Araçuaí orogen and São Francisco craton (Almeida 1977, Uhlein *et al.* 1998, Alkmim *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

A regional disconformity occurs between the diamictite-free Duas Barras Formation and the overlying Serra do Catuni Formation, the oldest diamictitic unit of the Macaúbas Group (Karfunkel & Hoppe 1988, Grossi-Sad *et al.* 1997a, Uhlein *et al.* 1999, 2007; Martins-Neto *et al.* 2001, Martins 2006). Locally, the Serra do Catuni diamictite shows erosional contact with the Duas Barras Formation, but normal and tectonic (sheared) contacts are also observed (Grossi-Sad *et al.* 1997b,

Noce 1997a, Martins 2006).

The Serra do Catuni Formation gradually passes upwards and eastwards to the interlayered succession of diamictite, sandstone, pelite and mafic volcanic rocks that characterizes the Lower Chapada Acauã Formation (Figure 2.7). Intraformational erosive contacts between diamictite and sand-pelite turbidites of both the Lower Chapada Acauã and Nova Aurora formations can be locally observed (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2008; Pedrosa-Soares & Oliveira 1997, Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997, Uhlein *et al.* 1998, 1999).

In the Araçuaí River valley and eastern escarpments of the Acauã Plateau (Figures 2.5 and 2.6), the Lower Chapada Acauã Formation gradually passes upwards to the diamictite-free package of the Upper Chapada Acauã Formation. To the east, this sandstone-pelite unit gives place to the fine-grained turbidite package of the proximal Ribeirão da Folha Formation (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2008; Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997, Uhlein *et al.* 1999, 2007).

In the northern sector of the Macaúbas Group, the diamictite-free Upper Chapada Acauã Formation conformably covers the Nova Aurora Formation (Viveiros *et al.* 1979, Roque *et al.* 1997, Mourão & Grossi-Sad 1997, Oliveira *et al.* 1997b, Pedrosa-Soares & Oliveira 1997).

## CHEMOSTRATIGRAPHY

No chemostratigraphic study is available for the Macaúbas Group, but there are isotopic data for older carbonate units located in the Araçuaí orogen (Santos *et al.* 2004) and for carbonate clasts extracted from the Serra do Catuni diamictite (Martins 2006).

Santos *et al.* (2004) presented carbon isotopic data for metadolomite and metamarlstone samples of the Domingas Formation, formerly interpreted as the oldest unit of the Macaúbas Group (Grossi-Sad *et al.* 1997b, Noce 1997a). In fact, the shallow marine dolomite-pelite package of the Domingas Formation is unconformably covered by a fluvial sandstone-conglomerate succession of the Duas Barras Formation (age  $< 900 \pm 21$  Ma, see Geochronological Constraints) and has *Conophyton metula Kirichenko* stromatolite that indicates a Mesoproterozoic age (Schöll 1976). The stromatolitic dolomite samples of the Domingas Formation yielded  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  values from +0.4 to +0.7‰ similar to those from another Mesoproterozoic dolomitic unit of the region (the Rio Pardo Grande Formation; Santos *et al.* 2004). Other metadolomite samples of the Domingas Formation yielded  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  values from +0.2 to -1.9‰ and one sample of metamarlstone reach -4.0‰ (Santos *et al.* 2004).

Martins (2006) reports  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  values ranging from -0.02 to -7.19‰ (eleven values between -1.54 and -3.32‰) obtained on fourteen carbonate pebbles extracted from the Serra do Catuni

diamictite. These data are in agreement to those obtained from carbonate clasts of the Jequitaiá diamictite ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  from -0.6 to -3.1‰) and from some samples of the Domingas Formation by Santos *et al.* (2004).

## **OTHER CHARACTERISTICS**

Deposits of manganese have been mined in the southern and central sectors of the Macaúbas Group. They consist of manganese oxides originated by Cenozoic lateritic alteration and supergenic concentration on pelitic layers correlated to the Chapada Acauã Formation (Dossin & Dardenne 1984b).

The thick carbonate lens of the Lower Chapada Acauã Formation (Figures 2.7 and 2.8) has been sporadically mined (Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997).

The lower part of the Nova Aurora Formation is rich in ferruginous diamictite and diamictitic iron formation that form deposits up to 200 m thick, with Fe content up to 40 wt% (Viveiros *et al.* 1979, Vilela *et al.*, unpublished data). These deposits are widely capped by thick lateritic soils on the plateaus that characterize the northern sector of the Macaúbas Group. However, new aeromagnetic data point to huge Fe-rich diamictite deposits so that several companies are currently prospecting them.

Martins (2006) suggests that the Serra do Catuni diamictite is the source for diamonds found in alluvial deposits along watercourses of the Macaúbas River valley (Figure 2.5).

## **PALAEOLATITUDE AND PALAEOGEOGRAPHY**

No paleomagnetic data is available for the Macaúbas Group. However, palaeomagnetic data and palaeogeographic settings for the São Francisco-Congo craton in late Mesoproterozoic and Neoproterozoic times has been discussed in several papers (e.g., Cordani *et al.* 2003, D'Agrella-Filho *et al.* 2004).

## **GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS**

Although there are significant data obtained from detrital zircon grains extracted from rocks of the Matão, Duas Barras, Serra do Catuni and Chapada Acauã formations, and from intrusions related to distinct extensional stages of the precursor basin of the Araçuaí orogen, no precise age is available for the glacial sedimentation of the Macaúbas Group. The techniques used to

determine the ages quoted here are described in the cited references.

The Pedro Lessa mafic dykes and Salto da Divisa granite (Figure 2.5) have been considered to be related to the continental rift stage of the precursor basin of the Araçuaí orogen (Pedrosa-Soares *et al.* 2008, Silva *et al.* 2008). The meta-dolerite dyke swarm of Pedro Lessa was dated at  $906 \pm 2$  Ma (zircon and baddeleyite, U-Pb TIMS; Machado *et al.* 1989). The fluorite-bearing anorogenic granite of Salto da Divisa has yielded a zircon U-Pb SHRIMP age of  $875 \pm 9$  Ma (Silva *et al.* 2008).

Fifteen detrital zircon grains selected from a sandstone sample of the Matão Formation yielded U-Pb SHRIMP ages ranging from 2824 Ma to 1161 Ma, but most of them record the contribution of a Palaeoproterozoic (1917-2187 Ma) source. The youngest concordant zircon grain suggests a maximum sedimentation age of  $1161 \pm 23$  Ma for the Matão Formation (Martins *et al.* 2008).

Twenty three detrital zircon grains separated from sandstone samples of the Duas Barras Formation yielded U-Pb SHRIMP ages ranging from 2550 Ma to 900 Ma, but most of them fall into two age intervals of 1000 Ma to 1250 Ma and 1800 Ma to 2100 Ma, suggesting that these were the most important sources of the sediments (Babinski *et al.* 2007b). The youngest zircon showed an age of  $900 \pm 21$  Ma which is considered the maximum depositional age for the Duas Barras Formation, the lowermost stratigraphic unit of the Macaúbas Group.

U-Pb SHRIMP analyses done on sixty zircon grains obtained from the matrix of two diamictite samples from the Serra do Catuni Formation showed ages ranging from 2740 Ma to 930 Ma (Babinski *et al.* 2007b). The age values concentrated into two main intervals of 1150 Ma to 1300 Ma, and 1800 Ma to 2200 Ma. An age of  $933 \pm 9$  Ma was determined for the youngest zircon crystal indicating this time as the maximum depositional age of the Serra do Catuni diamictite (Babinski *et al.* 2007b).

Twelve zircon crystals extracted from a sample of mafic volcanic rock of the Lower Chapada Acauã Formation show features of inherited detrital grains and U-Pb SHRIMP ages into three main intervals of 1158 Ma to 1483 Ma (the youngest at  $1158 \pm 21$  Ma), 1699 Ma to 1741 Ma and 1908 Ma to 2115 Ma, and one grain dated around 2608 Ma (Babinski *et al.* 2005). Although, no magmatic crystallization age is yet available for this volcanic episode, it is very important for further attempts to date the Macaúbas glacial sedimentation.

Eighteen detrital zircon grains from a sandstone layer of the Upper Chapada Acauã Formation yielded U-Pb SHRIMP ages into two main intervals of 864 Ma to 1000 Ma and 2040 Ma to 2100 Ma, and one grain dated around 2752 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2000). The concordant youngest zircon grain constrains the maximum sedimentation age of the Upper Chapada Acauã Formation at  $864 \pm 30$  Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2000).

The sedimentation epoch of the ocean-floor deposits of the distal Ribeirão da Folha Formation

is constrained by the age of  $660 \pm 29$  Ma (U-Pb LA-ICPMS), obtained for the magmatic crystallization of euhedral zircon crystals extracted from meta-plagiogranite patches found in ophiolitic meta-mafic rocks (Queiroga *et al.* 2007).

The U-Pb SHRIMP data from detrital zircon grains suggest that the maximum sedimentation age of the lowermost Macaúbas Group is  $900 \pm 21$  Ma, *i.e.*, the maximum depositional age of the Duas Barras Formation (Babinski *et al.* 2007b). This group must be older than the regional metamorphism dated around 580 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Silva *et al.* 2005).

## DISCUSSION

The Macaúbas Group includes three widespread diamictitic units, the Serra do Catuni, Nova Aurora and Lower Chapada Acauã formations (Figures 2.6, 2.7 and 2.8). The Serra do Catuni Formation has been interpreted as a glacial unit deposited mostly in proximal marine environment, because its great amount of massive diamictite occurring for over than 400 km along the proximal region of the Macaúbas basin (Figure 2.6), zones rich in chaotic boulders, occurrences of faceted and striated flat-iron-shaped cobbles and pebbles, scarcity of finer-grained sediments, and correlation with the glacio-terrestrial deposits of the Jequitaí Formation located on the nearby São Francisco craton (references in preceding sections).

The Nova Aurora and Lower Chapada Acauã formations also occur in extensive areas, mainly to the east of the Serra do Catuni Formation, along a more distal region of the Macaúbas basin (Figure 2.6). They essentially consist of stratified diamictite, sandstone and pelite, and show sedimentary features, such as cyclic deposition from coarse- to fine-grained sediments, graded bedding, erosional contacts between cycles and load structures, that are evidences of debris flow and turbiditic sedimentation in distal glacio-marine environments (references in preceding sections). The clear relations between the Serra do Catuni and Lower Chapada Acauã formations also point to a transition from proximal to distal glacio-marine conditions, respectively (Figures 2.7 and 2.8). The Nova Aurora Formation, which overlies the pre-glacial Rio Peixe Bravo Formation, can be interpreted as a distal correlative of the Serra do Catuni Formation and, to some extent, a lateral equivalent of the Lower Chapada Acauã Formation.

Based on the occurrence of glacial diamictites, the Macaúbas Group is subdivided into a pre-glacial diamictite-free succession (Matão, Duas Barras and Rio Peixe Bravo formations), a glacial succession (Serra do Catuni, Nova Aurora and Lower Chapada Acauã formations) and a post-glacial succession (Upper Chapada Acauã and Ribeirão da Folha formations). These successions are related to different evolutionary stages of the Macaúbas basin (Figure 2.6).

The pre-glacial and glacial successions have been ascribed to the continental rift to transitional stages of the Macaúbas basin, based on the predominance of immature sandstone-conglomeratic sedimentation with bimodal (NW-SE and SE-NW) palaeocurrent sets in the pre-glacial succession, characterization of normal fault zones and clastic dykes related to the sedimentation of the pre-glacial succession and Serra do Catuni Formation, the huge ferruginous diamictite deposits of the Nova Aurora Formation, and on the transitional geochemical and isotopic signatures of the Chapada Acauã submarine basalts that also carry inherited zircon grains from continental sources. The post-glacial succession represents the passive margin stage of the Macaúbas basin, when oceanic opening took place at least until *c.* 660 Ma (references in preceding sections).

The onset of a rifting stage in the focused region is constrained by the U-Pb ages of the Pedro Lessa mafic dykes (*c.* 906 Ma; Figure 2.5) and Salto da Divisa anorogenic granites (*c.* 875 Ma; see Geochronological Constraints). Indeed, these anorogenic magmatic episodes provide solid evidence that an active continental rift developed during the late Tonian (900-850 Ma) in the focused region (Figure 2.5). Certainly, the pre-glacial succession deposited during this late Tonian rift stage. The Serra do Catuni Formation and the cratonic Jequitaí Formation have also been assigned to the continental rift stage (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2008; Uhlein *et al.* 1998, 1999; Martins-Neto *et al.* 2001, Martins-Neto & Hercos 2002). However, if the regional unconformity between the pre-glacial and glacial successions represents a significant hiatus (Figure 2.6; see Boundary Relations), the Serra do Catuni Formation could be early Cryogenian in age (Uhlein *et al.* 2007).

In fact, the discussion on the glaciation age should consider a broad scenario, including the Jequitaí and Carrancas diamictites located in the southern sector of the nearby São Francisco craton (Figure 2.4a). Although the Macaúbas, Jequitaí and Carrancas diamictites show no direct field relation, they have been correlated one to each other since the 1930s, owing to their glacial features. The maximum sedimentation ages for the Jequitaí Formation (*c.* 880 Ma; Rodrigues 2008) and the oldest Macaúbas diamictites (*c.* 900 Ma; see Geochronological Constraints) are similar, but they do not provide any precise information on the glaciation age. On the other hand, the Carrancas diamictite can be correlated to an early Cryogenian glacial event because it is covered by the *c.* 740 Ma cap carbonate of the cratonic cover (Babinski *et al.*, 2007a).

This discussion should also take into account the West Congo belt (the counterpart of the Araçuaí orogen located in Africa; see Structural Framework), and the confined nature of the Araçuaí-West Congo orogenic system and its precursor basin in relation to the São Francisco-Congo craton (Figure 2.4b). This confined nature implies that the Brazilian and African counterparts of the precursor basin represent similar palaeoclimatic zones, because they were not

separated by a large Neoproterozoic ocean, as also shown in most palaeogeographic reconstructions (e.g., Cordani *et al.* 2003, Pisarevsky *et al.* 2003). In the West Congo belt, the Lower Mixtite Formation is the diamictite unit that has been related to the early Cryogenian glacial event (Trompette 1994, Tack *et al.* 2001, Frimmel *et al.* 2006). Pedrosa-Soares *et al.* (2008) correlated the Lower Mixtite and Lower Chapada Acauã formations because they include glacio-marine diamictites with intercalations of transitional submarine basalts, representing a late rift stage. These authors also correlated the Lower Chapada Acauã and Lower Mixtite formations with the Carrancas diamictite, and ascribed them to the early Cryogenian glacial event. In the West Congo belt also occurs the Upper Mixtite Formation, a diamictitic unit that has been related to the late Cryogenian glacial event (Frimmel *et al.* 2006). However, it does not appear to have a correlative in the Macaúbas Group (Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

In conclusion, it seems that the Macaúbas Group records at least the early Cryogenian glacial event. The Serra do Catuni Formation and its probable correlative, the Jequitaiá Formation, would be deposited during an early phase of that glacial event. The Lower Chapada Acauã Formation and its probable equivalents, the Carrancas diamictite and the Lower Mixtite Formation, would represent a late phase of the early Cryogenian glacial event. Indeed, the very extensive and thick diamictitic package of the Macaúbas Group might contain equivalents of all the Neoproterozoic glacial units preserved on the São Francisco craton. The challenging question is: how many glaciations do they represent?