

TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA – SETORES SETENTRIONAL E MERIDIONAL.

Alexandre Uhlein¹; Marco Antônio Fonseca²; Hildor José Seer³;
Marcel Auguste Dardenne^{*4} *In memoriam

- 1 - Instituto de Geociências, CPMTc e Departamento de Geologia, UFMG. Av. Antônio Carlos, 6627, Campus Pampulha, 31270-901, Belo Horizonte, MG, Brasil. uhlein@netuno.lcc.ufmg.br, auhlein@gmail.com
2 - Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP, Campus Universitário, Morro do Cruzeiro. 35400-000, Ouro Preto, MG, Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Superintendência Regional de Belo Horizonte; marco@degeo.ufop.br
3 - Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais, Campus IV-Araxá, Av. Min. Olavo Drummond, 25, 38180-510, Araxá, MG, Brasil hildors@araxa.cefetmg.br
4 - Instituto de Geociências, UnB, Campus Universitário Asa Norte, 70910-900 Brasília, DF, Brasil

Recebido em 24 de abril de 2012; aceito em 31 de agosto de 2012

RESUMO: A Faixa neoproterozóica de dobramentos e empurrões Brasília é uma das unidades tectônicas do Brasil Central. Uma análise estrutural e tectônica da Faixa Brasília é aqui apresentada, com dois domínios estruturais: (1) interno, com unidades alóctones, foliação Sp subhorizontal ou suavemente dobrada e médio a alto grau de metamorfismo. (2) domínio externo, com estrutura de dobras e empurrões, predomínio de foliação Sp e médio a baixo grau de metamorfismo. A leste da Faixa Brasília ocorre o domínio cratônico (Craton do São Francisco), com unidades autóctones, suavemente dobradas. A vergência das dobras e empurrões é, geralmente, para o Cráton do São Francisco. O encurtamento na cobertura é balanceado por zonas de cisalhamento, amplas dobras, falhas de empurrão e inversas e falhas transcorrentes. O estilo da deformação varia com o nível crustal. Assim, no domínio externo da faixa, predomina um estilo *thin-skinned*, enquanto que no domínio interno, aparecem zonas de deformação dúcteis mais intensas e largas, com metamorfismo mais alto (estilo *thick-skinned*). O segmento sul da Faixa Brasília está mais deformado e provavelmente representa o resultado de uma colisão diacrônica, mais antiga, em relação ao setor setentrional. A mega inflexão dos Pirineus e a zona de superposição pode ser o resultado da interferência entre duas faixas neoproterozóicas distintas, com transporte tectônico local de Norte para o Sul.

Palavras-chave: Faixa móvel neoproterozóica Brasília; estilo estrutural; evolução geodinâmica.

ABSTRACT: TECTONICS OF THE BRASÍLIA FOLD BELT: THE NORTHERN AND SOUTHERN PARTS - The Neoproterozoic (ca. 650-580) Ma Brasília fold-and-thrust-belt is a major tectonic unit in Central Brazil and can be divided into two structural domains (internal and external). In the internal domain, most surface rocks consist of allochthonous units in a higher metamorphic grade displaying low dipping cleavage, asymmetrical folds and thrusts with significant stratigraphic repetition. The external domain is a typical foreland fold-and-thrust belt where medium to low grade metamorphic rocks prevail and present steeply dipping cleavage Sp. Towards the cratonic area (cratonic domain), most lithostratigraphic units are autochthonous with vertical open folds and slaty cleavage. The general vergence of folds and thrust faults in both domains is towards the east (São Francisco Craton). Shortening of cover across the fold belt is almost always balanced by cover-basement detachments, fold-and-thrust structures and also by NE or NW trending wrench faults. The style of deformation varies considerably across strike due to crustal level. Typical thin-skinned fault-fold morphology in external domain gives rise downwards to more pervasive wide zones of ductile deformation at high metamorphic grades (thick-skinned structures) in the internal domain. The Southern part of the Brasília belt has a more complex deformational history than the northern one. This is probably due to structural overprint caused by a diachronic collision. The Pirineus inflection, where local vergence is towards the South, may represent the interference zone between the the two parts.

Keywords: Neoproterozoic Brasília fold-and-thrust belt; structural style; Geodynamic evolution.

1. INTRODUÇÃO – EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A FAIXA BRASÍLIA.

A estrutura geológica do Brasil Central é, em grande parte, herdada da orogênese Brasileira, que estabeleceu uma rede de faixas de dobramentos separadas por crátons. As faixas correspondem a bacias sedimentares mesoproterozóicas e neoproterozóicas que experimentaram processos tectônicos de inversão, enquanto que os crátons são áreas estáveis, não afetadas pelos processos orogênicos brasileiros.

A Faixa Brasília compreende um cinturão de dobramentos de idade neoproterozóica que ocorre na borda ocidental do Cráton do São Francisco, cobrindo partes dos Estados de Tocantins, Goiás e Minas Gerais. Possui aproximadamente 1200 Km de comprimento por 300 Km de largura (Fig. 1). A Faixa Brasília mostra uma evolução complexa e

possivelmente diacrônica. A porção meridional é o resultado da interação entre os Crátons do São Francisco e Paranapanema. A porção setentrional, por outro lado, registra a interação entre os Crátons do São Francisco e Amazônico. Neste processo orogênico, houve ainda o envolvimento de outras unidades tectônicas, como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos neoproterozóicos e sequências sedimentares meso-neoproterozóicas.

Almeida (1968), numa das primeiras tentativas de síntese tectônica regional, descreveu, na região oeste do Estado de Goiás, um domínio eugeossinclinal com magmatismo tipo alpino precoce, relacionado ao Grupo Araxá, e descreveu, na região leste de Goiás, o cinturão Brasília, que corresponderia somente a um domínio miogeossinclinal independente, mais jovem e representado pelos Grupos Canastra e Bambuí. Desta forma, Almeida (1968, 1977) descreveu os

terrenos a oeste do Cráton do São Francisco como produto de evolução policíclica: uma orogênese do Grupo Araxá durante o Ciclo Uruçuano (1,5-1,2 Ga) e outra orogênese no Ciclo Brasileiro (afetando os Grupos Canastra e Bambuí). Esta interpretação, essencialmente baseada em datações Rb/Sr de gnaisses do Grupo Araxá que afloram próximo à cidade de Uruçu (GO), e sobre valores Rb/Sr de 1200 Ma em vulcânicas da base do Grupo Araí, foram interpretados como idade de metamorfismo do Ciclo Uruçuano (Hasui & Almeida 1970, Marini et al. 1981, Fuck & Marini 1981, Fuck et al. 1989).

Posteriormente, pesquisas geocronológicas pelo método U-Pb mostraram que os sedimentos do Grupo Araxá foram depositados no Neoproterozóico (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel et al., 2000). Assim, a Faixa Brasília passou a ser descrita como uma faixa monocíclica (Fuck et al. 1993; Fuck et al. 1994), constituída por uma zona externa (Grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá) e uma zona interna (com o Grupo Araxá e porções de embasamento remobilizado). Esta interpretação resgatou as idéias de evolução tectônica monocíclica anteriormente expressas em Dardenne (1978) e Campos Neto (1979).

Mais recentemente, surgiu a caracterização dos arcos magmáticos da Faixa Brasília. Inicialmente, foi descrito o arco magmático de Goiás, situado ao sul do Estado homônimo (Bom Jardim de Goiás, Arenópolis-Piranhas), parcialmente recoberto pela Bacia do Paraná e, posteriormente, o arco magmático de Mara Rosa, situado ao norte do Estado de Goiás, divisa com Tocantins (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel et al. 1996, Pimentel et al. 2000). Tratam-se de rochas metaplutônicas dioríticas a graníticas com estreitas faixas de metavulcânicas e metassedimentares neoproterozóicas, originalmente incluídas no Maciço de Goiás. Paralelamente, ocorreram importantes estudos petrológicos e geocronológicos sobre os Complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, que reconheceram o metamorfismo Neoproterozóico de alto grau e a relação com as seqüências vulcano-sedimentares mesoproterozóicas (Ferreira Filho et al. 1992, Pimentel et al., 2000).

Além disto, pesquisas geocronológicas e petrológicas permitiram a caracterização do Complexo Anápolis - Itaçu, com metamorfismo granulítico Brasileiro, situado na porção central do Estado de Goiás, dentro do Grupo Araxá e originalmente incluído no Embasamento pré-Brasileiro (Winge, 1995). O complexo compreende ortogranulitos, derivados de rochas máficas-ultramáficas e granitóides, além de granulitos aluminosos, gnaisses, mármore, quartzitos, depositados entre 800 e 650 Ma e metamorfizados

em alto grau entre 650-630 Ma (Piuzeira et al. 2003). Por fim, sínteses recentes sobre a Faixa Brasília estão apresentadas em Dardenne (2000), Pimentel et al. (2000, 2004) e Valeriano et al. (2004, 2008).

O presente trabalho visa apresentar cinco seções geológicas e estruturais da faixa de dobramentos Brasília e delinear aspectos da evolução tectônica integrada da região centro-oeste do Brasil. As seções foram efetuadas com o intuito de caracterizar e comparar o acervo estrutural da zona interna (antiga Faixa Uruçu) com o da zona externa da faixa, reconhecer e descrever o estilo estrutural do domínio cratônico, assim como identificar o limite cráton x faixa dobrada e, finalmente, estabelecer uma comparação entre os estilos estruturais dos setores setentrional e meridional da faixa dobrada Brasília.

2. UNIDADES ESTRUTURAIS DA FAIXA BRASÍLIA E DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.

Na área pesquisada pode-se distinguir as seguintes unidades estruturais, conforme Fuck et al. (1994), de leste para oeste: cratônica, externa e interna (Fig. 1).

Unidade estrutural do Cráton do São Francisco: é constituída pelo Grupo Bambuí e Grupo Vazante (Dardenne 1981, 2000), com sedimentos argilo-carbonáticos suavemente dobrados a subhorizontais e extensas coberturas fanerozóicas. Trata-se de um domínio autóctone, onde o embasamento não está envolvido na deformação. O limite com a Faixa Brasília é indicado por falhas de empurrão de baixo a médio ângulo que expõem o Grupo Paranoá ou o Grupo Canastra, unidades mesoproterozóicas. Este limite é bem caracterizado em Minas Gerais, desde a Serra da Saudade, situada entre as cidades de Luz e Campos Altos, até Paracatu e prolonga-se para o norte, até a Falha da Serra do Paraná, a leste de Alto Paraíso.

Unidade externa da Faixa Brasília: é composta por unidades metassedimentares do Mesoproterozóico (Grupos Araí e Natividade, Grupos Paranoá e Canastra, conforme Dardenne (1981, 2000), Faria (1995) e Guimarães (1997), assim como porções do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico que mostram rejuvenescimento devido à tectônica brasileira.

O Grupo Araí (Schobbenhaus 1993, Dardenne 1981, 2000) é constituído por quartzitos e metavulcânicas na base e por uma seqüência pelito-carbonática no topo, com espessura total de cerca de 2.500 m. O Grupo Paranoá (Ramos 1958 in Dardenne 1981) é formado por uma seqüência psamítica-pelítica a leste da Faixa Brasília, que

transiciona para uma seqüência pelítica-carbonática para oeste, mais espessa, de águas mais profundas (Dardenne 1981, Schobbenhaus 1993, Faria 1995). O Grupo Canastra é considerado um equivalente lateral do Grupo Paranoá, mais metamórfico, e com ocorrência no centro-sul da Faixa Brasília (Campos

Neto 1979, Dardenne 1981, Faria 1995). Às vezes esta cobertura proterozóica aparece intensamente deformada e com metamorfismo na fácies xisto verde (p. ex. próximo de Minaçú), às vezes aparece suavemente ondulada, anquimetamórfica, como por exemplo na região de Alto Paraíso.

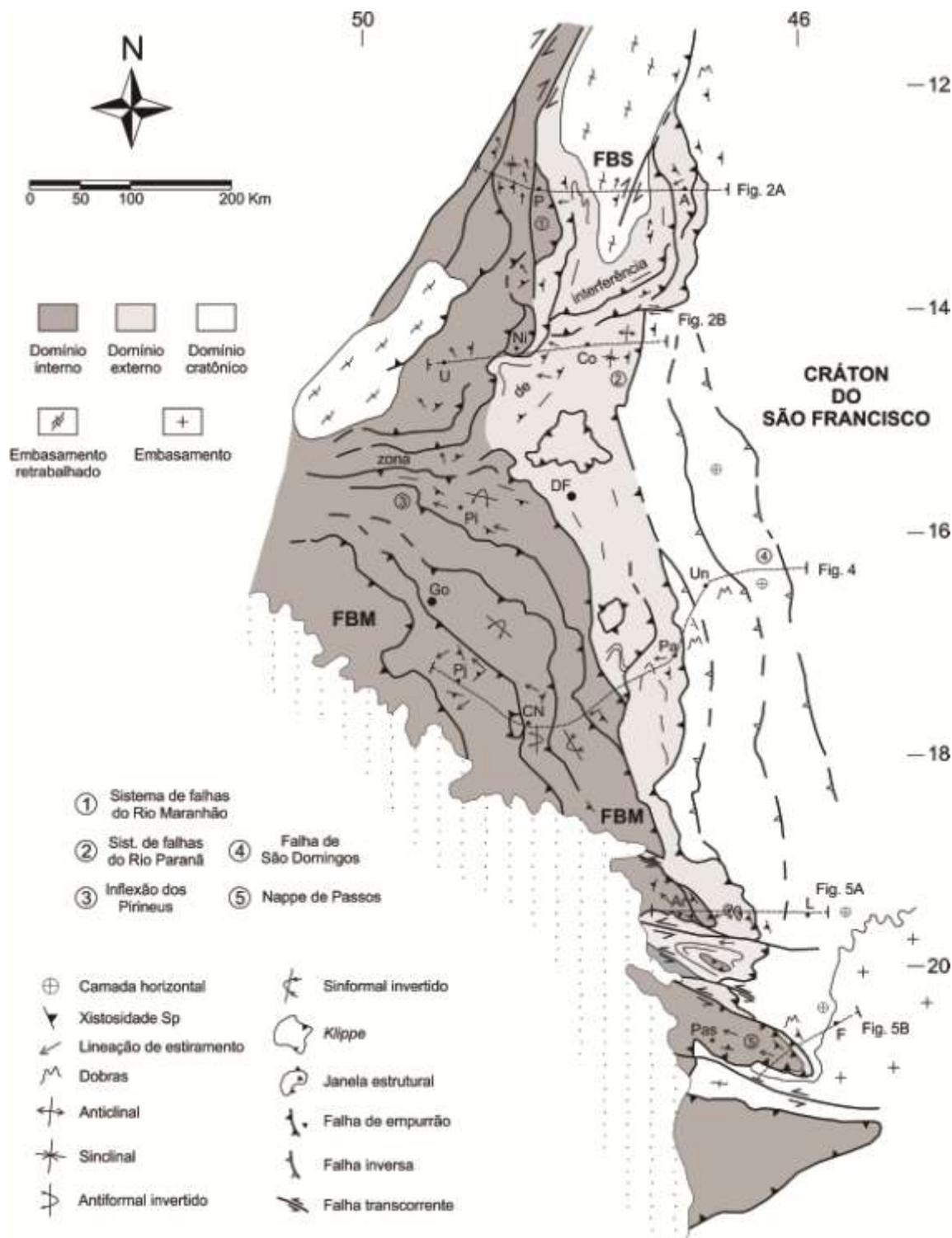


Figura 1— Mapa estrutural simplificado da Faixa Brasília e porção adjacente do Cráton do São Francisco, com indicação dos domínios cratônico, externo e interno e com localização das seções estruturais. Modificado de Schobbenhaus et al. (1984) e Bizzi et al. (2004). Cidades: P-Palmeirópolis; A-Araias; U-Uruaçu; Ni-Niquelândia; Co-Colinas; DF-Distrito Federal; Pi-Pirenópolis; Go-Goiânia; PJ-Piracanjuba; CN-Caldas Novas; Pa-Paracatú; Un-Unai; Ar-Araxá; L-Luz; Pas-Passos; F-Formiga.

No setor setentrional destaca-se o Complexo Almas-Dianópolis, conforme Delgado *et al.* (2003). Predominam gnaisses e granitóides (tipo TTG, e granitóides meta e peraluminosos) cujos dados geocronológicos indicam idades paleoproterozóicas, com restritos núcleos arqueanos (Pimentel *et al.* 1999, Fuck *et al.* 2002). Este terreno mostra retrabalhamento brasileiro de variável intensidade, com zonas de cisalhamento reversas e transcorrentes (Fonseca 1996, Valeriano *et al.* 2004). O setor meridional da faixa, no Estado de Minas Gerais, possui estrutura de um cinturão de dobras e empurrões com extensas falhas de empurrão, longitudinais, que invertem a estratigrafia das unidades Vazante (sequência argilosa e argilo-dolomítica com estromatólitos de barreira recifal), Grupo Canastra (filitos carbonosos, quartzitos, filitos ou xistos) e Grupo Ibiá (metadiamictitos e xistos) (Campos Neto 1979, Freitas-Silva 1991, Pereira 1992). Para o sul, em direção a Passos, com o aumento da deformação, o domínio externo fica reduzido e se confunde com o domínio interno.

Unidade interna da Faixa Brasília: inclui unidades alóctones do Grupo Araxá e Grupo Serra da Mesa, assim como porções do embasamento fortemente envolvido na tectônica brasileira (Maciço de Goiás, com remanescentes de *greenstone belts*), conforme Pimentel *et al.* (2000). Localmente ocorrem ainda complexos máfico-ultramáficos granulizados (Ferreira Filho *et al.* 1992) e sequências vulcano-sedimentares proterozóicas (Pimentel *et al.* 2000). O Grupo Araxá (Barbosa 1955) é constituído por gnaisses, micaxistos, quartzitos e xistos verdes, ocupando, originalmente, uma extensão regional, do oeste de Minas Gerais ao centro-sul de Goiás. O Grupo Serra da Mesa (Marini *et al.* 1981) é constituído por xistos com granada, estauroлита, cianita e intercalações de quartzitos e mármore, aflorando ao norte da Faixa Brasília, constituindo-se num provável equivalente lateral do Grupo Araxá. (Fuck & Marini, 1981). Ao norte de Goiânia, ocorre o Complexo Anápolis-Itauçu, com granulitos e gnaisses neoproterozóicos (Piuzana *et al.*, 2003), pertencentes ao núcleo metamórfico do orógeno, representando *nappes* granulíticas dentro do Grupo Araxá. Para o sul de Goiânia, o Grupo Araxá tem características de *melange* ofiolítica (Drake Jr. 1980), com serpentinitos e lentes de cromita podiforme, provável representante de crosta oceânica e manto superior (Strieder & Nilson 1992), assim como rochas metabásicas toleíticas, lascas de embasamento alóctone e granitos leucocráticos sincisionais (Seer 1999, Seer *et al.*, 2001, Simões, 2005). A aloctonia na unidade interna da faixa e o metamorfismo invertido são bastante evidentes na porção sul, junto à cidade de Passos (MG), onde uma *nappe* constituída por metassedimentos na fácies anfíbolito (Grupo Araxá) sobrepõe-se ao sistema de

cavalgamentos llicínea-Piumhi, com metassedimentos atribuíveis ao Grupo Canastra, metamorfizados na fácies xisto verde, que, por sua vez, está empurrado por sobre o Grupo Bambuí, pouco metamórfico (Simões & Valeriano 1990, Valeriano 1992, Simões 1995, Valeriano *et al.* 2004).

Utilizou-se nos trabalhos de campo a seguinte notação para elementos estruturais: xistosidades Sp-1, foliação mais antiga, geralmente em micrólitons, quase totalmente transposta; xistosidade Sp, a mais importante e penetrativa, com expressão regional, e ainda a Sp+1, como clivagem espaçada ou de crenulação tardia. Dois conjuntos de lineações são importantes, a lineação de estiramento (Lx), na forma de alongamentos de minerais e clastos de conglomerados e as lineações de crenulação (microeixos) e de intersecção de foliações. Para os elementos estruturais medidos, o primeiro valor representa o sentido do mergulho e o segundo, o valor absoluto do mergulho para os planos; para as linhas, o primeiro valor representa o sentido de caimento e o segundo, o valor absoluto do caimento.

3. DESCRIÇÃO DAS SEÇÕES GEOLÓGICAS

Ao longo da Faixa Brasília foram efetuadas cinco seções geológico-estruturais aproximadamente E-W, as quais serão aqui apresentadas e descritas.

3.1 Seção Palmeirópolis-Paraná-Arraias (Fig. 2 - seção A).

A primeira seção, mais ao norte, foi realizada entre Palmeirópolis-Paraná e teve continuidade a leste, entre Arraias e Campos Belos, próximo à divisa dos estados de Goiás e Tocantins (Fig.1). A oeste aflora o Grupo Serra da Mesa, com quartzitos, mica xistos e mármore. A estrutura é homoclinal, com mergulho para oeste, ou é suavemente ondulada, com dobras de eixo aproximadamente N-S, que dobram a foliação metamórfica (Sp). Para oeste, em direção à Mata Azul, aumenta o grau metamórfico e a granulação dos minerais metamórficos, aparecendo paragnaisses e também vários corpos graníticos e pegmatóides, geralmente como *sills*. Dobras isoclinais a fortemente assimétricas, com espessamento na charneira, mostram a xistosidade Sp como plano-axial (Fig. 3B). A foliação principal (Sp) apresenta mergulho 60°/20° e 300°/30°, delineando dobras abertas. As lineações de estiramento, na forma de minerais alongados, são preferencialmente próximas de N-S (340°/subhorizontal), indicando a predominância de regimes transcorrentes nesta região. Analisado em detalhe, constitui parte de um sistema transpressivo dextral (Fonseca *et al.* 1995) que atua regionalmente. A nordeste de Palmeirópolis diminui o metamorfismo do Grupo Serra da Mesa e aparece

uma crenulação Sp+1 superposta (90°/40°). Após o falhamento ao longo do Rio Tocantins (Sistema Rio Maranhão, Fonseca *et al.* 1995), aflora o Grupo Araí, com quartzitos e filitos ou xistos finos, às vezes porfiroblásticos, estruturados em grandes dobras assimétricas de eixo aproximadamente N-S. O embasamento aparece em núcleos anticlinais, devido à erosão. Mostra, também, zonas de cisalhamento de alto ângulo com rejeito de empurrão ou oblíquo (Fig. 3A), com lineação de estiramento subhorizontal, caracterizando um retrabalhamento transpressivo (Fonseca, 1996).

A leste, entre Arraias e Campos Belos, afloram os Grupos Araí e Bambuí, em contato normal. A oeste da cidade de Arraias, o embasamento remobilizado cavalga o Grupo Araí. Este apresenta uma única xistosidade (Sp), orientada segundo 250° / 65 a 75°, com mergulho forte, sempre cortando o acamamento (So). Lineações minerais visíveis nos arredores de Arraias orientam-se 270° a 240°, no plano da Sp, sugerindo uma tectônica com empurrões oblíquos com componente sinistral, vergentes para o Cráton do São Francisco. No Grupo Bambuí, observa-se a mesma superfície planar (Sp), agora como clivagem ardosiana, orientada 240° a 270°; 45° e plano axial de dobras assimétricas com vergência para leste. Lineações minerais não foram observadas, pois a granulação dos minerais é muito fina. Estas observações estruturais nos arredores da

cidade de Arraias indicam que os Grupos Araí (Paleo-Mesoproterozóico) e Bambuí (Neoproterozóico) foram dobrados conjuntamente, no Neoproterozóico. Evidências de uma estruturação tectônica pré-Brasiliana não foram identificadas nesta região.

3.2 Seção Uruaçu-Niquelândia-Colinas-Alto Paraíso (Fig. 2 - seção B)

A segunda seção é a de Uruaçu-Niquelândia-Colinas-Alto Paraíso, no centro-norte do estado de Goiás. Inicia-se a leste, no sistema de Falhas do Paranã. O sistema compreende uma falha de empurrão mestra, orientada N-S, que coloca, sobre o Grupo Bambuí, rochas do Grupo Paranoá. Aparecem falhas subsidiárias (Fig. 3C), aproximadamente paralelas à foliação Sp, que localmente mostra-se como foliação milonítica, sigmoidal, e orientada segundo 260° a 290° / 30° a 65°. As dobras são flexurais de deslizamento e possuem simetria monoclínica, com vergência para leste e charneiras norte-sul. Porém, junto à falha mestra, as dobras estão rotacionadas segundo o rumo W-E, paralelamente a lineação de estiramento mineral (Fonseca, 1996). Esta zona de falha corresponde à zona de emergência do *detachment* do Paranã (Fonseca, 1996; Fig. 3C), que induziu dobras no Grupo Bambuí. Constitui-se também no limite entre a Faixa Brasília e o Cráton do São Francisco.

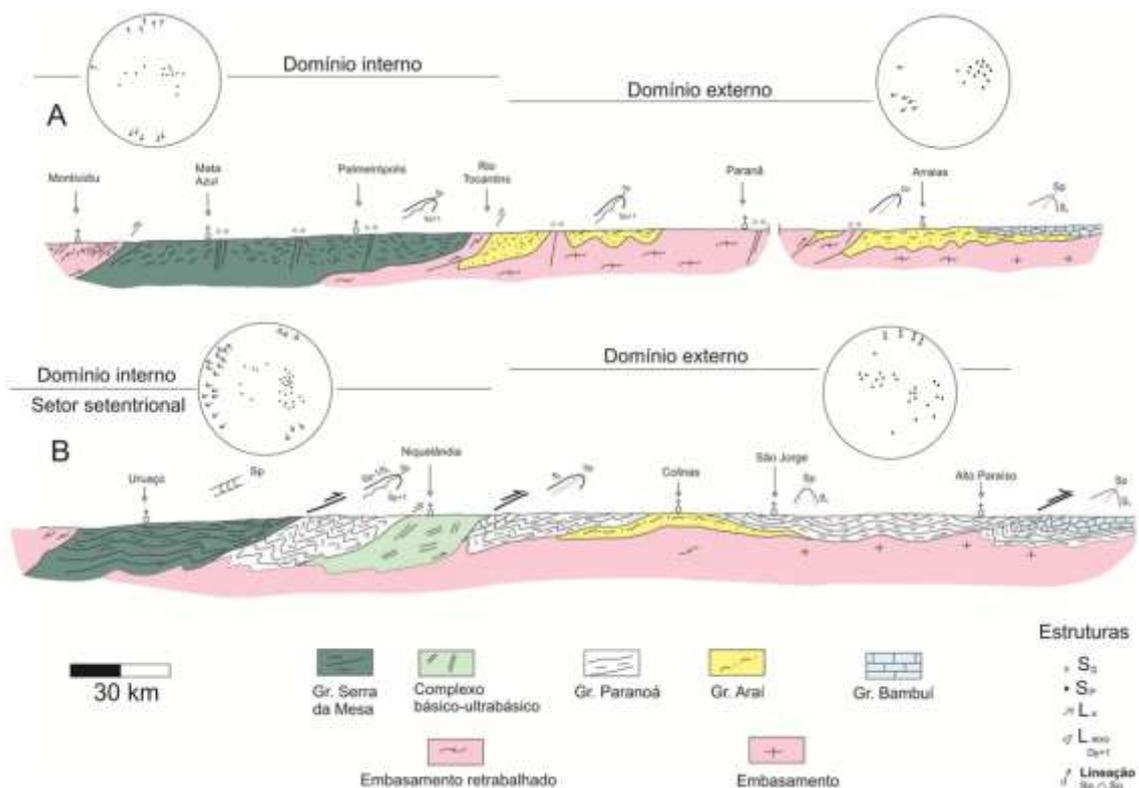


Figura 2 – Seção Palmeirópolis – Arraias (A) e seção Uruaçu – Colinas – Alto Paraíso (B) no Setor Setentrional da Faixa Brasília.

Para oeste, entre Alto Paraíso e Colinas afloram rochas metassedimentares dos Grupos Paranoá e Araí, totalizando uma espessura estimada de 2000 a 4000 metros de cobertura sedimentar suavemente deformada. A foliação Sp é pouco penetrativa e as estruturas sedimentares são bem preservadas, destacando-se megadobras levemente assimétricas, às vezes com fraca xistosidade ou clivagem ardosiana em leque. As charneiras são N-S, mas podem aparecer infletidas por transcorrências (Fonseca, 1996). Junto ao Córrego São Miguel (cerca de 55 Km a oeste de Alto Paraíso) aflora o contato discordante entre o Grupo Araí e o Grupo Paranoá. Um metassiltito laminado do Grupo Araí aparece truncado pelo conglomerado São Miguel, rico em seixos e grânulos de metassiltitos carbonáticos. A discordância é erosiva e possivelmente angular. Observações no mapa geológico do Estado de Goiás indicam que a discordância é dobrada pelas megadobras N-S. O mesmo plano de clivagem ardosiana aparece tanto no Grupo Araí subjacente, como no Grupo Paranoá, indicando que foram deformados conjuntamente. Próximo à cidade de Colinas aflora a base do Grupo Araí, junto ao embasamento granito-gnássico, e a foliação Sp em metapelitos é conspicua, subparalela ao So, superposta por uma clivagem de crenulação espaçada Sp+1, com vergência para oeste. Isto representa um aumento na intensidade da deformação para a base da cobertura sedimentar, controlada, provavelmente, pela existência de um *detachment* basal.

A leste da cidade de Colinas, aflora o Grupo Paranoá mais deformado, com xistosidade Sp subhorizontal, com dobramentos frequentes a nível mesoscópico, os quais mostram simetria monoclinica e vergência para leste. A foliação Sp está orientada 240° a 270°, com mergulho de 30° a 40°. A lineação de estiramento mineral orienta-se transversalmente, com caimento para SW, ainda que os minerais metamórficos sejam de granulação fina. Esta deformação aumenta continuamente para oeste, junto a importante falha inversa que superpõem rochas do embasamento retrabalhado, associado ao Complexo Básico-Ultrabásico de Niquelândia. Junto ao contato tectônico, foram observadas falhas subsidiárias que delimitam escamas tectônicas, milonitos com estrutura S/C e lineação de estiramento conspicua, com caimento 310 a 270°. Indicadores cinemáticos indicam um transporte tectônico para E ou ESE. O metamorfismo de alto grau do Complexo de Niquelândia foi datado pelo método U-Pb em 770 a 795 Ma (intercepto inferior, conforme Ferreira Filho *et al.* 1992). Durante a fase compressional principal do Ciclo Brasileiro, o Complexo de Niquelândia ascendeu

tectonicamente de níveis infracrustais e foi empurrado sobre o Grupo Paranoá (D'el Rei Silva *et al.* 1996; 2008).

Mais a oeste, entre Niquelândia e Uruaçu afloram filitos e metarritmitos do Grupo Paranoá, superpostos tectonicamente por xistos do Grupo Serra da Mesa. Aparecem dobras de escala de afloramento, assimétricas a isoclinais, às vezes rompidas tectonicamente, e xistosidade Sp plano-axial. Clivagem de crenulação Sp+1 pode ocorrer. Os xistos do Grupo Serra da Mesa com biotita, muscovita, quartzo, granada e, localmente, cianita, mostram foliação subhorizontal, às vezes ondulada, com mergulhos suaves para leste e oeste. Embaixo da ponte sobre o Rio Maranhão (situada 9,5 km a leste de Uruaçu), ocorrem *mullions* em quartzitos com forte lineação de estiramento associada (Fig. 3D), mostrando caimento 300°/10°, transversal à Faixa Brasília Setentrional e conspicua foliação Sp segundo 290°/15°.

3.3 Seção Piracanjuba-Caldas Novas-Ipameri-Paracatú-Unai (Fig.4)

A terceira seção foi realizada entre as cidades de Piracanjuba-Caldas Novas-Ipameri, no Estado de Goiás, e sua continuidade a leste, entre Paracatú-Unai, no Estado de Minas Gerais (Fig. 4).

A oeste, entre Piracanjuba e Ipameri, observa-se quartzo-biotita xisto com porfiroblastos de granada do Grupo Araxá, com estrutura homoclinal, mergulhando para oeste ou suavemente dobrado, com mergulho também para leste. Frequentemente observam-se duas xistosidades, onde a xistosidade principal (Sp) do afloramento é uma xistosidade de transposição (ou de crenulação apertada), contendo, no seu interior, restos de uma foliação denominada de Sp-1. Próximo do Rio Corumbá observa-se também uma crenulação ou clivagem espaçada Sp+1 com orientação e vergência para W. Dobras assimétricas a isoclinais de grande porte, com xistosidade Sp plano-axial, flancos normal e invertido, ocorrem com frequência, entre o vale do Rio Corumbá e a cidade de Ipameri. Junto à cidade, afloram ortognaisses, provavelmente como intercalação tectônica dentro do Grupo Araxá. Na saída leste de Ipameri, ocorrem gnaisses porfiroclásticos com lineações de estiramento N-S sugerindo a ação de transcorrências longitudinais. O Grupo Araxá mostra diminuição do grau metamórfico (evidenciada pela diminuição da granulação de minerais metamórficos) até o contato por falha de empurrão com o Gr. Ibiá (calco-xisto, quartzito, metarritmito, metadiamictito). Observa-se no Grupo Ibiá, xistosidade 285°/25°, lineação de estiramento 300°/20° e clivagem de crenulação 90°/70°.

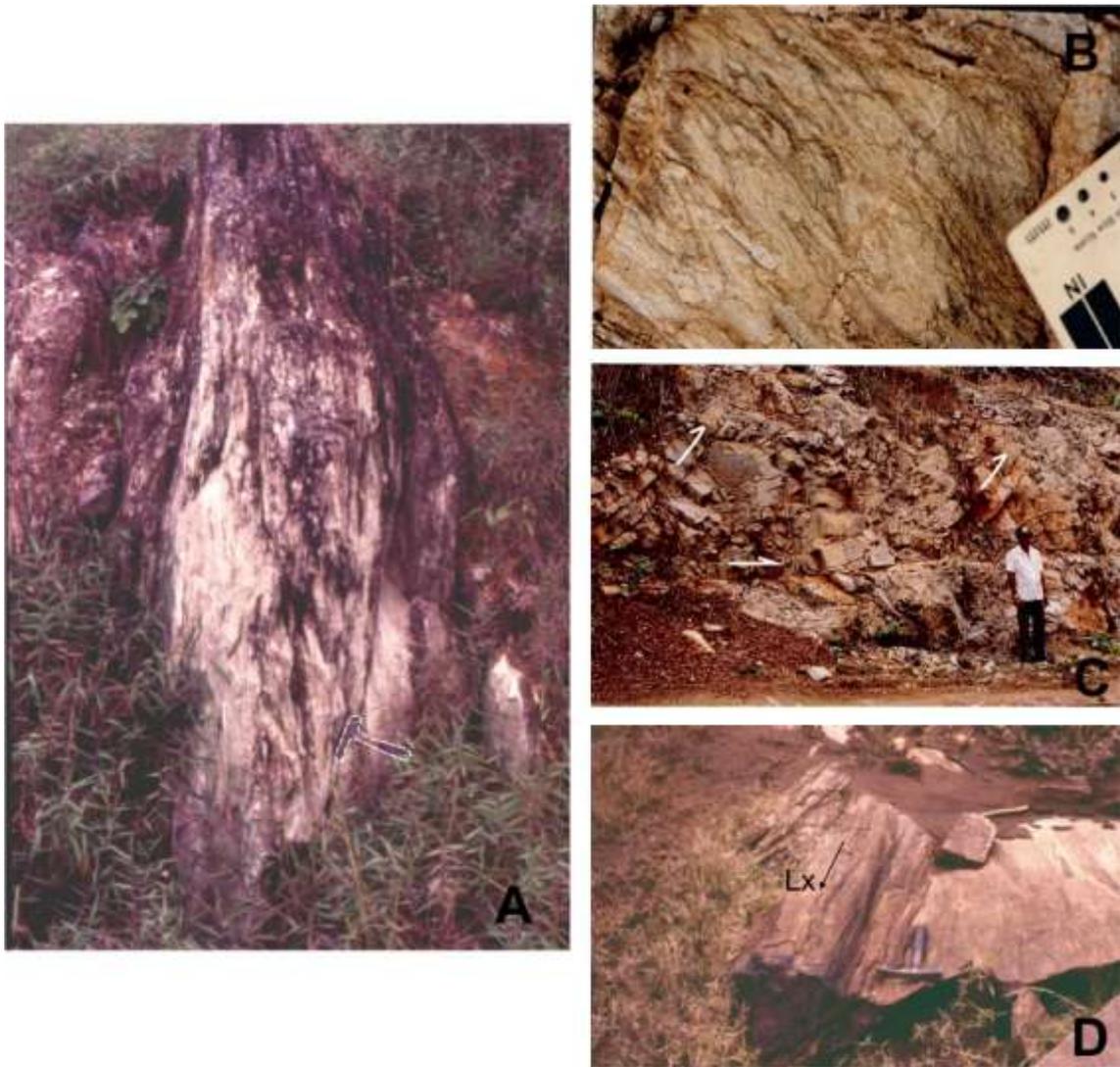


Figura 3 – Fotos de afloramentos relevantes no Setor Setentrional da Faixa Brasília. A- Zona de cisalhamento subvertical em gnaisses do Complexo Almas-Dianópolis, com lineação subhorizontal; B – Dobras isoclinais com xistosidade *Sp* de plano-axial, em xistos do Grupo Serra da Mesa; C – Detachment do Sistema de Falhas do Paranã, com zona de cisalhamento de empurrão e reversas subsidiárias; D – Lineação de estiramento em xistos no Rio Maranhão, próximo de Uruaçu-GO.

Na região entre o Rio São Marcos e a cidade de Paracatu, observam-se várias escamas tectônicas envolvendo o Gr. Canastra (quartzitos), Gr. Ibiá (metadiamictitos, Fig.6A) e a Formação Paracatu (filitos). Eventualmente, o contato entre os Grupos Canastra e Ibiá se faz através de uma discordância erosiva (Campos Neto, 1979), como na região da Serra dos Pilões, a oeste de Guarda-Mor (Pereira, 1992, Lima *et al.* 2003). O Grupo Canastra (Mesoproterozóico) exhibe os mesmos elementos estruturais do Grupo Ibiá (Neoproterozóico), na região pesquisada por Campos Neto (1979) e Pereira (1992). O Grupo Canastra ocorre em contato tectônico com os filitos da Formação Paracatu, que exibem xistosidade $270^{\circ}/20-40^{\circ}$, clivagem de crenulação suave $80^{\circ}/50^{\circ}$, lineações de estiramento (minerais alongados) segundo $270^{\circ}/30^{\circ}$ e lineações de crenulação $350^{\circ}/20^{\circ}$, já descritas por Freitas-Silva (1991).

Nos arredores da cidade de Paracatu ocorre um importante limite estrutural, onde uma tectônica tangencial subhorizontal, com foliação de baixo ângulo, dominante a oeste, passa para um domínio dobrado, com foliação plano-axial de mergulho íngreme, sugestivo de deformação de antepaís. Trata-se do limite Faixa Brasília – Cráton do São Francisco, que aparece bem visível nas proximidades da cidade de Paracatu. Mais a leste, entre Paracatu e Unai, ocorrem grandes dobras sinclinais e anticlinais, às vezes *em caixa*, e sem clivagem ardósiana *Sp* de plano-axial (Fig. 6B). Localmente, dobras com vergência contrária podem ocorrer, caracterizando a deformação do domínio cratônico. Mais para leste, predominam camadas horizontais que mostram dobramentos somente junto às falhas reversas, de mergulho íngreme, como a falha do Rio Preto e a de São Domingos (Figs. 1 e 4).

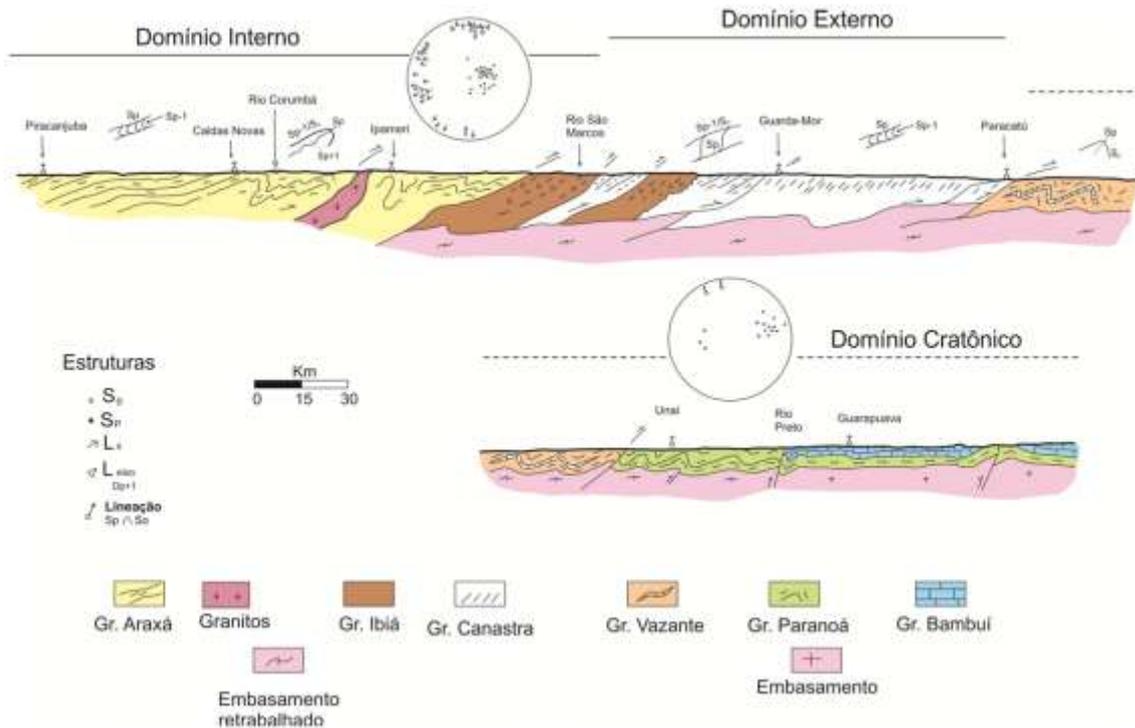


Figura 4 – Seção estrutural Piracanjuba – Caldas Novas – Paracatu – Unai.

Esta seção mostra que a Faixa Brasília Meridional é um cinturão de dobras e empurrões (*thrust and fold belt*), com tectônica tangencial a oeste, polifásica, com superposição estrutural de três foliações, Sp-1, Sp e Sp+1. As unidades estratigráficas meso-neoproterozóicas ocorrem invertidas, imbricadas tectonicamente, mostrando forte aloctonia (*klippe*) ou são para-autóctones. O auge do metamorfismo ocorre nas xistosidades Sp-1 e Sp. Para leste, na região cratônica, a deformação é sensivelmente menor, as unidades são autóctones, o metamorfismo é incipiente e não há lineação de estiramento. É possível correlacionar a clivagem ardosiária subvertical da área cratônica com a xistosidade Sp, com baixo mergulho ou subhorizontal, da faixa dobrada.

3.4 Seção Araxá-Ibiá-Campos Altos-Luz (Fig. 5A).

A quarta seção estrutural foi a de Araxá-Ibiá-Campos Altos-Luz (seção D-D, Fig. 1 e Fig.5A), onde afloram os Grupos Bambuí (siltitos), Canastra (quartzitos, xistos e mármore, Fig. 6D), Ibiá (xistos calcíferos, Fig.6E) e Araxá (xistos com quartzo, granada, anfibólitos e granitos, Fig. 6F) imbricados tectonicamente. Observa-se, nas três últimas unidades estratigráficas, uma xistosidade Sp-1 transposta por uma xistosidade mais jovem, Sp, que apresenta-se como foliação principal nos diversos afloramentos observados. Esta xistosidade (Sp) orienta-se 270°/20°-30°. O metamorfismo cresce para oeste. Lineações minerais observadas na

superfície Sp orientam-se segundo 230 a 280°. Dobramentos suaves da xistosidade Sp são observados, próximos das cidades de Araxá e Ibiá, provavelmente relacionados a uma fase posterior (Dp+1), com eixos aproximadamente N-S.

Localmente, foram identificadas lineações de estiramento subhorizontais, especialmente visíveis no Grupo Canastra, na estrada Araxá-Tapira-Franca, que indicam movimentos direcionais (transcorrentes) sin ou tardi-tectônicos, sugerindo uma acomodação durante ou no final da tectônica tangencial (Seer, 1999, Silva, 2003). Magalhães (1989) e Alkmim *et al.* (1993) mostraram, na região de Arcos e Pains, a importância da tectônica transcorrente, que influte a foliação (Sp) e o traço das falhas de empurrão e das dobras regionais. Na região de Campos Altos, Serr & Moraes (2010) também mostram que a foliação principal Sp foi influtida por zonas de cisalhamento que desenvolveram foliação Sp+1.

Na parte oriental da seção, o Grupo Bambuí é cavalcado pelo Grupo Canastra e apresenta-se com dobras assimétricas e clivagem discreta plano-axial, junto à zona de falha. Para leste, mostra um domínio com dobras abertas, suaves, assimétricas, em caixa, sem clivagem plano-axial. Da mesma forma que na seção anterior, pode-se correlacionar a clivagem íngreme, plano-axial das dobras do Grupo Bambuí, com a xistosidade Sp, subhorizontal, da Faixa Brasília.

3.5 Seção Carmo do Rio Claro-Alpinópolis-Piumhi (Fig. 5B).

A quinta seção estrutural apresentada é a de Carmo do Rio Claro-Alpinópolis-Piumhi, na porção sul da Faixa Brasília. Nesta região, sobressai a feição tectônica da *nappe* de Passos (Fig.1), uma escama alóctone do Grupo Araxá que ocorre superposta aos Grupos Canastra, Bambuí e ao embasamento arqueano (gnaisse e *greenstone belts*), conforme Simões & Valeriano (1990), Valeriano (1992), Simões (1995) e Valeriano *et al.* (2004). A *nappe* compõe-se de depósitos plataformais na base (metapelitos, mármore, quartzitos), passando gradacionalmente para sedimentos imaturos (mica-xistos, paragneisses, calcixistos) com intercalações de anfibolitos no topo. O metamorfismo é inverso, passando de xisto-verde na base para anfibolito superior/granulito no topo (Simões, 1995). O Grupo Araxá mostra duas xistossidades, Sp-1, presente em micrólitos da foliação principal, denominada de Sp, com orientação NW-SE e baixo mergulho e, ainda, uma lineação de estiramento mineral 290° a 300°/subhorizontal (WNW). Dobras isoclinais recumbentes mostram a Sp subhorizontal, como foliação plano-axial (Fig. 6C).

O Grupo Canastra, com quartzitos e xistos, mostra um menor grau de metamorfismo (preservação da morfologia do grão sedimentar, ou seja, menor grau de recristalização do que os quartzitos do Gr. Araxá) e uma estrutura onde

sobressai o sistema de cavalgamentos Ilcínea-Piumhi, um sistema de falhas de empurrão (Valeriano 1992, Valeriano *et al.* 2004). O Grupo Bambuí, que ocorre na base da estrutura, apresenta ardósias (metassiltitos argilosos) e, localmente, ortoconglomerados, com uma xistossidade de mergulho íngreme (Sp) na região de Carmo do Rio Claro e que, para NE, na região de Piumhi até Formiga, junto ao limite cratônico, tende a desaparecer.

Estruturas do tipo *klippe*, com o Grupo Canastra alóctone sobre o Grupo Bambuí, também podem ser observadas, tanto nas proximidades da cidade de Carmo do Rio Claro, como em Piumhi (Valeriano, 1992). As lineações de estiramento na *nappe* de Passos tem orientação WNW e refletem um transporte tectônico para SE (Simões, 1995).

Aparecem também importantes falhas ou zonas de cisalhamento subverticais, predominantemente NW-SE, transcorrentes, que aumentam para o sul, em direção a cunha de Guaxupé, e que são relacionadas à tectônica ao sul do Cráton do São Francisco.

Esta seção mostra a importante aloctonia da Faixa Brasília Meridional, com unidades do domínio interno (Grupo Araxá) sobrepostas a unidades do domínio cratônico (Grupo Bambuí), o metamorfismo inverso, aumentando para o topo, e as conspícuas foliações Sp-1 e Sp, que materializam o acervo estrutural do Setor Meridional.

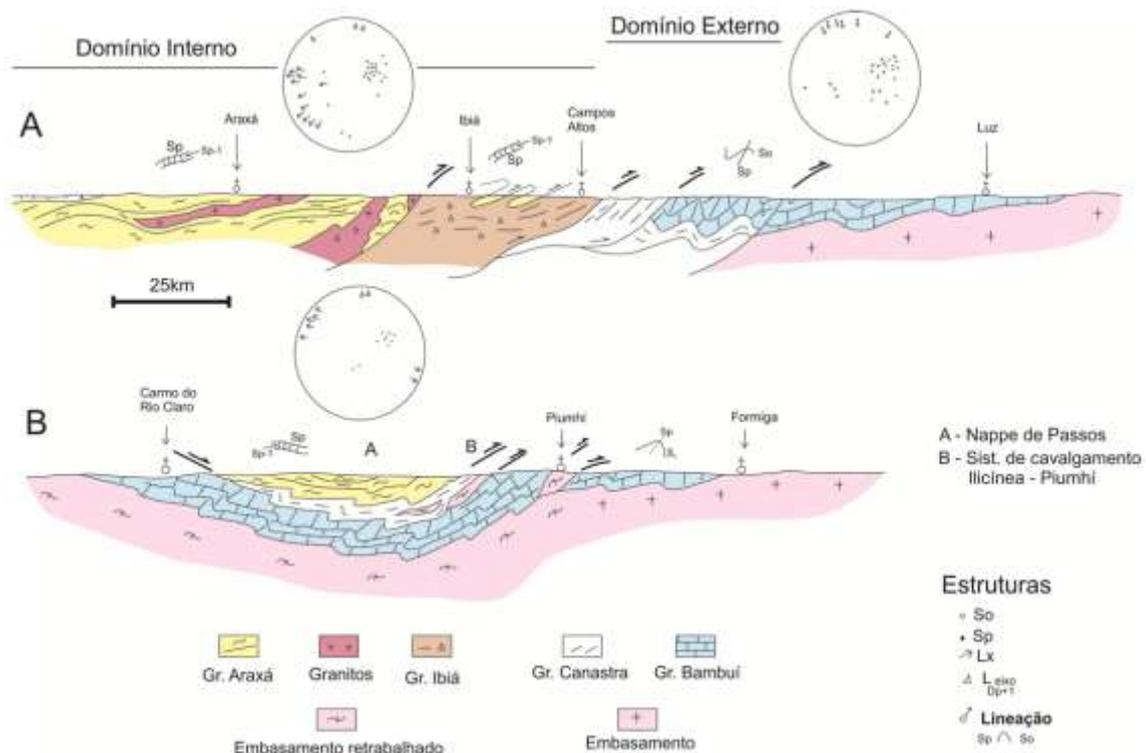


Figura 5 – Seção estrutural Araxá – Campos Altos – Luz (A) e seção estrutural Carmo do Rio Claro - Piumhi – Formiga (B).

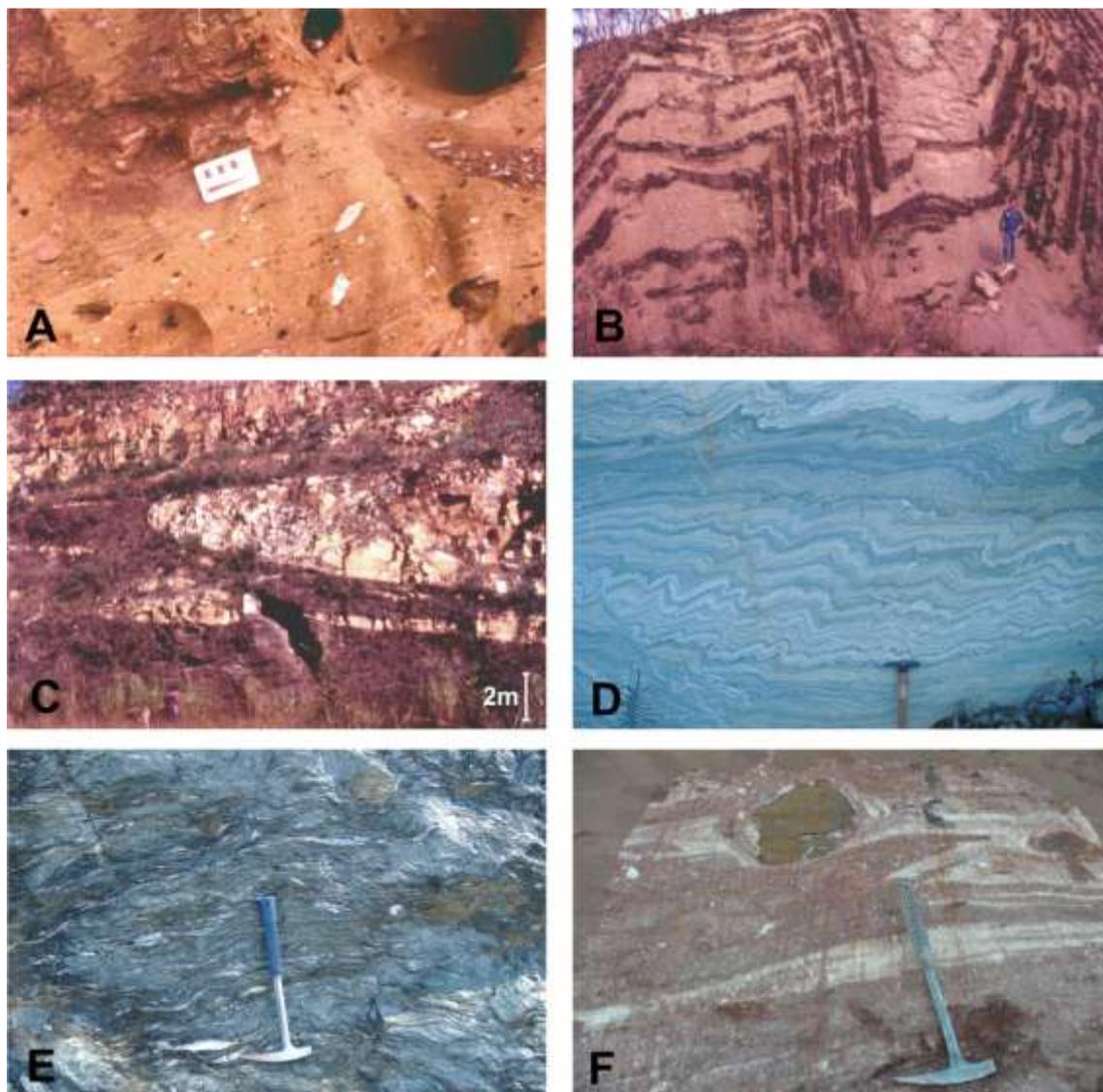


Figura 06 – Fotos de afloramentos significativos no Setor Meridional da Faixa Brasília. A- Metadiamicctito do Grupo Ibiá com clastos assimétricos indicando transporte tectônico para Leste. B- Dobras anticlinais e sinclinais com plano-axial subvertical do Domínio Cratônico, entre Paracatu e Unaí. C- Dobras isoclinais recumbentes em quartzitos do Grupo Araxá, foliação S_p subhorizontal de plano-axial, estrutura da *nappe* de Passos. D- Pedreira de mármore do Grupo Canastra com dobras assimétricas indicando transporte para leste. E- Xisto calcífero do Grupo Ibiá com veios de quartzo rompidos. F- Xenólito de anfibolito em granitos do Grupo Araxá, próximo da cidade de Araxá.

4. A EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA FAIXA BRASÍLIA.

A Faixa Brasília pode ser subdividida em dois setores, meridional e setentrional (Fig.1), seja por diferenças estratigráficas importantes, como também estruturais, tectônicas e geocronológicas (Trompette 1994, Dardenne, 2000, Valeriano *et al.* 2004, 2008, D`el-Rey Silva *et al.* 2011).

4.1. Setor Meridional.

O Setor Meridional apresenta uma estrutura N-S que, no centro-sul de Goiás, inflêta para WNW (região de Pirenópolis), fazendo um arco de concavidade para SW. Possui uma estrutura de lascas imbricadas, com grandes deslocamentos horizontais, com desenvolvimento de duas fases progressivas, Dp-1 e Dp. Inicialmente, na fase Dp-1,

ocorreu a formação da xistosidade Sp-1, subparalela ao acamamento (So), com metamorfismo, lineação de estiramento na direção W-E e, eventualmente, formação de *nappes*. A fase Dp-1 foi reconhecida na zona interna, em função de uma foliação Sp-1, identificada em micrólitos da foliação principal (Sp). Esta foliação foi identificada por Simões & Fuck (1984), Simões & Valeriano (1990), Strider (1993), Simões (1995), Seer (1999) tendo sido interpretada como relacionada a uma fase precoce de encurtamento crustal, com deslocamentos subhorizontais. Esta fase foi identificada apenas no segmento meridional.

A fase Dp gerou dobramentos assimétricos, xistosidade plano-axial (Sp), metamorfismo progressivo, lineações de estiramento transversais à faixa (seixos de metadiamicctito Ibiá e minerais

metamórficos orientados para 260º) e, ainda, falhas de empurrão e reversas, com direção aproximadamente norte-sul e com transporte para leste.

O padrão estrutural da região oeste (domínio interno) é caracterizado por uma foliação de baixo ângulo (Sp) geralmente subparalela ao acamamento, dobras flexurais de fluxo, com simetria monoclinica, com charneiras espessadas, sub-recumbentes, mesoscópicas, vergentes para leste e por uma lineação de estiramento/mineral de orientação oeste (270º a 290º/ 15º a 25º). No domínio externo, a foliação torna-se íngreme, corta o acamamento So, produzindo uma lineação de intersecção N-S (subhorizontal), as dobras são assimétricas, megascópicas, de deslizamento flexural e as lineações de estiramento mineral são bem visíveis somente junto aos falhamentos reversos. No domínio cratônico a Sp aparece como clivagem ardosiana incipiente, geralmente norte-sul, plano-axial de dobras fracamente assimétricas ou simétricas. Porções com amplas dobras sem clivagem plano-axial Sp são frequentes no domínio cratônico. Falhas reversas de alto ângulo são importantes no processo de acomodação da deformação, como a Falha de São Domingos (seção da Fig. 4).

A foliação Sp é a xistosidade dominante da Faixa Brasília e transpõe intensamente a foliação Sp-1 no domínio interno, observando-se a Sp-1 apenas em micrólitos da Sp (Simões & Fuck 1984, Strieder 1993, Simões & Valeriano 1990, Simões, 1995, Seer 1999, Araújo Filho, 2000, Simões 2005), ou em charneiras de dobras Dp, onde aparece So/Sp-1 como superfície dobrada. Na zona externa da Faixa, a foliação Sp ocorre como uma xistosidade fina ou clivagem ardosiana. Localmente, pode ocorrer como foliação milonítica junto aos falhamentos reversos. A lineação de estiramento./mineral está presente em toda faixa e se caracteriza pela orientação preferencial de minerais inequidimensionais (muscovita, biotita, cianita, quartzo, turmalina) e de seixos do metadiamictito Ibiá (Lima *et al.* 2003), sempre indicando o transporte tectônico, pois reflete o estiramento das rochas durante o desenvolvimento da foliação principal. No setor meridional a lineação de estiramento varia de 270º a 300º. Indicadores cinemáticos mais frequentes associados à foliação e que mostram transporte tectônico para leste são: mica *fish*, sombras de pressão em porfiroclastos, e foliações S/C.

A Faixa Brasília mostra um gradiente metamórfico invertido, variando da fácies xisto verde (domínio externo) a anfíbolito superior (domínio interno). A presença de rochas menos metamórficas por baixo de rochas mais metamórficas sugere que as inversões tectônicas

ocorreram após o auge do metamorfismo, que seria, provavelmente, entre Dp-1 e Dp.

No final da fase Dp desenvolvem-se sistemas transcorrentes transversais (como falhas transferentes sinistrais) em todos os domínios estruturais (Alkmim *et al.* 1993, Strieder 1993, Seer 1999, Silva 2003, Valeriano *et al.* 2004). Provavelmente representam um papel importante na acomodação final da tectônica tangencial. Embora algumas transcorrências sejam posteriores aos movimentos tangenciais é provável que outras tenham atuado contemporaneamente.

A fase Dp+1, com orientação aproximada N-S, está relacionada a ondulações suaves, abertas, com clivagem de crenulação espaçada. Às vezes observam-se dobras amplas (quilométricas) que deformam falhas reversas ou empurrões subhorizontais gerados em Dp. Dobras com eixos aproximadamente E-W representam deformações localizadas, com *kinks*, dobras conjugadas e duplo caimento dos eixos das dobras N-S, formando braquianticlinais. São deformações heterogêneas, pouco expressivas em escala regional, que podem representar um outro evento superposto.

A Faixa Brasília Meridional mostra uma estrutura de *fold-and-thrust belt* com idades de deformação variando de 650 a 580 Ma segundo Valeriano *et al* (2004, 2008).

4.2. Setor Setentrional.

O Setor Setentrional da Faixa Brasília mostra uma estrutura diferente, configurando um grande arco voltado para NW (Fig. 1). Estratigraficamente, afloram extensas áreas de embasamento retrabalhado (Fig. 1) e uma cobertura paleoproterozóica importante, o Grupo Araí. Empurrões e falhas reversas mostram transporte para sudeste, em direção ao Cráton do São Francisco, e são mais comuns no domínio externo. Falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes são frequentes, aumentando de intensidade para NW, em direção ao lineamento Transbrasiliano.

Na região oriental predominam estruturas dobradas na forma de dobras assimétricas e empurrões ou falhas reversas com vergência para E, portanto para o Cráton do São Francisco. Lineações 270º a 290º/ 40º a 60º ocorrem no plano da foliação Sp. Não foi identificada uma foliação Sp-1, mais antiga. O Embasamento arqueano-paleoproterozóico encontra-se imbricado contra o Grupo Araí e este sobre o Grupo Bambuí. Falhas transcorrentes transversais (falhas transferentes) mostram deslocamento dextral e acomodam a deformação tangencial (Fonseca, 1996). Na região ocidental predominam estruturas de baixo e médio ângulo, com foliação e lineação subhorizontais, que

se intercalam com foliação milonítica de alto ângulo, caracterizando zonas de cisalhamento transcorrentes. Estas zonas de cisalhamento norte-sul (260°/70° a 80°) com lineação de estiramento norte-sul subhorizontais (340°/10°) parecem representar ramificações relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano. O Grupo Serra da Mesa mostra foliação Sp e Sp+1, esta última como clivagem de crenulação espaçada. As lineações de estiramento do setor setentrional variam de 270° a 360°.

Existe uma importante zona de interferência entre a deformação do Setor Setentrional e do Setor Meridional. A deformação do Setor Setentrional trunca a deformação mais antiga do Setor Meridional, na Serra dos Pirineus e também ao norte de Colinas e Alto Paraíso (Fig. 1). O Setor Setentrional mostra apenas a foliação Sp. O Setor Meridional mostra frequentemente as duas foliações Sp-1 e Sp. Clivagem Sp+1 ocorre em ambos os setores. Observações efetuadas entre Pirenópolis e Cocalzinho (Serra dos Pirineus) indicam a presença da lineação de estiramento E-W, assim como megadobras assimétricas, invertidas a isoclinais, de rumo E-W e vergência para o sul. Assim, considera-se a mega-inflexão dos Pirineus como uma estrutura de interferência entre faixas dobradas, com rotação de dobras inicialmente orientadas N-S que infletem para E-W devido a uma mudança local na vergência das dobras da segunda fase, conforme Araújo Filho (2000).

A Faixa Brasília Setentrional mostra deformação transpressiva com *thrusts* oblíquos transicionando para zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (Fonseca *et al.* 1995 e 1997, Fonseca 1996, Valeriano *et al.*, 2004). Esta deformação relaciona-se com o Lineamento Transbrasiliano, que separa a Faixa Brasília da Faixa Araguaia, no sul do Estado de Tocantins. Este lineamento representa um feixe de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, posteriormente reativado em caráter rúptil. A idade da deformação da Faixa Araguaia, segundo Moura *et al.* (2008) é de 560 a 540 Ma. Esta idade representa, provavelmente, a idade da deformação do Setor Setentrional da Faixa Brasília.

Em síntese, acredita-se que a Faixa Brasília é constituída pelo Segmento Meridional, mais antigo (deformação e metamorfismo entre 650-580 Ma), resultado da colisão do Cráton Parapanema com o Cráton do São Francisco e pelo Segmento Setentrional, devido à colisão mais jovem entre os Crátoms Amazônico e do São Francisco (560 – 540 Ma). O Setor Setentrional da Faixa Brasília apresenta uma estrutura com empurrões para Sudeste e zonas

de cisalhamento transcorrentes dextrais, onde se destaca o Sistema Rio Maranhão (Fonseca, 1996), que se integra ao Lineamento Transbrasiliano. Existe uma zona de superposição (Fig.1) caracterizada pela interferência das estruturas do Setor Setentrional sobre o Setor Meridional. Ela se inicia na região de Pirenópolis (Araújo Filho, 2000), onde as estruturas dos dois setores mostram orientação E-W, estendendo-se até o norte de Colinas, onde empurrões da Faixa Brasília Setentrional, vergentes para SE, truncam estruturas norte-sul, mais antigas, da Faixa Brasília Meridional, na região de Colinas-Alto Paraíso (Fig. 1).

Em conclusão, os dados das seções realizadas e dados coligidos da literatura permitiram estabelecer diferenças marcantes nos estilos estruturais da zona interna para externa da Faixa Brasília, assim como uma evolução diferenciada dos setores norte e sul. Ao sul, uma tectônica de falhas de empurrão e dobramentos, com significativa aloctonia e inversões estratigráficas (fase Dp), sucede uma fase precoce (fase Dp-1), talvez relacionada a movimentos tangenciais iniciais. Ao norte (Setor Setentrional), especialmente na zona externa, somente uma fase (Dp) pode ser caracterizada. As magnitudes de deformação são sensivelmente menores. As inversões estratigráficas são mais significativas junto à zona interna, onde a tectônica frontal dá lugar a um sistema nitidamente transpressivo (Fonseca, 1996, Fonseca *et al.* 1995, 1997).

6. AGRADECIMENTOS

Ao CNPq (processo 400943/92) pelo apoio financeiro que permitiu a realização da pesquisa. Ao DEGEO-UFOP pelo veículo de campo e aos professores L.S.A.Simões (UNESP) e P.T.A.Castro (UFOP) pelo apoio, acompanhamento e discussões numa das etapas de campo. Ao geólogo Gabriel Jubé Uhlein (UFMG) pelo auxílio na confecção das figuras. Aos editores da Geonomos, em especial, aos revisores do trabalho, nossos agradecimentos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 45-62.
- Almeida F.F.M. de. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. An. Acad. Bras. Cienc. 40 (supl.): 225-295.
- Almeida F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7(4):349-364.
- Araújo Filho J.O. 2000. The Pirineus sintaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. Rev. Bras. Geociências, 30(1):144-148.

- Barbosa O. 1955. Guia das excursões. 9º Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá (MG) - Noticiário Soc. Bras. Geol., 3: São Paulo.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C. et al. 2004. Mapa Geológico do Brasil. Escala 1: 2.500 000. MME/CPRM, Sistema de Informações Geográficas-SIG.
- Campos-Neto M. 1979. Contribution à l'étude des Brasilides. Litostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá e Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais, Brésil. These de 3e. Cycle, Univ. de Paris VI, França 155pg.
- Dardenne M.A. 1978. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: Congresso Brasileiro De Geologia, Recife, 30, Anais, p. 299-308
- Dardenne M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. In: Simpósio sobre o Cráton do Sao Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Anais, p. 140-157
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.
- Delgado I.M, Souza J.D., Silva L.C., Silveira-Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelin L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrota M.,M., Heineck C.R. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti; J.H. Gonçalves (Ed.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, p.227-334.
- D'el-Rey Silva L.J.H.; Fuck R.A.; Ferreira Filho C.F., Nilson A.A. 1996. The Niquelândia layered intrusion and underthrusting in the Brasília Fold Belt. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, p.87-91.
- D'el-Rey Silva L.J.H., Vasconcelos M.A.R., Silva D.V.G. 2008. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. Gondwana Research, 13: 352-374.
- D'el-Rey Silva L.J.H, Oliveira I.L., Pohren, C.B., Tamizaki, M.L.N., Carneiro, R.C., Fernandes G.L.F., Aragão, P.E. 2011. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the neoproterozoic of Central Brazil. Journal South Am. Earth Sciences 32: 1-13.
- Drake Jr. A.A., 1980. The Serra de Caldas Windows, Goiás. Geol. Survey Prof. Pap. 1119 A: 1-11.
- Faria A. De 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João da Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de doutorado, UnB - IG, 199 p.
- Ferreira Filho C.F., Kamo S., Fuck R.A., Krogh T.E., Naldrett A.J. 1992. Zircon and rutile U/Pb geochronology of the Niquelândia mafic-ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. Precambrian Research, 68:241-255.
- Fonseca M.A. 1996. Estilos estruturais e arcabouço tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília. Tese de doutorado, UnB-IG, 165p.
- Fonseca M.A., Dardenne M.A. & Uhlein A. 1995. Faixa Brasília, Setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. Revista Brasileira de Geociências 25(4):267-278.
- Fonseca M.A., Uhlein A., Dardenne M.A. 1997. Evidências estruturais de evolução diacrônica entre os segmentos norte e sul da Faixa Brasília durante a orogênese Brasileira. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6, Atas, 93-95.
- Freitas-Silva F.H. 1991. Enquadramento lito-estratigráfico e estrutural do depósito de ouro de Morro do Ouro, Paracatu/MG. Dissertação de Mestrado, UnB-IG, 151p.
- Fuck R.A. & Marini O.J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Faixas Marginais, Salvador, Anais, p.118-130.
- Fuck R.A., Brito Neves B.B., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. Geocronologia Rb/Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central. Geochim. Brasil, 3 (2):125-140.
- Fuck R.A., Jardim De Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 161-186.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Junges S.L., Hollanda M.H.B.M., Moraes R., Armstrong R.A., 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 41, João Pessoa, Anais, p.308.
- Fuck R.A.; Pimentel M.M. & D'el - Rey Silva L. J. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú (SC), Anais, p.215-216.
- Guimarães E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Univ. de Brasília, Brasília, 270p.
- Hasui Y. & Almeida F.F.M. De 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro, Rev. Bras. Geociências 19 (1): 6-26.
- Lima O.N.B. De, Morato L., Uhlein A. 2003. Reconstituição de uma margem continental neoproterozóica no sul da Faixa Brasília, o Grupo Ibiá e a Formação Jequitaiá. In: SBG, Simp. Geologia do Centro-Oeste, 5, Cuiabá, Atas, p.32-34.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C., Dardenne M.A. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, SBG, Anais, p.100-115.
- Magalhães P. M. 1989. Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção Sudoeste da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Degeo-UFOP, 100p.
- Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb P.S.S., Galarza M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In : R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publication, 294, p.173-196
- Pereira L.F. 1992. Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Dissertação de Mestrado, UnB-IG, 73p.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. Geology, 20 (4):375-379.
- Pimentel M.M, Fuck R.A., Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review. Lithos, 46(3):463-483.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., D'el-Rey Silva J.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (Go) e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o arco magmático de Goiás. Rev. Brás. de Geociências 26 (2): 61-70.

- Pimentel M.M., Fuck R.A., Yost H., Armstrong R.A., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold belt and the Goiás Magmatic Arc. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. Tectonic Evolution of South America. 31 st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p.195-229.
- Pimentel M.M., Yost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. *In*: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca, São Paulo, p.355-368.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Amstrong R. 2003. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, 125: 245-273.
- Schobbenhaus C. 1993. O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão. Tese de Doutorado, Univ. Albert-Ludwig, Freiburg, Alemanha, 166p.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.E., Asmus H.E. 1984. Mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. DNPM/MME, Brasília.
- Seer H.J. 1999. Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais. Tese de Doutorado, UnB, 267p.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá na sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev Bras. de Geociências*, 31:389-400.
- Seer H.J. & Moraes, L.C. 2010. Capítulo VI. Geologia da Folha Campos Altos – SE 23-Y-D-IV. Escala 1:100 000. *In*: Pedrosa Soares, A.C. & Noce, C.M. (Coords.). Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais. Contrato CODEMIG – UFMG, 2008. Belo Horizonte, CD-Room.
- Silva, C.H., 2003. Evolução geológica da Faixa Brasília na região de Tapira, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado. UNESP, Rio Claro, 196 p.
- Simões L.S.A. & Fuck R.A. 1984. Estratigrafia, deformação e metamorfismo do Grupo Araxá na região de Mossâmedes, Goiás. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, p.3181-3195.
- Simões L.S.A. & Valeriano C.M. 1990. Porção meridional da faixa Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal (RN), Anais, p.2564-2576.
- Simões L.S.A. 1995. Evolução tectonometamórfica da *nappe* de Passos, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, USP-IG, 149p.
- Simões, L.S.A. 2005. Compartimentos crustais no domínio interno da Faixa Brasília no Sul de Goiás. Tese de Livre-Docência, UNESP, 135 p.
- Strieder A. 1993. Deformação e metamorfismo na região de Santa Cruz de Goiás: correlação tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional. Tese de Doutorado, UnB-IG. 258p.
- Strieder A. & Nilson A.A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências* 22 (2): 204-215.
- Trompette R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000 - 500 Ma). Pan-African/Brasiliano Aggregation of South América and África. Balkema, 352p.
- Valeriano C.M. 1992. Evolução Tectônica da Extremidade Meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG-USP, 198p.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In*: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, p.575-593.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *In*: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publication, 294:197-210.
- Winge, M. 1995. Evolução dos terrenos granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Central. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 149p.