

CAPÍTULO II – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Plataforma Sul-Americana forma o núcleo do continente da América do Sul, recobrando uma área de aproximadamente 15 milhões de km² (Figura 7), dos quais 40% estão expostos em três escudos pré-cambrianos: Guiana, Brasil-Central (ou Guaporé) e Atlântico (Almeida *et al.* 1976). Parte da crosta continental exposta nestes escudos remonta a uma longa história de evolução crustal, com registros que vão do Arqueano ao Paleoproterozóico, consolidando-se como núcleos crustais estáveis ao final do ciclo orogênético Transamazônico (2100-1800Ma). A conformação final dos escudos pré-cambrianos delimitados por Almeida *et al.* (1976) ocorreu através da amalgamação de unidades supracrustais adjacentes aos blocos litosféricos durante a orogênese Brasiliana (750-530Ma).



Figura 7 – Compartimentação geotectônica da Plataforma Sul-Americana segundo Almeida *et al.* (1976). Retirado e modificado de Dardenne & Schobbenhaus (2001).

O Cráton do São Francisco compõe parte do Escudo Atlântico, localizado na porção centro-leste da Plataforma Sul-Americana (Figura 8). Este segmento crustal foi individualizado como uma unidade

geotectônica por Almeida (1977), cujos traçados limítrofes foram redefinidos por Alkmim *et al.* (1993) e Alkmim (2004). As faixas de dobramento adjacentes ao Cráton do São Francisco representam o registro dos terrenos acrescidos às bordas do referido cráton através das colisões diacrônicas do ciclo Brasileiro e foram designadas da seguinte forma: Araçuaí (Província Mantiqueira, Almeida 1977), Brasília (Província Tocantins, Almeida 1977), Rio Preto (Província Tocantins, Inda *et al.* 1984), Riacho do Pontal e Sergipana (Província Borborema, Brito-Neves 1979).

A Faixa de Dobramentos Araçuaí localiza-se na margem sudeste do Cráton do São Francisco, orientada aproximadamente na direção N-S, com vergência para oeste e transporte tectônico para o cráton. As principais unidades litoestratigráficas são representadas pelo embasamento, de idade arqueana a paleoproterozóica, os metassedimentos paleo/mesoproterozóicos do Supergrupo Espinhaço, o Supergrupo São Francisco, Neoproterozóico, rochas de afinidade granítica do estágio colisional brasileiro e unidades fanerozóicas (Uhlein 1991, Figura 6). O metamorfismo regional aumenta de oeste para leste, gradando de fácies xisto verde baixo a fácies anfíbolito alto (Pedrosa Soares & Wiedemann 2000).

O segmento melhor definido da Faixa Araçuaí situa-se na borda ocidental da faixa, limitado entre os paralelos 16° e 19° 30'S, materializado pelas relações estratigráficas e estruturais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco (*e.g.* Oliveira 1989, Uhlein 1991, Trompette 1994, Uhlein *et al.* 1995, Alkmim *et al.* 1996, Uhlein *et al.* 1999a, 1999b), macroregião onde se encontra a bacia hidrográfica do rio Macaúbas.

II.1 – Embasamento

O embasamento do Cráton São Francisco é constituído por um complexo arranjo de terrenos metamórficos de alto grau (gnaisses, granitóides e granulitos) de idade arqueana, associações do tipo granito-*greenstone* e cinturões de rochas supracrustais paleoproterozóicas, assim como rochas plutônicas com grande variedade composicional, expostos no extremo sul do cráton (Cinturão Mineiro) e na porção nordeste, no estado da Bahia (Teixeira *et al.* 2000).

No domínio da Serra do Espinhaço em Minas Gerais, o embasamento está exposto como núcleos de estruturas anticlinórias erodidas na região de Gouveia e de Itacambira-Porteirinha.

O Complexo Basal de Itacambira-Porteirinha ocupa a parte central do Anticlinório homônimo, flanqueado pelos metassedimentos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco.

Siga Jr. (1986) descreve biotita-gnaisses, localmente migmatíticos, hornblenda gnaisses, gnaisses cataclásticos, milonitos, filonitos granitóides e localmente anfíbolitos. As rochas gnáissicas são finamente bandadas, com níveis quartzo-feldspáticos de cor clara e bandas escuras (biotita). A composição destas rochas varia de tonalitos a álcali-granitos. As rochas graníticas são maciças a discretamente foliadas, leucocráticas inequigrulares a equigrulares e com granulação média a grossa.

Para o embasamento exposto na Folha Itacambira (Noce *et al.* 1996), Noce (1997) designam como Complexo Córrego do Cedro os gnaisses bandados de composição granodiorítica que, em alguns locais, exibem corpos tabulares ou lenticulares de anfíbolito, concordantes com o embasamento. A Suíte Rio Itacambiruçu é constituída por dois corpos granitóides, alongados, com dimensões máximas entre 5 e 10km, apresentando textura ígnea preservada e composição tonalítica.

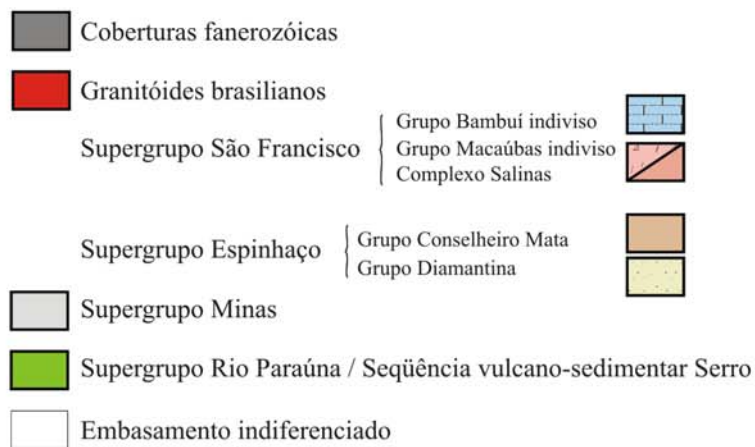
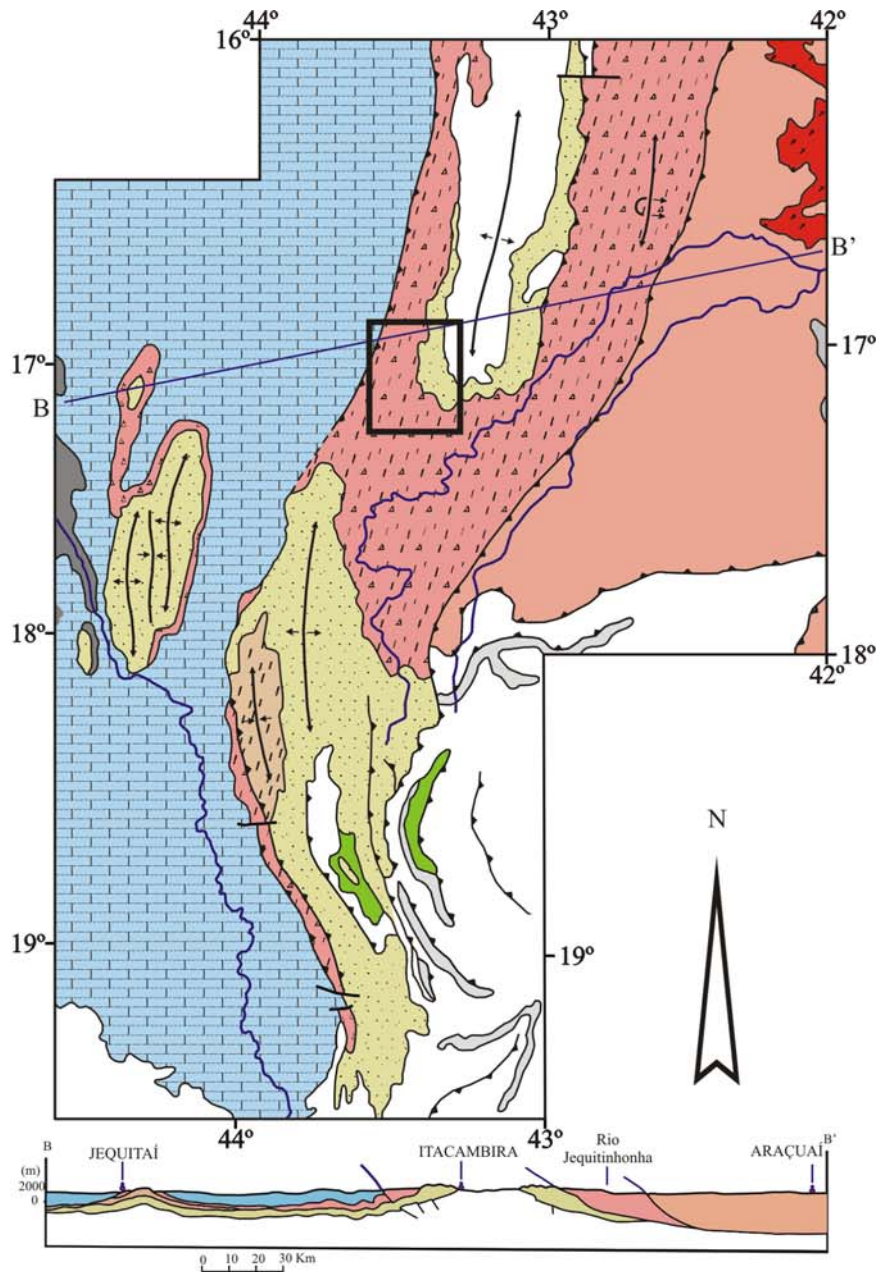


Figura 8 – Mapa geológico simplificado da porção E-SE do Cráton do São Francisco, em contato com parte da Faixa de Dobramentos Araçuaí, com destaque para a região de estudo. Modificado de Uhlein (1991).

II.2 – Supergrupo Espinhaço

O termo Espinhaço tem sido empregado na literatura geológica com três sentidos distintos: geográfico, estratigráfico e geodinâmico (Schobbenhaus 1993).

A conotação geográfica – Espinhaço *Gebirge* (Serra do Espinhaço) - foi introduzida por Eschwege (1822, *In* Renger 1979) para referenciar a cadeia de serras contínuas e estreitas que se estende segundo o meridiano por mais de 1200 km, desde o Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, até a divisa dos estados da Bahia e Piauí.

No sentido estratigráfico, o Supergrupo Espinhaço compreende metassedimentos de baixo grau metamórfico formados por (meta) seqüências clásticas, principalmente arenitos associados a pséfitos e pelitos, além de rochas carbonáticas e vulcânicas (*e.g.* Pflug 1968). A evolução estratigráfica do Supergrupo Espinhaço remonta a Tafrogênese Estateriana, ao redor de 1.75Ga (Dussin & Dussin 1995), com desenvolvimento bacinal ao longo do Meso e talvez do Neoproterozóico (Schobbenhaus 1993).

O conceito geodinâmico emprega o termo Espinhaço para definir um ciclo de deposição, deformação e metamorfismo no período compreendido entre 1.8 a 1.0Ga. Neste contexto, o padrão de deformação registrado nos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço (incluindo todos os seus segmentos: Meridional, Serra do Cabral, Setentrional e Chapada Diamantina) seria resultante do evento orogenético Espinhaço (ou Uruçuano), entre 1.3 a 1.0Ga (*e.g.* Almeida-Abreu 1993, Knauer 1999, Almeida-Abreu & Renger 2002). Contudo, a existência de um evento orogenético pós-transamazônico (2.1 a 1.8Ga) e pré-brasileiro (750 a 530Ma) tem sido questionada por diversos pesquisadores (*e.g.* Uhlein 1991, Dussin 1994, Danderfer Filho 2000, Alkmim 2004). Os resultados obtidos através do mapeamento geológico das unidades proterozóicas na região do rio Macaúbas não apontam a existência de nenhuma deformação do ciclo orogenético Espinhaço nesta área e a conotação geodinâmica deste termo (e suas implicações) não será empregada neste trabalho.

II.2.1. Estratigrafia

De todos os segmentos da cordilheira, a Serra do Espinhaço Meridional constitui o principal alvo dos estudos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais e econômicos publicados até o presente (vide Renger 1979, Renger & Knauer 1995, Knauer 1999). Grande parte deste interesse foi motivado inicialmente pela descoberta de diamantes associados aos metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho no século XVIII, atingindo o auge de sua exploração no século XIX (Prof. F. Renger, comunicação verbal).

Aos trabalhos pioneiros de Eschwege (1822, 1833) seguiram-se inúmeras contribuições para o esboço estratigráfico desta parcela da serra (*e.g.* Derby 1906, Moraes & Guimarães 1930, Moraes *et al.* 1937), culminando com as obras de Pflug (1965, 1968), às quais serviram de referência para diversos estudos posteriores (*e.g.* Schöll & Fogaça 1979, Dussin *et al.* 1984, 1990, Knauer 1990, Almeida-Abreu 1993, Martins-Neto 1993, Silva 1995, Dupont 1995, Martins-Neto 2000).

A Serra do Espinhaço Setentrional é separada da parcela meridional por uma descontinuidade na altura do paralelo 17°30'S, ocorrendo deslocada desta em direção NNE por aproximadamente 50km, iniciando ao sul da cidade de Itacambira. Os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço nesta região distribuem-se como um cordão de serras em arco, quase sempre contínuos, com concavidade voltada para o

norte e fechamento ao sul da referida cidade. Esta faixa é interpretada como o núcleo de uma grande estrutura anticlinória de direção N-S e caimento do eixo para sul (Anticlinal de Itacambira, Karfunkel & Karfunkel 1975), cujo flanco oriental prolonga-se ininterruptamente até o estado da Bahia.

As primeiras observações sobre esta unidade no segmento setentrional mineiro se devem a von Spix & von Martius (1828), quando correlacionaram as superfícies “nuas” de quartzo arenoso (*grés* ou quartzito) da região de Grão Mogol (situada a nordeste de Itacambira) com as mesmas feições observadas no Distrito Diamantino. Von Helmreichen (1846) caracterizou os aspectos geológicos relacionados aos metaconglomerados diamantíferos da Serra do Grão Mogol (conhecidos até os dias atuais como “Pedra Rica”), primeira referência mundial de ocorrência de diamantes em rocha compacta.

Os trabalhos pioneiros sobre a estratigrafia do Supergupo Espinhaço na região se devem a Moraes & Guimarães (1930), Moraes (1934) e Moraes *et al.* (1937), numa primeira tentativa de compartimentação destes metassedimentos levando-se em conta critérios litoestratigráficos (Figura 9). Moraes *et al.* (1937) denominaram de “Série Itacolomy” a seqüência formada por quartzitos, arenitos, conglomerados e filitos que se estende desde a região de Ouro Preto, passando por Diamantina e Grão Mogol, prolongando-se até a fronteira com a Bahia.

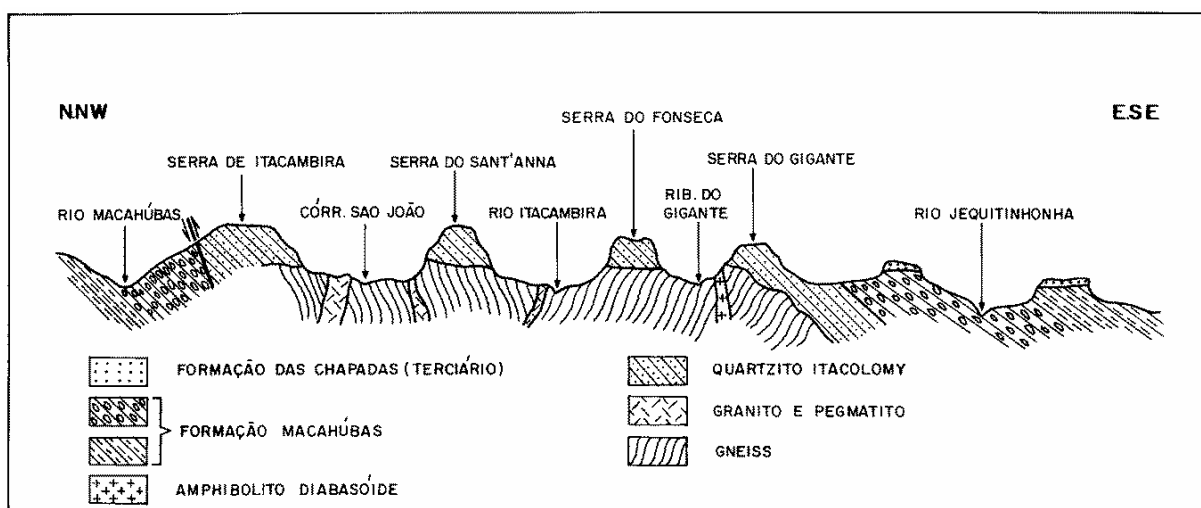


Figura 9 – Seção geológica na região do Anticlinal de Itacambira (segundo Moraes *et al.* 1937).

O principal trabalho de cunho estratigráfico nesta área deve-se a Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977). Estes autores mapearam a porção sul da Cordilheira do Espinhaço Setentrional na escala de 1:60.000, entre as localidades de Itacambira e Botumirim e estabeleceram a base estratigráfica regional (Figura 10). Todas as investigações posteriores realizadas nesta área se apoiaram nas observações destes autores, incluindo os resultados do mapeamento geológico apresentados nesta tese (vide Capítulo 3).

A Formação Itacambiruçu foi descrita por Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) como sendo a unidade basal, recobrando as rochas do embasamento, constituída por matriz de quartzo, feldspato e sericita orientados. Posteriormente, Uhlein (1991) considerou esta formação como sendo o produto do retrabalhamento de parte do embasamento gnáissico-migmatítico em zonas de cisalhamento durante o evento Brasileiro, excluindo-a do domínio de metassedimentos do Supergupo Espinhaço. Desta forma, o arcabouço

estratigráfico atualmente aceito restringe-se às três formações superiores, designadas como Resplandecente, Água Preta e Matão (Uhlein 1991).

A **Formação Resplandecente** representa a unidade de maior espessura, atingindo aproximadamente 300 metros. É constituída por quartzitos maciços a friáveis, dependendo da quantidade de mica. Contém turmalina e zircão clásticos como acessórios. Medidas de paleocorrentes indicam transporte de oeste para leste. A **Formação Água Preta** é constituída por quartzitos imaturos com intercalações de metabrecha e lentes de metaconglomerados. Os quartzitos contêm mais mica e minerais pesados (hematita, zircão, turmalina, rutilo e granada), cuja espessura grada de oeste para leste, diminuindo de 30 metros até o completo desaparecimento neste sentido. Metabrechas e metaconglomerados monomíticos ocorrem como lentes nos quartzitos, sendo pouco espessos, contendo seixos de quartzitos estirados tectonicamente. Os metaconglomerados foram considerados como sendo a fonte secundária dos diamantes da bacia do rio Macaúbas, possivelmente formados em ambiente litorâneo e correlacionáveis aos mesmos litotipos da região de Grão Mogol. A unidade de topo, denominada de **Formação Matão**, constitui-se de quartzitos e quartzitos micáceos idênticos aos da Formação Resplandecente. A espessura varia de 20 a 200 metros. Todas estas formações foram interpretadas como sedimentos da bacia miogeossiclinal Espinhaço (“Série Minas” de Pflug 1965).

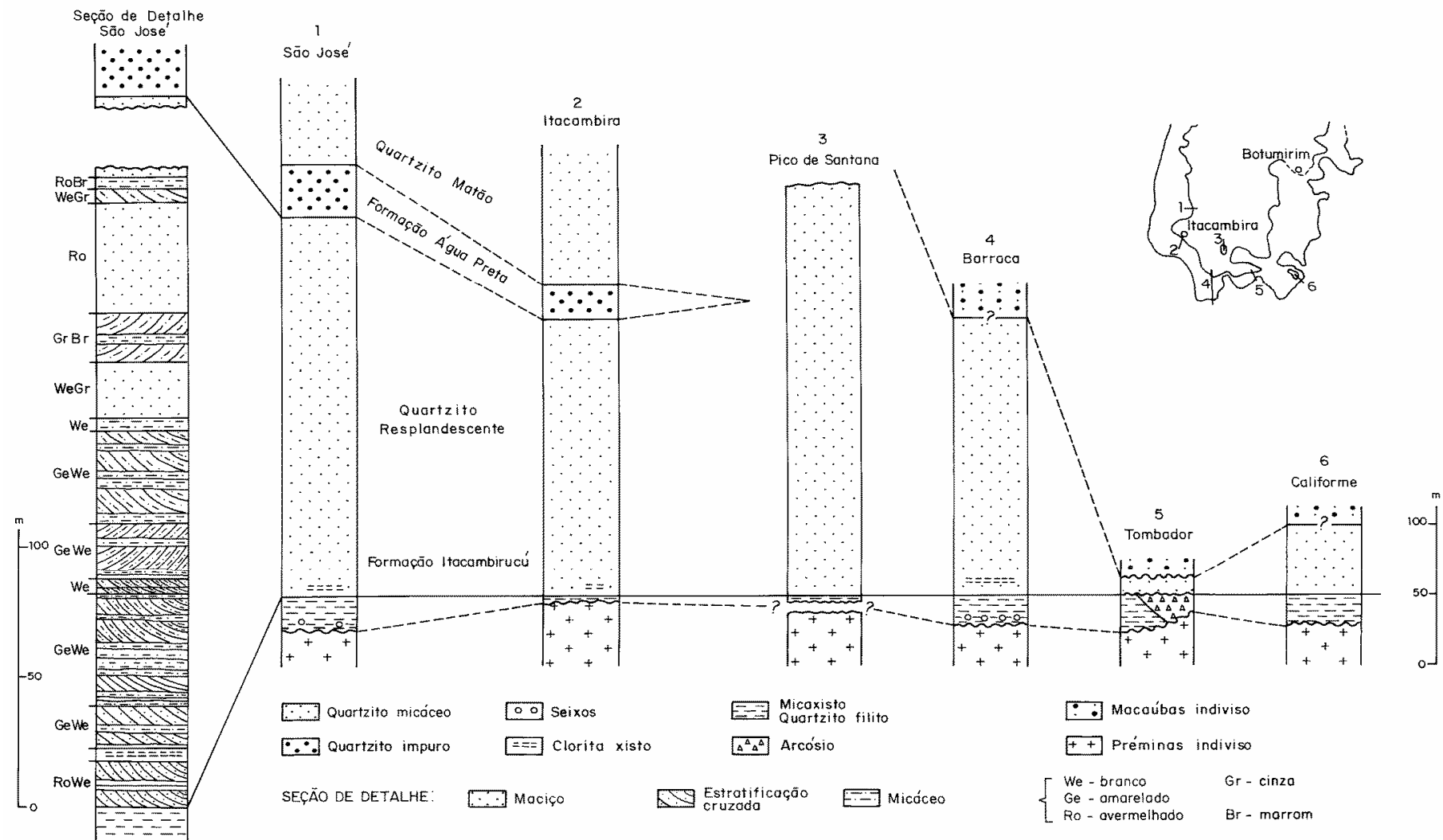


Figura 10 - Colunas estratigráficas para o Supergrupo Espinhaço no Anticlinal de Itacambira, segundo Karfunkel & Karfunkel (1975, retirado de Noce 1997).

No âmbito do Projeto Espinhaço (1996, convênio COMIG/UFMG), Noce *et al.* (1996) e Noce (1997) consideraram duas unidades distintas para o Supergrupo Espinhaço na Folha Itacambira. A **Unidade Inferior** engloba as três formações descritas por Karfunkel & Karfunkel (1975), consistindo em um pacote monótono de quartzitos, puros a pouco micáceos, de granulação fina a média, mostrando alternância de bancos maciços e laminados com estratificações cruzadas frequentes. Localmente ocorrem níveis de brecha e conglomerado. A **Unidade Superior** estende-se pela porção sudeste da Folha Itacambira e está posicionada tectonicamente sobre rochas do Grupo Macaúbas. É constituída por uma intercalação de rochas quartzíticas, quartzo-fílicas e filíticas, encerrando corpos concordantes de xisto verde.

A Unidade Superior de Noce (1997) constitui parte da Formação Carbonita - Grupo Macaúbas - de Karfunkel & Karfunkel (1977). Entretanto, foi colocada como pertencente ao Supergrupo Espinhaço a partir de levantamentos na região situada imediatamente ao sul da Folha Itacambira - Folha Carbonita (Grossi Sad *et al.* 1995). Segundo Noce (2005, comunicação verbal), a compartimentação estratigráfica levantada por Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) para o Supergrupo Espinhaço (à exceção da Formação Itacambiruçu) e para o Grupo Macaúbas na região de Itacambira-Botumirim mantém-se válida à luz dos novos dados, confirmado pela edição do último **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais** (2003, convênio COMIG/CPRM). Neste, o Supergrupo Espinhaço é formado pela associação das três formações descritas por Karfunkel & Karfunkel (1975), sob a designação de Grupo Diamantina (Dossin *et al.* 1984, 1990), indiviso neste segmento.

II.3 – Supergrupo São Francisco

Sob a designação de Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger 1973) são reunidas todas as seqüências deposicionais do Proterozóico Superior (Neoproterozóico), ou seja, a Formação Jequitá e os grupos Macaúbas e Bambuí em Minas Gerais, a Formação Bebedouro e o Grupo Una, na Bahia.

O Supergrupo São Francisco recobre quase todo o segmento centro-sul do cráton homônimo, marcando o que alguns autores denominam “Bacia Sedimentar do São Francisco” (Martins Neto & Alkmim 2001), ocorrendo também na região da Chapada Diamantina. As unidades estratigráficas que compõem este supergrupo distribuem-se como coberturas sedimentares sobre o cráton (Formação Jequitá, e parte do Grupo Bambuí, em Minas Gerais Bahia e Goiás e Formação Bebedouro e Grupo Una, na Chapada Diamantina), ou como metassedimentos na Faixa de Dobramentos Araçuaí (Grupo Macaúbas e parte do Grupo Bambuí em Minas Gerais).

As unidades situadas no Cráton São Francisco apresentam deformação e metamorfismo incipiente (ou mesmo ausente), tornando-se gradualmente mais deformada e metamórfica até atingir a região da faixa dobrada, impondo um limite gradativo entre o domínio cratônico e o domínio da faixa (Uhlein *et al.* 2004). Assentam-se diretamente sobre o embasamento gnáissico ou sobre o Supergrupo Espinhaço, contato este marcado por discordância angular e erosiva (*e.g.* Walde *et al.* 1978, Guimarães 1993).

As formações Jequitá e Bebedouro e o Grupo Macaúbas são constituídos basicamente de (meta) diamactitos e arenitos, cujos processos de deposição foram influenciados, pelo menos em parte, por processos glaciais (*e.g.* Karfunkel & Hoppe 1988). Os grupos Una e Bambuí constituem-se de (meta)

sedimentos carbonáticos e pelíticos, interpretados como sedimentos de plataforma marinha estável (e.g. Dardenne 1978).

Considerando-se a área de interesse e de abrangência enfocada por esta tese, o Grupo Macaúbas será caracterizado com maior profundidade do que o Grupo Bambuí.

II.3.1 – Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas foi originalmente definido com o “status” de formação por Moraes (1928), Moraes & Guimarães (1930) e Moraes (1932) para designar a seqüência de “phyllonitos conglomeráticos, com algumas camadas associadas de quartzito” presentes na bacia do rio homônimo e na Serra do Catuní (Formação “Macahúbas”). Seu caráter glaciogênico foi primeiramente proposto por Branner (1919) e reiterado por Moraes-Rêgo (1930), Guimarães (1931) e Moraes (1932). Schöll (1973) elevou a Formação Macaúbas à hierarquia de Grupo, reunido posteriormente no Supergrupo São Francisco de Pflug & Renger (1973).

O Grupo Macaúbas é a principal unidade estratigráfica da Faixa Araçuaí, possuindo espessura de alguns quilômetros, constituído por metadiamicritos com gradação vertical e lateral para quartzitos e metapelitos (Uhlein 1991). Apresenta polaridade sedimentar e amplo desenvolvimento faciológico no sentido NNW-SSE, com registro de todos os estágios de desenvolvimento bacinal para uma margem passiva (bacia Araçuaí ou Macaúbas, Pedrosa-Soares *et al.* 1992), cuja área fonte dos sedimentos estaria relacionada aos terrenos antigos que compõem o núcleo crustal do São Francisco e parte dos sedimentos da bacia Espinhaço (Noce *et al.* 1993).

Karfunkel & Hoppe (1988) advogam uma origem diacrônica para as diferentes unidades de metadiamicritos neoproterozóicos a partir de um evento glacial único que cobriu a área cratônica, transicionando lateralmente para as bacias marginais que se desenvolveram neste período. Posteriormente, estes (meta) sedimentos foram agrupados sob a denominação de “Glaciação São Francisco” (Karfunkel *et al.* 2001). Nesta concepção, a Formação Jequitaí marcaria o domínio “glácio-terrestre” deste evento, caracterizado pela associação de feições sedimentares e erosivas diagnósticas deste sub-ambiente glacial - pavimentos estriados, seixos facetados, eskers e varvitos, conforme descrito por Hettich (1977). Os metassedimentos do Grupo Macaúbas representariam os domínios de transição e marinho, ambos sob influência de gelo, evidenciado pela passagem faciológica vertical e lateral do pacote de metadiamicritos para metarenitos e metapelitos com seixos pingados (“glácio-transicional”, de acordo com Karfunkel & Karfunkel 1977), e pela associação entre metassedimentos grossos e finos segundo a seqüência de Bouma para turbiditos marinhos, constituindo a área de influência “glácio-marinha” deste grupo (e.g. Uhlein 1991, Pedrosa-Soares 1995).

Estudos paleogeográficos recentes propuseram modelos de evolução sedimentar diferentes daqueles advogados por Karfunkel & Hoppe (1988) e Dupont *et al.* (2001) para a Formação Jequitaí e o Grupo Macaúbas em Minas Gerais. Segundo Uhlein *et al.* (1994, 1999, 2004), os sedimentos da Formação Jequitaí teriam sido depositados em uma plataforma marinha rasa glaciada e influenciada por geleiras aterradas e/ou flutuantes, o que explicaria, dentre outros argumentos, a grande espessura dos diamicritos da Formação

Jequitai (0-120 m). Ao Grupo Macaúbas é atribuída sedimentação gravitacional controlada por falhas tectonicamente ativas, com deposição de cunhas clásticas de metadiamicritos subparalelos às bordas da bacia. O material glacial foi ressedimentado por ação de fluxos de detritos e correntes de turbidez em borda de bacia extensional.

II.3.1.1- Estratigrafia

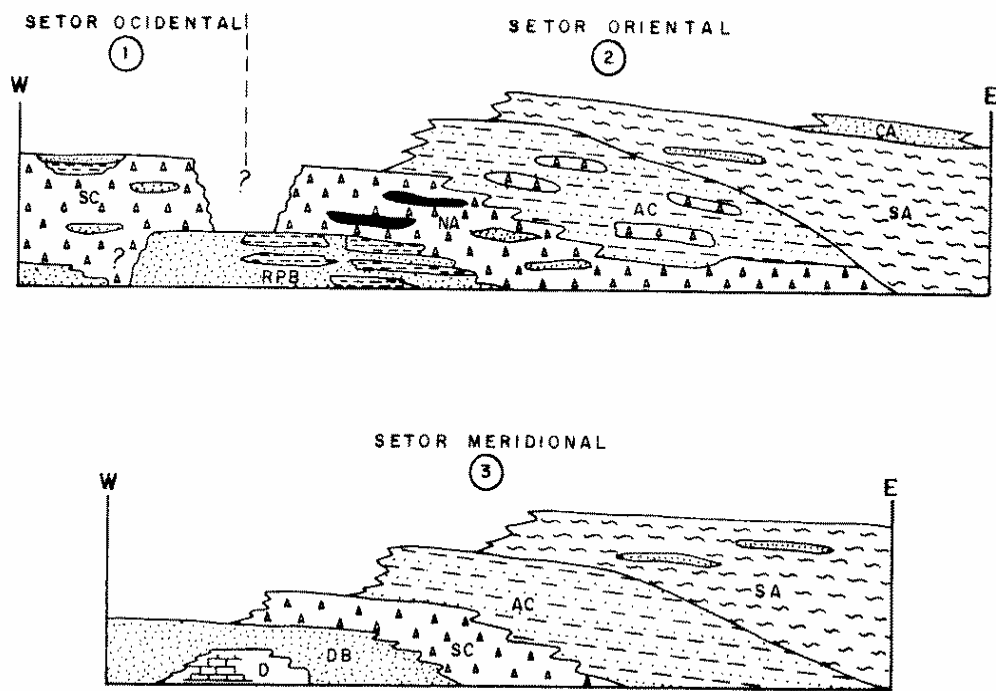
O Grupo Macaúbas não possui um arranjo estratigráfico uniforme em sua ampla área de ocorrência em Minas Gerais, sobretudo, devido à falta de horizontes-guia que não apresentem acentuado grau de variações litofaciológicas verticais e laterais ao longo da faixa Araçuaí, principalmente na direção leste da bacia (Karfunkel *et al.* 1985).

As propostas estratigráficas anteriormente advogadas, em geral, são frutos de trabalhos de mapeamento localizados (ainda que a área abrangida por alguns deles seja bastante ampla), o que tem dificultado a cartografia e as implicações estratigráficas decorrentes da distribuição deste grupo em escala regional. Como um dos resultados preliminares do convênio COMIG/UFMG para a realização do “Projeto Espinhaço”, Noce *et al.* (1993) propuseram uma individualização para o Grupo Macaúbas segundo os três setores que marcariam as principais divisões estratigráficas deste grupo, alcançando um nível de correlação anteriormente não conseguido (Figura 11). Contudo, esta proposta de compartimentação estratigráfica não exclui a validade dos mapeamentos realizados em áreas menores e deve ser usada com moderação (Knauer 1999).

O Setor Ocidental seria marcado pela ocorrência das formações **Duas Barras** (quartzitos geralmente microconglomeráticos com lentes de conglomerado) e **Serra do Catuni** (metadiamicritos maciços com intercalações de quartzitos e filitos), enquanto que o Setor Oriental se caracterizaria pela ocorrência, da base para o topo, das formações **Rio Peixe Bravo** (intercalações de quartzitos impuros e filitos, Viveiros *et al.* 1978), **Nova Aurora** (metadiamicritos gradados ou não, com intercalações de quartzitos e raros filitos, Viveiros *et al.* 1979), **Chapada Acauã** (transição da formação anterior, composta por metadiamicritos, quartzitos e metapelitos), **Salinas** (sucessão monótona de quartzo-biotita xistos bandados, com intercalações de grauvacas, rochas cálcio-silicáticas, metaconglomerados e grafita xistos, Pedrosa-Soares 1995) e **Capelinha** (alternância de xistos e protoquartzito, na base, e ortoquartzitos no topo, Pedrosa-Soares 1995).

O Setor Meridional é constituído pelas formações (da base para o topo) **Domingas** (metasiltitos e metadolomitos estromatolíticos), Duas Barras, Serra do Catuni, Chapada Acauã e Salinas (anteriormente caracterizadas).

Lima *et al.* (2002) redefiniram a Formação Salinas em sua área-tipo, excluindo-a do domínio de abrangência do Grupo Macaúbas e propondo a designação de **Formação Ribeirão da Folha** (xisto peraluminoso, quartzo-mica xisto, rochas calcissilicáticas, grafita xisto, metachert, formações ferríferas, orto-anfibolito, diopsiditos sulfetados) para a unidade distal do Grupo Macaúbas, representante da margem passiva neoproterozóica.



ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO DOS SETORES

OCIDENTAL ①	ORIENTAL ②	MERIDIONAL ③
SC - Fm. Serra do Catuni	SA - Fm. Salinas	SA - Fm. Salinas
DB - Fm. Duas Barras	AC - Fm. Chapada Acauã	AC - Fm. Chapada Acauã
	NA - Fm. Nova Aurora	SC - Fm. Serra do Catuni
	RPB - Fm. Rio Peixe Bravo	DB - Fm. Duas Barras
		D - Fm. Domingas

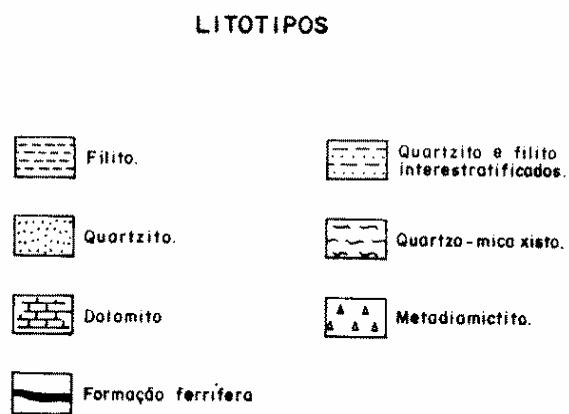
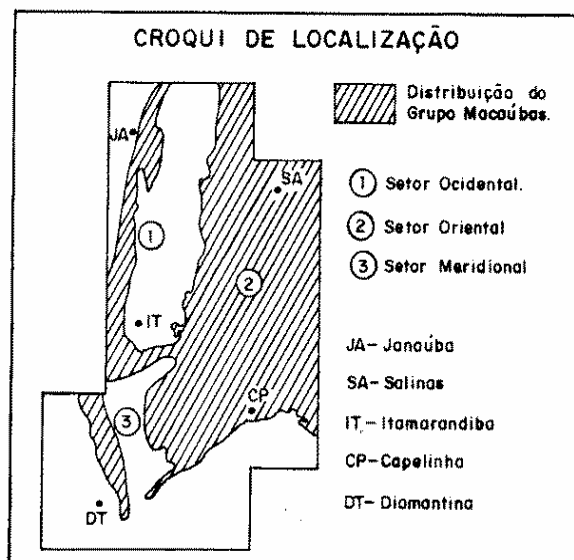


Figura 11 - Modelo esquemático das relações entre as unidades litoestratigráficas do Grupo Macaúbas e suas principais litologias. Segundo Noce *et al.* (1993).

Grande parte do Setor Meridional corresponde a área mapeada por Karfunkel & Karfunkel (1975). A divisão estratigráfica de Noce *et al.* (1993) neste setor foi elaborada, parcialmente, baseando-se nos levantamentos de Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) e podem ser correlacionados da seguinte forma (Figura 12):

- segundo Noce *et al.* (1993), a base do Grupo Macaúbas na região é representada pelas formações Domingas e Duas Barras. A Formação Domingas teria ocorrência muito restrita, não sendo reconhecida em toda a área (Schöll 1976). A Formação Duas Barras equivaleria à **Formação Califorme** de Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977), constituída por quartzitos com espessura de até 200 metros, com intercalações localizadas de metaconglomerado;

- as rochas da Formação Serra do Catuni correspondem ao horizonte glacial de Karfunkel & Karfunkel (1975) – **Formação Terra Branca** – caracterizados como (meta) tilitos, quartzitos e metasiltitos com seixos e fragmentos de rochas de dimensões e formas variáveis (30 a 350 metros de espessura).

- a Formação Chapada Acauã correspondente à unidade de topo denominada por Karfunkel & Karfunkel (1977) de **Formação Carbonita**, constituída por quartzitos finos e micáceos, metasiltitos e filitos (até 300 metros de espessura), aos quais se associam corpos de xistos verdes.

Noce (1997) reinterpreto a proposta estratigráfica de Karfunkel & Karfunkel (1975) para a Folha Itacambira (Noce *et al.* 1996). Assim, a Formação Califorme e parte da Formação Terra Branca foram agrupadas na Formação Serra do Catuni. Parte da Formação Carbonita, que contém os xistos verdes, foi considerada como pertencente ao Supergrupo Espinhaço (Unidade Superior), enquanto que a outra parte equivaleria à Formação Chapada Acauã (Tabela 2, Figura 12).

Conforme referenciado no sub-capítulo II.2.1, a compartimentação estratigráfica levantada por Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) para o Grupo Macaúbas na região de Itacambira-Botumirim mantém-se válida à luz dos novos dados e foi confirmado pela edição do último **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais** (2003, convênio COMIG/CPRM) levando-se em conta a proposta estratigráfica regional de Noce *et al.* (1993).

Karfunkel & Karfunkel (1975)			Noce (1997)
Grupo Macaúbas			
<i>Fácies</i>			
Fm. Terra Branca	Carbonita	Superior	Fm. Chapada Acauã ----- Unidade Superior (Supergrupo Espinhaço) ----- Falha de empurrão ----- Fm. Serra do Catuni
		Intermediário	
		Inferior	
Caçaritiba			
Fm. Califorme			
Supergrupo Espinhaço			
Fm. Matão			Unidade Inferior
Fm. Água Preta			
Fm. Resplandecente			
Fm. Itacambiruçu			Embasamento milonitizado (Uhlein 1991)

Tabela 2: Estratigrafia comparativa entre os trabalhos de Karfunkel & Karfunkel (1975) e Noce (1997).

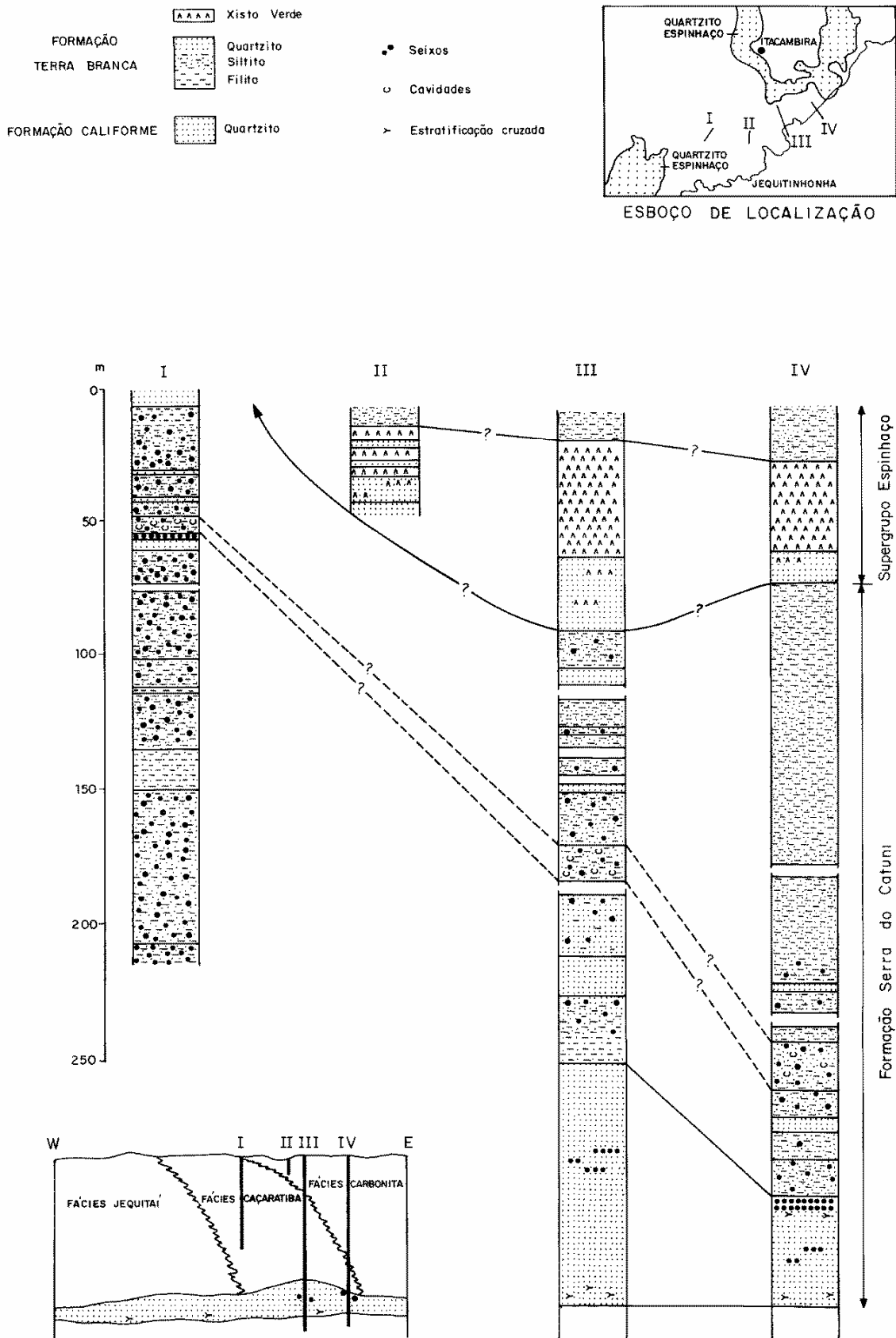


Figura 12 - Colunas estratigráficas da Formação Serra do Catuni, tectonicamente sobreposta pelo Supergrupo Espinhaço segundo Noce (1997), modificado de Karfunkel & Karfunkel (1975).

II.3.1.2 - Magmatismo associado ao Grupo Macaúbas

Além de um evento de glaciação, o Grupo Macaúbas registra um evento tafrogênico de expressão regional, acompanhado de magmatismo de caráter básico por volta de 930 Ma (Porada 1989, Machado *et al.* 1989, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998). Os corpos metabásicos estendem-se na direção N-S por mais de 400km, com 80km de largura. A propagação do magmatismo neoproterozóico foi controlado por lineamentos pré-existentes, de direção N-NNW, correspondendo a um antigo sistema de fraturas do Cráton São Francisco (Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995). Menos comuns, são corpos orientados E-W.

Os metabasitos ocorrem como diques, *sills* ou *stockes* (Uhlein & Quémèneur 2000), petrograficamente caracterizados como metabasaltos ou metagabros formados por clinopiroxênio e plagioclásio como fases minerais primárias (Dussin 1994b). Os produtos de alteração são dados pelas fases retrometamorfisadas de clinopiroxênio para anfibólio, clorita e epidoto, ao passo que o plagioclásio altera-se para sericita, carbonatos e argilo-minerais. Os dados geoquímicos disponíveis atestam ambiente intra-placa para estes corpos, evoluindo para magmas basálticos toleíticos de fundo oceânico (Uhlein 1991, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998).

Na região de Planalto de Minas – Desembargador Otoni (a norte de Diamantina), os xistos verdes que se intercalam aos metassedimentos do Grupo Macaúbas descritos por Hettich (1973), Schrank (1978) e Uhlein (1991) foram considerados por Chula (1996) como parte do magmatismo bimodal característico da abertura do rifte Espinhaço a partir de dados geocronológicos de zircões retirados de metariolitos que se associam aos metadiabasitos ($1752\pm 2\text{Ma}$, Macahado *et al.* (1989). Desta forma, o conjunto de metassedimentos quartzosos e filíticos que se associam aos referidos xistos verdes foi considerado como a Unidade Superior de Noce (1997) em seu prolongamento norte, ou seja, a Folha Itacambira (Noce *et al.* 1996). O Mapa Geológico de Minas Gerais (2003, COMIG/CPRM) considera o posicionamento dos metabasaltos e dos metassedimentos a eles associados como pertencentes ao Grupo Macaúbas, conforme descritos originalmente por Hettich (1973) e Karfunkel & Karfunkel (1975) para as folhas Carbonita e Itacambira, respectivamente.

II.3.2 - Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí foi originalmente designado como “Série” por Rimann (1917) e corresponde a uma extensa cobertura pelito-carbonatada do Neoproterozóico aflorante nos estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais (*e.g.* Dardenne & Walde 1979, Mascarenhas *et al.* 1984).

Para a região centro-norte de Minas Gerais, assumem especial importância as divisões estratigráficas propostas por Branco & Costa (1961), às quais serviram de base para o modelo apresentado por Dardenne (1979) nas formações Jequitaiá (paraconglomerados de origem glacial), Sete Lagoas (seqüência margosa e pelítica com lentes carbonatadas), Serra de Santa Helena (folhelhos e siltitos, com intercalações de arenitos e calcários escuros), Lagoa do Jacaré (siltitos, margas, calcários oolíticos pisolíticos), Serra da Saudade (folhelhos, arenitos e siltitos verdes) e Três Marias (arcósios e siltitos verdes). A Formação Jequitaiá é considerada equivalente do Grupo Macaúbas e foi excluída do Grupo Bambuí (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1985).

Segundo Oliveira (1989), a Formação Serra de Santa Helena é a principal unidade estratigráfica que ocorre adjacente à bacia do rio Macaúbas.

II.4 – Geologia estrutural das unidades pré-cambrianas

As unidades vulcano-sedimentares pré-cambrianas das bacias “Espinhaço” e “São Francisco” foram atingidas pelas frentes orogênicas brasileiras (Almeida 1977), formando ao longo de seus limites, cinturões epidérmicos de antepaís, cuja vergência é em direção ao Cráton do São Francisco (Alkmim 2004). Tais cinturões epidérmicos são caracterizados por associações de falhas de empurrão e dobras, tendo o caráter epidérmico comprovado pelas muitas exposições de descolamento basal (Magalhães 1988, Oliveira 1989, Uhlein 1991, Dussin 1994, Alkmim *et al.* 1996).

As relações estruturais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco no domínio de transição entre o Cráton do São Francisco e Faixa de Dobramentos Araçuá apresentam amplo acervo de dados. Os principais elementos estruturais caracterizados na macroregião considerada nesta tese foram levantados por Oliveira (1989), Uhlein (1991) e Noce (1997), e serão usadas como trabalhos de referência.

O principal elemento do relevo na região deve-se a grande estrutura anticlinal (Anticlinal de Itacambira), com eixo em torno do meridiano e caimento para sul, esculpida em metarenitos do Supergrupo Espinhaço (Noce 1997). Faixas de rochas miloníticas são observadas no contato Espinhaço/Embasamento (Uhleim 1991), caracterizando uma superfície de descolamento basal. No caso em que maciços formados por metassedimentos do Supergrupo Espinhaço encontram-se isolados no embasamento, são classificados como *klippes* (Noce 1997).

Uma fase de deformação anterior (D_{p-1}) a fase principal (D_p) foi reconhecida em micrólitos da xistosidade principal em filitos do Supergrupo Espinhaço e metaritimtos e metapelitos do Grupo Macaúbas (Uhleim 1991).

A xistosidade principal (X_p), relacionada a fase de deformação principal D_p , apresenta-se geralmente N-S, com mergulho íngreme ou suave, subhorizontal, para leste e com lineações de estiramento (seixos e minerais alongados) para leste. Indicadores cinemáticos diversos apontam para um transporte tectônico de E para W. Esta fase está relacionada a dobras assimétricas vergentes para oeste e zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis, neste caso, com estrutura homoclinal (Uhleim 1991). Falhas inversas e de empurrão são comuns, podendo apresentar também feições em rampas e patamares, originando estruturas em duplexes (Oliveira 1989). As fases D_{p-1} e D_p foram correlacionadas a um evento progressivo de cisalhamento simples, caracterizado por dobras e zonas de cisalhamento (Oliveira 1989, Uhlein 1991).

Uma fase posterior de deformação (D_{p+1}) caracteriza-se por dobramentos abertos, assimétricos, com eixo variando de N10W a N30E e clivagem espaçada ou de crenulação S_{p+1} segundo o plano axial. Ocorre também lineação de interseção ou crenulação N-S, subhorizontal.

II.5 – Coberturas meso-cenozóicas

Sedimentos semi-consolidados possuem significativa distribuição areal no centro-norte de Minas Gerais, constituindo o principal material de recobrimento de grandes extensões de superfícies aplainadas que

se desenvolvem sobre os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço e, principalmente, sobre o Grupo Macaúbas. Parte destas coberturas adquire especial importância, uma vez que foi descrita como portadora de diamantes e está diretamente ligada à evolução geotectônica regional ocorrida no Fanerozóico (e.g. Chaves 1997).

A Bacia Sanfranciscana constitui uma das regiões com melhor exposição da geologia cretácica na porção central do Brasil. Os trabalhos pioneiros sobre esta região remontam a Oliveira (1881), Lisboa (1906), Williams (1925) e Rimann (1915, 1917), sendo devida a este último autor a designação de “Série Areado” aos arenitos ali ocorrentes. Estudos sistemáticos vieram a ser realizados posteriormente por Freyberg (1932), que incluiu o conjunto de sedimentos em sua chamada “Série Gondwana”, do Triássico. Barbosa (1965) revalidou a designação “Areado” atribuindo-lhe *status* de formação e dividindo-a em três membros: Abaeté, Quiricó e Três Barras. O Membro Abaeté representaria a sedimentação típica de *oueds* em área peri-desértica, com influência de inundações sazonais. Kattah (1991), através de estudos palinológicos, atribuiu idade do Cretáceo Inferior para este membro, cuja sedimentação estaria controlada por movimentos isostáticos positivos como resposta ao soergimento do Arco da Canastra.

Karfunkel & Chaves (1995) consideraram os conglomerados altimetricamente controlados (ao redor de 750 a 1000m) na Serra do Cabral e imediações como correlacionáveis à Formação Abaeté, representando depósitos fluviais e de rios entrelaçados pertencentes a protobacia Sanfranciscana. Conglomerados semelhantes e no mesmo patamar altimétrico foram reconhecidos na porção leste do estado, no âmbito do vale do rio Jequitinhonha (Chaves *et al.* 1996), o que ampliou, e muito, a área de distribuição abrangida pelos processos de sedimentação ocorridos no Cretáceo Inferior (Chaves 1997).

Na região abordada pela presente pesquisa, Addad *et al.* (1999) descreveram conglomerados reliquias entre as cotas 750-1000m no local conhecido como “Morro do Pai Albano” (na “chapada” localizada entre as cidades de Juramento e Itacambira), e foram considerados como remanescentes do sistema de drenagem das protobacias dos rios São Francisco e Jequitinhonha no Cretáceo Inferior através do soergimento do Arco da Canastra, a oeste, e da Serra do Espinhaço, a leste (Chaves 1997).

Karfunkel & Chaves (1994, 1995) atribuíram a presença de conglomerados plio-pleistocênicos nas encostas ao norte das serras do Cabral e da Água Fria como consequência do soergimento da Serra do Espinhaço no Terciário tardio, posteriores à formação de crostas lateríticas ferruginosas descritas por King (1956). Estes conglomerados constituiriam o retrabalhamento do Membro Abaeté – Formação Areado nesta região, sendo diamantíferos. Penha (2001) e Penha *et al.* (2005) atribuem a formação dos depósitos diamantíferos encontrados nos paleoterraços e nos aluviões recentes do rio Jequitaí, ao retrabalhamento pós-miocênicos dos conglomerados cretácicos através de processos neotectônicos por meio da atuação de falhamentos transcorrentes de direção N-S a N25°E e de falhas normais orientadas na direção WNW, ambos em regime transpressivo.

Sedimentos coluvionares que ocorrem nos altiplanos da Serra do Espinhaço são conhecidos popularmente como “gorgulhos”, constituídos por fragmentos angulosos de quartzo numa matriz arenosa fina, atingindo 1m de espessura máxima (Chaves 1997). Na serra do Espinhaço Meridional, nos arredores de Diamantina, estes sedimentos adquirem especial importância por conterem diamantes. Em princípio,

representariam os remanescentes dos processos pedogenéticos que ocorreram a partir do Cretáceo Inferior (King 1956). Karfunkel *et al.* (1998) associam a formação destes sedimentos a mudanças climáticas ocorridos há aproximadamente 22.000 anos.

Os sedimentos do Holoceno foram divididos em dois tipos, segundo os depósitos diamantíferos aos quais se associam (Chaves & Uhlein 1991):

- os de terraços aluvionares (tabuleiros), situados até dezenas de metros acima do leito atual, considerados como do Holoceno precoce, constituindo as “grupiaras” dos garimpeiros;
- os de cascalho na base dos leitos atuais, do Holoceno moderno.

II.6 – Evolução geológica regional

Sob o ponto de vista geodinâmico, a história evolutiva das unidades sedimentares proterozóicas e fanerozóicas abrangidas por este trabalho (com magmatismo associado) relaciona-se diretamente com a evolução de um segmento crustal rígido, consolidado ao final da orogênese Transamazônica (2.1 – 1.9Ga) – o Cráton do São Francisco (Almeida 1977).

À luz do conhecimento atual, Alkmim (2004) apresenta os principais traços geológicos do Cráton São Francisco e discute os aspectos fundamentais ao longo de sua evolução geológica. O resumo esquemático aqui apresentado, baseia-se em Alkmim (2004) e demais referências citadas:

- a edificação de uma massa continental única ocorreu ao final do Paleoproterozóico, através da “colagem” de segmentos crustais maiores e menores por meio da orogenia Transamazônica (2.1- 1.9Ga);

- a Tafrogênese Estateriana é tido como o evento de fragmentação crustal que atingiu parte do paleocontinente do São Francisco através de uma rede de riftes ensiálicos (Brito Neves *et al.* 1996). Neles, depositaram-se os sedimentos continentais intercalados com lavas ácidas e capeados por depósitos marinhos do Supergrupo Espinhaço, verificados, sobretudo, em sua parcela Meridional (Martins-Neto 2000). Na porção sul da Serra do Espinhaço Setentrional, região considerada neste trabalho, está exposta somente a parte superior da unidade, caracterizada por depósitos eólicos (Chaves 1997) que passam, no topo, a uma alternância de (meta) pelitos e arenitos marinhos (Karfunkel & Karfunkel 1977).

- no período Toniano (ao redor de 950Ma), individualiza-se a placa São Francisco-Congo (Campos Neto 2000) e delineiam-se os traços do que viria a ser futuramente o Cráton do São Francisco. Responsável por isto é uma nova etapa tafrogenética, o rifte Araçuaí ou Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998), que se deu em condições inicialmente acompanhada de uma glaciação de caráter continental (Karfunkel & Hoppe 1998). Os riftes estaterianos foram reativados, com diques máficos marcando a fase extensional (Uhlein 1991) e a evolução de alguns de seus ramos para margens passivas (Pedrosa-Soares *et al.* 1992). As geleiras neoproterozóicas que se desenvolveram no interior do cráton progradaram para leste sobre um substrato formado por rochas do embasamento granito-gnaiss e do Supergrupo Espinhaço (Karfunkel & Hoppe 1998, Dupont *et al.* 2001). A sedimentação do Grupo Macaúbas ao longo da borda ocidental foi controlada por falhas normais ativas que retrabalharam o material trazido do interior do cráton pelas geleiras (Uhlein 1999), apresentando um acentuado grau de variações verticais e laterais de fácies no sentido da margem passiva.

- o Continente São Francisco-Congo é envolvido numa sucessão de colisões que terminam com a consolidação do Gondwana ao final do Neoproterozóico (730 – 520Ma). As margens passivas e ativas são convertidas nos cinturões orogênicos que definem o contorno atual do cráton. O interior do cráton subside por ação de sobrecargas laterais, que se iniciam com o desenvolvimento da Faixa Brasília, recebendo concomitantemente sedimentos do Grupo Bambuí, que são parcialmente envolvidos pelas frentes orogênicas brasileiras. Na Faixa de Dobramentos Araçuaí, formaram-se cinturões de antepaís ao longo do domínio cráton-faixa dobrada, caracterizada por uma associação de falhas de empurrão e dobras com vergência para o cráton que envolveram as unidades pré-cambrianas – Supergrupo Espinhaço, o Grupo Macaúbas e parte do Grupo Bambuí (Magalhães 1988, Oliveira 1989, Uhlein 1991, Dussin 1994, Alkmim *et al.* 1996).

- cessados os esforços compressivos da orogenia brasileira, sucede-se um estágio de descompressão das unidades pré-cambrianas deformadas, o que caracterizaria o colapso extensional do Orógeno Araçuaí (*e.g.* Alkmim *et al.* 2001). O principal elemento tectônico associado a este evento na Faixa Araçuaí é representado por uma clivagem de crenulação íngreme que mergulha para oeste e corta a xistosidade principal (X_p), conforme já observada por Uhlein (1991).

- o evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.* 1984) marca a abertura do rifte Abaeté no interior do cráton durante o Eocretáceo (Sgarbi *et al.* 2001). Na porção sudoeste da bacia Sanfranciscana, os sedimentos da base do Grupo Areado – Membro Abaeté – depositaram-se em semi-grábens de orientação preferencial N-S, controlados pela reativação de um sistema de falhas de direção NE-SW, herdadas do Grupo Bambuí, embasamento das unidades cretácicas nesta região. O soergimento do Arco do Paranaíba (Hasui *et al.* 1975, Barcelos *et al.* 1989), juntamente com a Serra do Espinhaço, propiciaram as condições necessárias para a instalação das protobacias dos rios São Francisco e Jequitinhonha neste período (Karfunkel & Chaves 1994, 1995).

- movimentações isostáticas posteriores ocorreram no Terciário Médio-Superior, acompanhada de alterações climáticas, responsáveis pela formação de extensas áreas peneplanizadas (King 1956). No caso específico da região abrangida pelas serras do Cabral e da Água Fria, a concentração e formação dos depósitos diamantíferos atualmente lavrados seriam consequência dos novos ciclos de redistribuição sedimentar, localmente controlados por processos neotectônicos pós-Mioceno (Penha 2001 e Penha *et al.* 2005).

- no âmbito da Serra do Espinhaço Meridional, novas mudanças climáticas são registradas há aproximadamente 22.000 anos (Karfunkel *et al.* 1998). Este período coincide com o máximo glacial do Pleistoceno, com possível remoção da cobertura vegetal e exposição do solo.