Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Análise Geológico-Estrutural do Cinturão Sunsás na Região de Nova Brasilândia - Sudeste de Rondônia

João Luiz Luft Jr., Gilmar Rizzotto, Farid Chemale Jr., Evandro Fernandes de Lima

Pesquisas em Geociências, 27 (2): 65-78, maio/ago., 2000.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/20191>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - maio/ago., 2000.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Análise Geológico-Estrutural do Cinturão Sunsás na Região de Nova Brasilândia – Sudeste de Rondônia

JOÃO LUIZ LUFT JR¹, GILMAR RIZZOTTO², FARID CHEMALE JR¹ &
EVANDRO FERNANDES DE LIMA¹

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP: 91501-970.
Caixa Postal 15001. Porto Alegre-RS, Brasil.

² CPRM-Serviço Geológico do Brasil-REPO, Av. Lauro Sodré 2561, CEP: 78.904-300,
Porto Velho-RO, Brasil.

(Recebido em 03/99. Aceito para publicação em 08/00)

Abstract - The present study is on structural framework of geological units exposed in the Paulo Saldanha topographic sheet situated in the Nova Brasilândia region, Rondônia State. These units outcrops in southwestern portion of Amazonian Craton formed by mobile belts of Mesoproterozoic ages, represented by 1.4 Gy Rondonian and 1.0 Gy Sunsás Orogenic Provinces. The main rocks of study area comprises, in its central portion, the Nova Brasilândia Metaplutonic-volcanic-sedimentary Sequence formed by ortho- and para-derived rocks metamorphosed in upper amphibolites facies, represented by metaturbidites with major intercalation's of amphibolites and local migmatized granitoid lenses. In southernmost portion, this sequence are dominantly formed by metagabros and amphibolites, with small granitoid bodies of Granito Rio Branco unit highly tectonized by a syn-transpressive regime (D₁). At central-south portion, outcrop the Suite Intrusiva Rio Pardo formed by granodiorites syn- to post-transcurrent shear zones, emplaced through spaces generated by transtractive regime (D₂) of Rio Branco Transcurrent Shear Zone. All of above units were hard tectonized during Sunsás Orogeny marking the last important period of lithospheric accretion to the southern border of the Amazonian Craton NW-SE and E-W structures strongly control the lithostratigraphic boundaries of Nova Brasilândia Sequence, and Rio Branco and Rio Pardo units, all deformed by the transpressive and transtractive tectonic regime that characterize the Sunsás Orogeny. A hard metamorphic foliation (S₁) characterize the NW-SE trending lineaments highly recorded in the metaturbidites of the central Paulo Saldanha sheet. These structures were rotated by E-W trending transcurrent shear zones with sinistral relative movement, formed by Rio Branco and Alvorada shear zones situated in central-southern and northern portion, respectively; and both constituted by milonitic foliation (S₂) and stretching lineations (L₂) best characterized at central-southern portions by augen-granites of Rio Branco unit. Radiometric data were obtained by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods in the units of the Nova Brasilândia Sequence and from granitoids of Suite Granítica Rio Pardo and Granito Rio Branco. These data interpretation insert the Nova Brasilândia region around 1.1 Gy Sunsás Orogenic Cycle.

Keywords - Amazonian Craton, Sunsás Orogeny, Metaplutonic-volcanic-sedimentary sequence.

INTRODUÇÃO

Este trabalho tem por objetivo apresentar o quadro geológico-estrutural do Cinturão Sunsás na região de Nova Brasilândia, situada na porção SE do Estado de Rondônia (Fig. 1). Esta região está localizada na Folha Topográfica Paulo Saldanha - FTPS - (SC 20-Z-C-V) escala 1:100.000, a qual foi estudada em detalhe através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB) do Serviço Geológico do Brasil - CPRM (REPO). Os dados aqui apresentados e suas interpretações foram obtidos a partir da utilização de ferramentas como mapeamento regional, análise petrográfica das principais unidades, análise estrutural e interpretação de dados geocronológicos obtidos principalmente pelo

PLGB e Rizzotto (1999), assim como a partir de fontes bibliográficas.

A FTPS está inserida dentro do Cinturão de Cisalhamento Sunsás (CCS), também chamado de Faixa Orogênia Sunsás - FOS por Litherland *et al.* (1986) de idade mesoproterozóica ($\approx 1\text{Ga}$), o qual é representado, nos domínios da folha, por zonas de cisalhamento dúctil de orientação regional NW-SE. As principais estruturas deformacionais deste cinturão (e.g. faixas de cisalhamento, transcorrências, falhas e fraturas) condicionam, através de imbricações tectônicas, os limites das unidades litotectônicas da região, representadas fundamentalmente pela Sequência Metaplutono-vulcano-sedimentar Nova Brasilândia (SNB), Granito Rio Branco (GRB) e Suíte Granítica Rio Pardo (SGRP).

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.

Na porção central da FTPS, a SNB é composta por biotita-gnaisses, xistos psamo-pelíticos, gnaisses cálcio-silicáticos e anfibolitos (Rizzotto, 1999) correspondendo a uma seqüência metaturbidítica que encontra-se associada, no extremo sul, a um plutono-vulcanismo representado por anfibolitos e metagabros. Nesta região, somado a estes metabasitos, ocorrem pequenas intrusões (*stocks*) de rocha granitóide monzogranítica do GRB injetadas sin-tectônicas à fase tranpressiva do cinturão (D_1); período este responsável pela principal fase de achatamento e imbricação das rochas constituintes da SNB. Nas porções centro-sul e extremo norte da FTPS, o CCS é formado por duas faixas de cisalhamento transcorrente de direção E-W (D_2), representadas pelas Zonas de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco (ZCTRB) e Alvorada (ZCTA), que serviram como “corredores” estruturais para o posicionamento dos corpos granitóides sin-transcorrentes da SGRP (Silva *et al.*, 1992), e ainda o alojamento de alguns corpos tardi- a pós-tectônicos, todos classificados como fácies 1, 2 e 3 respectivamente.

A norte da folha topográfica, predominam coberturas sedimentares pouco deformadas a não-deformadas, de idades meso-neoproterozóicas a paleozóicas, representadas pelas formações São Lourenço, Palmeiral e Pimenta Bueno, depositadas nos estágios finais da FOS (Formação São Lourenço) e durante a fase de cratonização do Cráton Amazônico (formações Palmeiral e Pimenta Buenos). Todas estas unidades não mostram evidências de deformação compressiva predominando

falhas normais que possibilitaram a formação de *grabens* e vulcanismo básico-ultrabásico associado (*grabens* Uopione e Pimenta Bueno) produtos de reativações dos lineamentos relacionados a fase compressiva do cinturão.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Nas últimas décadas, o setor sul do Cráton Amazônico, também chamado Cráton Guaporé, Província Tapajós e Escudo Brasil-Central, vem sendo objeto de intensos estudos de grupos de pesquisa de instituições federais (CPRM, DNPM, UFMT, UFRGS, USP, etc.) e de empresas privadas. Estes órgãos apresentam os mais diversos objetivos desde a elaboração de mapas geológicos regionais e de detalhe (PLGB-CPRM e DNPM) até a análise de dados isotópicos e geoquímicos, objetivando principalmente fornecer informações de caráter científico e econômico. Até o momento as informações já levantadas vêm possibilitando uma melhor compreensão da evolução crustal desta porção do cráton a qual, sem sombra de dúvidas, necessita quantitativamente e qualitativamente de mais dados que somados aos já obtidos irão aproximar-nos cada vez mais de um modelo de evolução tectônica coerente para faixas móveis ali situadas. Alguns trabalhos constituem-se como referências imprescindíveis ao reconhecimento não só da porção sul do cráton mas como de todos os seus $4,5 \times 10^9$ Km² de área – Amaral (1974); Cordani *et al.* (1979); Almeida *et al.* (1981); Tassinari (1981 e 1984); Teixeira &

Tassinari (1984); Teixeira *et al.* (1989); Sadowsky & Bettencourt (1996) e Tassinari *et al.* (1999).

As unidades litotectônicas aqui estudadas compõem a borda sul-sudoeste do Cráton Amazônico, o qual é constituído por rochas arqueanas a paleoproterozóicas, em sua parte central, norte e centro-sul (províncias Amazônia Central – > 2,3Ga –, Maroni-Itacaiúnas – 2,2 a 1,9Ga, Ventuari-Tapajós – 1,9 a 1,8 e Rio Negro Juruena – 1,8 a 1,55Ga), e mesoproterozóicas em sua extremidade sul onde estão localizadas as faixas móveis Rondonia-San Ignacio e Sunsás (Fig. 2a), também chamadas províncias Rondônia-San Ignacio e Sunsás, respectivamente (Cordani *et al.*, 1979, Teixeira *et al.*, 1989 e Tassinari, 1996). A Faixa Orogênica Sunsás é aqui tratada como equivalente a Faixa Móvel Sunsás ou Cinturão Orogênico Sunsás de Teixeira *op. cit.*, estando situada na zona de fronteira entre o território brasileiro e boliviano, abrangendo no Brasil os estados do Mato Grosso, Amazonas e, principalmente, Rondônia.

Esta faixa móvel possui em escala global diversos cinturões orogênicos admitidos por muitos autores como correlatos e responsáveis pela formação do supercontinente Rodínia no Mesoproterozóico (Unrug, 1997 e 1999; Hoffman, 1991 e Rogers, 1996). Este supercontinente teria se formado a partir da aglutinação de diversos blocos cratônicos de idades arqueanas a paleoproterozóicas, representados pelos crátons da Laurentia, Antártica, Sibéria, Báltico, Oeste Australiano, do Congo, Kalahari e Amazônico, através de cinturões de faixas móveis, Kibaran e Irumide no Cráton do Congo, Sveconorwegiano no Báltico, Namaqua-Natal no Cráton Kalahari, Albany-Fraser no Cráton Australiano, Grenville no Cráton Superior e Sunsás no Cráton Amazônico (Unrug, 1999 - Fig. 2). Os dois últimos constituem-se nos dois maiores cinturões que originaram este supercontinente através do evento Grenville-Sunsás (± 1 Ga) sendo que os blocos crustais remanescentes deste evento são encontrados atualmente no sudeste do Cráton Superior (América do Norte), através da Província Grenville, e Cráton Amazônico (América do Sul) através da FOS aqui estudada (Litherland *et al.*, 1989, Sadowski & Bettencourt, 1996).

A nordeste da FOS (Fig. 2b) ocorrem rochas da Província Rio Negro-Juruena (Tassinari, 1981) orientada na direção NW-SE, e formada predominantemente por corpos granito-granodioríticos e seqüências de vulcânicas ácidas-intermediárias com grani-

tóides (Vulcânicas Roosevelt $\cong 1,6$ Ga), consideradas por Tassinari (1984) como representativas de um arco-magmático Mesoproterozóico. Na porção norte-noroeste, predominam unidades da Província Geocronológica Rondônia (Teixeira *et al.*, 1989) que serviu de embasamento para o desenvolvimento da FOS. O embasamento desta província é constituído por terrenos de alto grau granulito-gnáissicos paleo-mesoproterozóico, provavelmente relacionados a Província Rio Negro-Juruena, retrabalhados pelo Cinturão Orogênico Rondoniano (COR). Sotopostos a este embasamento, observam-se metamorfitos do Supergrupo San Ignacio formados por xistos e gnaisses cálcio-silicáticos de idade Rb/Sr de 1.344 ± 18 Ma (Litherland *et al.*, 1986). A sul, em território boliviano, o COR foi acompanhado por um magmatismo sin- a pós-tectônico composto por granitos cálcio-alcálicos do Complexo Pensamiento, com idade de 1.325 ± 45 Ma (Rb/Sr) e, a nordeste, em território brasileiro, por granitos rapakivíticos da Suíte Rapakivi Serra da Providência ($\cong 1,3$ Ga - Rb/Sr). Os estágios finais desta orogênese foram registrados pela formação do Complexo Alcalino de El Tigre a 1.286 ± 46 Ma (Bolívia), que marca os últimos episódios tectono-metamórficos e magmáticos que antecedem o desenvolvimento da FOS.

Nas bordas sul, leste e oeste da FOS predominam coberturas fanerozóicas das bacias Amazônica e sub-andinas (bacias do Acre e Pantanal) geradas no estágio de cratonização da placa sul-americana do Paleozóico e Meso-cenozóico, respectivamente (Fig. 2b).

A FOS é melhor definida na região de fronteira Brasil-Bolívia (ao longo do Rio Guaporé); sendo caracterizada principalmente por um evento tectono-metamórfico com *trend* direcional NW-SE. É formada por janelas do embasamento Mesoproterozóico retrabalhado (Complexo Xingu, Silva *et al.*, 1974, e Complexo Pensamiento *op. cit.*), e coberturas sedimentares plataformais geradas em uma bacia transicional - intracratônica a marinha (Saes & Leite, 1994) representadas pelos Grupos Sunsás na Bolívia e, Aguapeí no Brasil. Estas coberturas mostram-se metamorfizadas em baixo e médio grau sendo ora fortemente deformadas, nas zonas de cisalhamento do cinturão (área da FTPS), e ora sub-horizontalizadas, como observado nas Serras de Huanchaca, Ricardo Franco, Santa Bárbara e Santo Corazón. Corpos granitóides sin- a pós-tectônicos caracterizam a principal fase do Ciclo Orogênico

Sunsás, os quais apresentam idades entre 1,1-0,9Ga (Tab.1), obtidas por Teixeira *et al.*, 1989 e Rizzotto, 1999. De acordo com Brito Neves (1992), os estágios finais deste ciclo estão registrados nos *grabens* Uopione e Pacáas Novos (Fig. 2b), onde ocorrem rochas sedimentares não-deformadas intercaladas com álcali-basaltos e ultrabasitos - Basaltos Nova Floresta e diques máficos de aproximadamente 0,9Ga (Teixeira & Tassinari, 1984; Tassinari, 1984a; Teixeira *et al.*, 1989; e Priem *et al.*, 1989), assim como intrusões máfico-ultramáficas acamadas com idades K/Ar de 993 ± 139 Ma (Complexo Ígneo Rincon del Tigre).

De forma pontual e restrita, ao longo dos Cinturões Sunsás, Rondoniano e Rio Negro-Juruena, ocorrem associações de granitóides e rochas máficas representados pelos Granitos de Rondônia (1.050-950Ma) e Complexo Ígneo Costa Marques (1.018Ma) geradas em ambientes anorogênicos, porém de difícil contextualização geotectônica na região, precisando desta forma de estudos mais detalhados.

GEOLOGIA DA ÁREA

Apresentação das Unidades Geológicas

Ao longo da FTPS foram identificadas três Unidades Litotectônicas principais onde estão registrados os principais processos deformacionais do CCS (Fig. 3): I - Sequência Metaplutono-vulcano-sedimentar Nova Brasilândia (SNB), correspondente ao Grupo Nova Brasilândia de Rizzotto (1999), localizada na porção centro-norte da FTPS (70% da área); é composta por uma associação vulcano-plutonogênica intercalada com uma sequência metabasítica formadas por: a) anfibolitos e metabasaltos; b) um conjunto psamopelítico-carbonático (metaturbiditos) representado por biotita-paragnaisses, quartzo-mica-xistos, gnaisses cálcio-silicáticos, quartzitos e, ocorrência localizada de anateixitos (leucogranitos) com espessuras métricas a centimétricas concordantes com a foliação local, classificados aqui de supraestrutura; e c) metabasaltos com intercalações de lentes de supracrustais cálcio-silicáticas (Complexo Granulítico Santa Luzia de Silva *et al.*, 1992), chamados de infraestrutura da FOS. II - Granito Rio Branco (GRB) formado por *stocks* de monzogranitos protomiloníticos (Sibson, 1977) deformados ainda em estado *sub-solidus* e localizados na porção sul da FTPS. III - Suíte Granítica Rio Pardo (SGRP) engloba três

fácies granitóides em virtude da alta variação textural desta suíte: 1 - Augen-granito de composição granodiorítica, sin-transcorrente e frequentemente exposto como corpos alongados (forma elipsoidal) segundo a direção WNW-ESE, interpretados aqui como gerados e controlados pela Zona de Cisalhamento Rio Branco; 2 - fácies de composição sienítica à monzogranítica representado por intrusões em forma de lentes alongadas E-W; e 3 - fácies de composição monzogranítica, marcado por corpos sub-arredondados, localizados principalmente na porção nordeste da FTPS. Os dois últimos (fácies 2 e 3) correspondem a granitos tardi- à pós-tectônicos, fácies São Luis e Rio Pardo de Silva *et al.*, 1992, respectivamente.

Na porção noroeste da FTPS, no Graben Uopione, estão situadas as formações São Lourenço e Palmeiral de idades meso-neoproterozóicas. Estas formações são representadas por intercalações de metassiltitos e quartzitos (Fm. São Lourenço), soto-postos a ortoconglomerados e arenitos feldspáticos (Fm. Palmeiral). Intercalados nestas formações, ocorrem hornblenda-gabros, diabásios e basaltos da Suíte Intrusiva Básica Novo Mundo, que podem ser relacionadas a Formação Nova Floresta ($\approx 1,05$ Ga, Rb/Sr) aflorante no Graben Pacaás Novos, a noroeste da folha topográfica (Fig. 2b).

No Graben Pimenta Bueno, nordeste da FTPS, afloram rochas da Formação Pimenta Bueno de idade paleozóica. Esta unidade é constituída por arenitos, folhelhos e conglomerados de origem glacial que podem estar temporalmente relacionados ao estágio de transição faixa orogênica-cráton devido estar ainda controlada por estruturas relacionadas a fase compressiva da FOS ou por reativações destas mesmas estruturas através de falhas normais NW-SE.

Ao longo da folha, principalmente na porção sudoeste, ocorrem a registros de sedimentação cenozóica caracterizada por areias, argilas, lateritas e fanglomerados da Formação Guaporé; e ainda coberturas aluviais recentes relacionadas aos principais sistemas de drenagem representados pelo rio Branco e igarapés São Luís, Novo Mundo e Polônês.

Petrografia dos Metamorfitos

Estudos petrográficos e geoquímicos realizados por Rizzotto (1999), principalmente nos metabasitos da SNB, identificaram duas fases metamórficas progressivas chamadas M_1 e M_2 (Tab. 1). A recristalização metamórfica M_1 , de caráter regional, atingiu o fácies anfibolito superior sob condições de

Figura 3 - Mapa geológico-estrutural da Folha Topográfica Paulo Saldanha (PLGB-CPRM, 1992).

baixa pressão – zona da cianita/silimanita. Localizadamente, e geralmente associada as migmatizações das rochas meta-psamopelíticas da SNB, foi atingido o fácies granulito também sob condições termostáticas de baixa pressão o qual foi interpretado como representante da fase metamórfica M_2 .

Regionalmente o metamorfismo das rochas da Sequência Nova Brasilândia é dominantemente de fácies anfibolito médio a superior com petrotrama pré-metamórfica preservada em alguns locais já que o reequilíbrio textural foi mais efetivo apenas nas regiões que permitiram o acesso de uma fase fluida mais intensa; particularmente nas zonas de cisalhamento transcorrente (ZCTRB e ZCTA), e onde predominam rochas para-derivadas.

Nas rochas metabásicas da SNB a paragênese metamórfica M_1 é formada por hornblenda + plagioclásio + ilmenita $\pm$ titanita $\pm$ cumingtonita $\pm$ quartzo, sugerindo metamorfismo no fácies anfibolito médio a superior. Nestas mesmas rochas o segundo evento metamórfico M_2 é responsável pela paragênese plagioclásio + magnésio-hornblenda + clinopiroxênio (diopsídio) $\pm$ ortopiroxênio $\pm$ biotita avermelhada, documentando o metamorfismo de fácies granulito. Convém salientar que este último evento não foi muito efetivo regionalmente já que permitiu a preservação de assembléias minerais do evento M_1 em grande parte do cinturão.

A preservação de texturas ígneas primárias (ofíticas, subofíticas e cumuláticas) é evidenciada nas porções mais à sul da área de estudo, onde se observam claramente estruturas tipo *pods* marcadas

pelo desenvolvimento de faixas de alta deformação com padrões anastomozados, principalmente nas rochas granitóides e gabróicas das unidades GRB e SNB, respectivamente.

Nas rochas paraderivadas, o evento M_1 apresenta uma paragênese a base de biotita marrom + moscovita + quartzo + silimanita; chegando a atingir condições de fusão parcial produzindo um paragênese mineral nova em equilíbrio com silimanita + feldspato alcalino + quartzo $\pm$ biotita, características do evento metamórfico M_2 .

Análise Estrutural

Através da integração de estereomodelos, análise de lineamentos regionais fotointerpretados, discriminação dos diferentes tipos feições deformacionais, como foliações, lineações minerais e de estiramento, e ainda fraturas, foi possível definir ao longo da área de estudo três domínios estruturais, denominados aqui de I, II e III (Fig. 4a). Cada domínio atesta em seu interior diferentes fases deformacionais pelas quais o CCS foi gerado, apresentando forte correspondência com as diferentes associações de rochas da SNB, GRB e SGRP, o que justifica a compartimentação da FTPS em domínios estruturais resumidos na Tabela 2.

O Domínio I abrange a porção centro-norte da área de estudo estando registrado principalmente nas rochas paraderivadas da SNB e secundariamente em anfibolitos. Caracteriza-se pelo desenvolvimento de tectonitos do tipo SL observados em xistos

Tabela 1 - Tabela com a síntese dos dados de metamorfismo das principais rochas da SNB.

Fase Metamórfica	Grupo de Rocha	Paragênese	Fácies Metamórfica
M_1	Paraderivadas	Bio+Mo+Qz+Sil	Anf. Médio a Superior
	Metabásicas	Hbl+Pla+Ilm $\pm$ Ti $\pm$ Cum $\pm$ Qzo	
M_2	Paraderivadas	Sil+Fsk+Qz $\pm$ Bio	Granulito
	Metabásicas	Pla+Mg-Hbl+Di $\pm$ Opx $\pm$ Bio	

Tabela 2 - Principais elementos caracterizadores dos domínio estruturais propostos para a FTPS.

Domínio	Unidade	Rocha	Padrão	Tipo de deformação	Fase deformacional
I	SNB	Biotita-gnaisses, xistos psamo-pelíticos, quartzitos, cálcio-silicáticas, anfibolitos e matagabros	NW-SE	Cisalhamento puro	D_1
II	SGRP	Granodioritos (fácies 1), sienitos (fácies 2) e mozogranitos (fácies 2 e 3)	E-W	Cisalhamento simples	D_2
III	SNB, GRP e SGRP	Anfibolitos e matagabros ($\uparrow$), cálcio-silicáticas, granodioritos (fácies 1) e ortognaisses	NW-SE, E-W e NE-SW	Cisalhamento puro e cisalhamento simples	$D_1 + D_2$

Figura 4 - a) Divisão dos domínios deformacionais da FTPS; b) mapa estrutural com os domínios I, II e III e; c) elipsóide de tensão regional proposto.

psamo-pelíticos, biotita gnaisses e cálcio-silicáticas da seqüência turbidítica e, em alguns pontos, nas rochas ortoderivadas (anfíbolitos e metagabros) que apresentaram um comportamento reológico diferente frente a deformação gerando *boudins* de escala quilométrica paralelos a foliação das rochas paraderivadas (Fig. 3).

Na porção nordeste, este domínio inclui monzogranitos e granodioritos tardi-tectônicos da SGRP, onde observa-se uma foliação N50°W/60°NE marcada pelo alinhamento de lamelas de biotita e prismas de quartzo e feldspato. Nas seqüências paraderivadas as feições planares são representadas por uma forte xistosidade, dobras do tipo antiformal assimétrica com eixos paralelos as lineações minerais e, boudinagem de veios de quartzo e granitóides, provavelmente relacionados as migmatizações. Na figura 4b, os pólos da foliação (xistosidade) apresentam uma forte concentração no quadrante SSW do estereograma onde observa-se um valor médio de N45°W/68°NE, que em conjunção com a foliação N50°W/60°NE marcam o principal *trend* da estruturas planares do cinturão.

Nestas mesmas seqüências, as lineações minerais são definidas principalmente pelo alinhamento de finas palhetas de biotita e moscovita que através da análise de seus pontos no estereograma figura 4b, principalmente nos xistos e gnaisses da SNB, indicaram uma forte dispersão dos dados onde se pôde diferenciar pelo menos dois máximos de concentração dos pontos: N53°E/40° e N69°W/53°. Esta forte dispersão das atitudes das lineações minerais podem ser explicadas devido a translação do elipsóide de deformação proposto aqui como sendo do tipo oblato.

O Domínio II, ocorrente na porção centro-sul da FTPS (Fig. 4a), caracteriza-se através dos feixes transcorrentes de orientação E-W da ZCTRB, os quais permitiram o desenvolvimento de tectonitos do tipo LS marcados pelo desenvolvimento de foliação milonítica nos xistos e gnaisses da SNB, rochas granitóides da SGRB e, principalmente, marcados pelo desenvolvimento de lineações minerais e de estiramento em ambas as unidades. Através da observação do mapa geológico-estrutural pôde-se concluir que o desenvolvimento da ZCTRB, na porção centro-sul da folha, se deu no limite entre rochas de forte contraste reológico marcadas a sul por anfíbolitos e metagabros (infraestrutura) e, a norte, por paraderivadas (supraestrutura), ambas pertencentes a SNB (Fig. 3).

As lineações de estiramento (estado *sub-solidus*) são melhor caracterizadas nas fácies 1 e 2 da SGRP onde observa-se a ocorrência de *augens* de K-f, fitas de quartzo e *micafishes* com topo para W, todos indicando valores médios (VM) em torno de N10°W/22° (Fig. 4b – diagrama), e indicando predominantemente sentido de movimentação sinistral para os feixes transcorrentes que compõem a ZCTRB. Na figura 4b, os pólos das foliações (xistosidade e foliação milonítica) mostram a predominância de feições planares de direção E-W com mergulhos de alto ângulo e duplo caimento (N e S); o valor médio obtido E-W/89° corrobora com a direção principal dos feixes observados através dos fotolineamentos acima mencionados, mostrando que esta estreita faixa do CCS foi afetada por um cisalhamento simples marcado pela rotação sinistral de feixes transcorrentes.

Cabe salientar que no extremo noroeste da folha ocorre a ZCTA que apresenta o mesmo *trend* direcional deste setor; no entanto, esta zona de cisalhamento não será aqui analisada por estar parcialmente encoberta por rochas sedimentares das formações São Lourenço e Palmeiral que impossibilitaram a coleta de dados estruturais precisos (Fig. 3).

No extremo sul da FTPS, foi definido o Domínio III que constitui-se em uma porção com características peculiares do CCS, já que é formado predominantemente por rochas anfíbolíticas e metabábricas (infraestrutura), intercaladas por lentes quilométricas de gnaisses cálcio-silicáticos e corpos granitóides das unidades SGRP e GRB. O estabelecimento deste domínio é justificado pelo complexo padrão de lineamentos que mostram, neste setor, uma justaposição de estruturas tectônicas compressivas de orientação WNW-SSE e ENE-SSW e, transcorrentes E-W (Fig. 4b – mapa) todas desenvolvidas sobre as rochas metabábricas da SNB e controlando a entrada dos granitóides das unidades GRB e SGRP.

Os diagramas obtidos para este domínio representam principalmente os pólos das foliações dos metabasitos e os dados da trama linear destas rochas, marcadas essencialmente pela orientação de cristais de anfíbólio, piroxênio (lineação mineral e estiramento) e, localmente, por lineações de estiramento de K-f e quartzo (*augens e ribbons*) no Granito Rio Branco. A partir dos estereomodelos da figura 4b, torna-se evidente a imposição dos feixes transcorrentes, relacionados a ZCTRB que pode ser visualizada a partir dos pólos de foliação com duplo caimento para NNE e SSW, N45°W/88°NE e N21°W/41°SW indicando uma forte correspondên-

cia entre este Domínio (III) e o Domínio II (E-W). A presença de foliação milonítica de alto ângulo e de lineações de estiramento e minerais de alto *rake* ($VM = 150^\circ/66^\circ$, $207^\circ/87^\circ$ e $301^\circ/44^\circ$) nos metabasitos no setor III corroboram a informação de que os feixes transcorrentes tiveram uma atuação além do domínio II. Porém, a complexa disposição das feições lineares indicam também o registro da tectônica compressiva, amplamente registrada no Domínio I; implicando assim, em uma superposição de eventos deformacionais no extremo sul da área de estudo, marcada ainda pela imbricação tectônica que possibilitou, em um primeiro momento, a colocação lado a lado de rochas de níveis profundos aqui chamadas de infraestrutura (anfibolitos e metagabros), com rochas supracrustais representadas pela sequência turbidítica da SNB.

A análise dos estereomodelos da figura 5a permite a afirmação que, ao longo da região, houve a inflexão progressiva das feições planares de NW-SE do Domínio I até E-W no Domínio II, este último padrão materializado nas zonas de transcorrência Rio Branco e Alvorada. A norte, os xistos psamo-pelíticos apresentam uma foliação com valor médio $N04^\circ W/64^\circ NE$ e, uma lineação mineral (biotita) muito dispersa; mais a sul, nos gnaisses cálcio-silicáticos observa-se que a foliação possui valor médio de $N26^\circ W/70^\circ NE$. Já na ZCTRB, estes mesmos xistos passam a apresentar uma foliação milonítica $N87^\circ W/87^\circ NE$, o que demonstra a inflexão das feições planares destes metamorfitos para a direção E-W. Dentro no Domínio II, tanto os granitos-milonitos sin-transcorrência (fase 1 da SGRB) quanto os metagabros e anfibolitos da SNB, apresentam foliações $N80^\circ E/79^\circ S$ e $E-W/89^\circ S$, respectivamente, ambos fortemente afetados pelos feixes transcorrentes da ZCTRB.

Através da integração dos dados estruturais expostos (Figs. 4 e 5a) pôde-se diferenciar, ao longo da região de Nova Brasilândia, duas fases deformacionais, D_1 e D_2 , progressivas e distintas (Fig. 6). D_1 corresponde aos processos deformacionais compressivos, fortemente gravados nas rochas paraderivadas do Domínio I, gerados em regime transpressivo com predomínio de cisalhamento puro. Esta fase é marcada pelo desenvolvimento de uma foliação S_1 (NW-SE), com predominância de um *strain* oblato (achatamento), e de lineações minerais L_1 com grande dispersão de atitudes que marcam tramas tectônicas do tipo SL (Fig. 5b). A fase D_2 , diretamente relacionada ao Domínio estrutural II, foi gerada a

partir do desenvolvimento da zona de cisalhamento transcorrente Rio Branco (ZCTRB) marcada predominantemente pela ocorrência de tectonitos do tipo LS formados em regime de cisalhamento simples (transtrativo). A foliação milonítica S_2 possui direção principal E-W, com lineação de estiramento (L_2) de baixo caimento indicando movimento sinistral para feixes transcorrentes da ZCTRB.

Tanto a ZCTRB quanto a ZCTA, são posteriores mas não muito distantes temporalmente da fase deformacional D_1 , pois, além das evidências geocronológicas a seguir discutidas, estas aparecem, tanto nos diagramas quanto no mapa estrutural da figura 4b, infletindo os tectonitos da fase deformacional D_1 . Outra importante evidência está marcada no padrão deformacional imposto aos corpos granitóides das fácies 2 e 3 da SGRP na porção nordeste da FTPS, os quais foram injetados nas fases tardi-transcorrência porém foram afetados pela deformação da fase D_1 através de foliações $N45^\circ W/60^\circ SW$ e $N80^\circ W$ /subvertical.

Geocronologia

As idades absolutas da área de estudo foram obtidas a partir de rochas das unidades SNB, SGRP e GRB através das metodologias U/Pb-zircão e Sm/Nd, com o objetivo de posicionar estratigraficamente estas unidades, identificar os processos de geração das principais rochas e propor, associado aos dados estruturais, uma evolução tectônica para a região de Nova Brasilândia.

Os dados radiométricos U/Pb foram obtidos a partir de zircões tratados na grande maioria através de rocha total (Van Schumus, comm. escrito), e um dado através da técnica SHRIMP (Tab. 3).

Os dados U/Pb possibilitam a afirmação de que há dois conjuntos de idades na região de Nova Brasilândia: um de aproximadamente 1.100Ma, que corresponde ao primeiro pulso magmático (GRB e SNB) e ao metamorfismo/deformação principal (M_1 e D_1) da área, seguidos de migmatização (M_2) especialmente gravadas nas rochas de supraestrutura da Sequência Nova Brasilândia. O outro conjunto de idades (≈ 1 Ga) corresponde ao magmatismo sin-transcorrência (D_2) com geração dos corpos e *stocks* da SGRP (fácies 1, 2 e 3).

As relações de campo das unidades da SNB, marcadas principalmente pela intercalação de lentes anfibolíticas em meio aos metaturbiditos (anfibolitos sin-sedimentação), mostram que a idade

* Mesma legenda da figura 3

Figura 5 - a) Perfil geológico esquemático norte-sul (A-B e C-D) com as unidades ocorrentes na região de Nova Brasilândia e seus respectivos estereomodelos, e b) sketch das duas principais fábricas dos domínios I e II.

Figura 6 - Modelo evolutivo-deformacional proposto para a região de Nova Brasilândia.

Tabela 3 - Dados de idades radiométricas U-Pb e Rb-Sr obtidos a partir de Van Shumus, (*comm. escrito*) e Tassinari *et al.* (1993).

Unidade	Rocha	Idade (Ma)	Método	Interpretação
SNB	Metaturbidito	1.215±20	U-Pb-zircão (SHRIMP)	Idade de deposição
	Metagabro	1.110±10	U-Pb-Zircão	Metamorfismo
	Leucogranito anatótico	1.110±08	U-Pb-Zircão	Fusão
GRB	Ortognaisse	1.113±56	U-Pb-Zircão	Cristalização
SGRP	Augen-granito (fácies 2/3)	1.005±41	U-Pb-Zircão	Cristalização
	Augen-granito	1.003±22	Rb-Sr Tassinari (1993)	

Tabela 4 - Dados isotópicos Sm/Nd para as rochas da SNB, GRB e SGRP.

Unidade	Rocha	Idade Modelo -TDM (Ga)	ϵNd	Interpretação
SNB	Metaturbidito	1.85	-3,9/-3,8	Rifte continental/Arco de margem continental
	Metaturbidito	1.91	-4,3	
	Leucogranito anatótico	1.66	-1,5	
GRB	Ortognaiss	1.63	-0,4	
SNB	Metagabro	—	+4,3	Ilha-intraplaca
	Metagabro	—	+5,0	
	Anfibolito	—	+3,1	
SGRP	Fácies 2/3	1.5	+0,5	Manto inferior/Ilhas intra-placa

de sedimentação da sequência sedimentar é muito próxima da idade do magmatismo básico-ultrabásico. Datação U/Pb-SHRIMP, em zircões detríticos, dos metaturbiditos forneceu idade de 1.215 ± 20 Ma (Tab. 3) interpretada aqui como idade máxima da bacia que gerou as sequências sedimentares da SNB. As idades U/Pb (Van Schumus *op cit.* e Rizzotto, 1999) e Rb/Sr (Tassinari, 1993), apresentaram valores compreendidos entre 1.215 ± 20 Ma e 1.005 ± 41 Ma, intervalo de tempo que permite colocar a região dentro da Província Geocronológica Sunsás (Teixeira *et al.*, 1989).

Nas mesmas amostras Rizzotto (1999), a partir da metodologia Sm/Nd, obteve valores sobre a idade modelo (T_{DM}) da crosta e manto retrabalhados durante o desenvolvimento da FOS, assim como os prováveis ambientes de geração das rochas estudadas através dos valores de ϵNd (Tab. 4).

Os dados Sm/Nd apresentados fornecem valores T_{DM} entre 1.5-1.6 Ga para a unidade GRP e granitóides tardi- a pós-transcorrência da SGRB, assim como para o leucogranito anatótico SNB; sugerindo a partir dos valores de ϵNd ambientes tectônicos mistos como rifte continental ou arco de margem continental ($\epsilon Nd = -1,5$ e $-0,4$), e manto inferior ou ilhas intra-placa ($\epsilon Nd = +0,5$). Na tabela 4 ainda pode ser observado que a sequência metaturbidítica apresenta valores T_{DM} de 1,8-1,9 Ga e ϵNd de -3,8 a -4,3; sugerindo que o ambiente geotectônico de deposição para esta sequência era um rifte continental cuja área fonte (*provenance*) era uma arco magmático mais antigo de idade paleoproterozóica (≈ 1.8 Ga). Os dados T_{DM} da SNB comparados com as idades das vulcânicas Roosevelt e Granitóides Serra da Providência, ambos situados a NE da FTPS, indicam que provavelmente estas unidades eram a fonte dos detritos que alimentavam a bacia (tipo rifte continental) no Mesoproterozóico Tardio (Rizzotto, 1999).

CONCLUSÕES

Os registros litológicos associados aos dados isotópicos U/Pb e Sm/Nd possibilitam a afirmação de que as unidades da SNB foram geradas inicialmente em uma ambiente extensional de riftes continentais a aproximadamente 1200 Ma. Este ambiente extensional possibilitou a formação de uma plataforma marinha marcada, na região, pelo registro de uma sequência turbidítica e de rochas cálcio-silicatadas (supraestruturas) com plutonismo (gabros) e vulcanismo associado, representados por diques e sills de anfibolitos sin-sedimentação (infraestruturas). Posteriormente, ocorreu a fase de inversão tectônica da bacia marinha com o estabelecimento da Faixa Orogênica Sunsás entre 1.1 e 1.0 Ga. Este estágio tectônico-compressivo é evidenciado, na região, pelos tectonitos gerados em regimes transpressivo (D_1) e transtrativo (D_2), por unidades litodêmicas da SNB metamorizadas em grau anfibolito superior a granulito (M_1 e M_2) e, pelo *emplacement* de rochas granitóides sin- a pós-orogênese (Granito Rio Branco e Suíte Intrusiva Rio Pardo).

Os dados estruturais descritos permitem afirmar que durante a fase orogênica a região de Nova Brasilândia passou inicialmente por regimes tectônicos de caráter transpressivo, com transporte de massa de SW para NE, caracterizado principalmente pelos padrões estruturais observados no Domínio I. Esta compressão ocasionou encurtamento crustal marcado por imbricações tectônicas na SNB (fase D_1), seguido por deslocamento lateral de blocos com cinemática sinistral, materializado nas zonas de cisalhamento Rio Brando e Alvorada (fase D_2). O tensor do esforço principal (s_1), pode ser posicionado em torno de N30°E (Fig. 4c) em função das orientações das principais feições planares e lineares da região.

Desta forma, a partir dos dados litológicos, estruturais e isotópicos anteriormente expostos, pode-se estabelecer um padrão tectônico evolutivo para a região de estudo a qual faz parte, através do desenvolvimento da FOS, do último evento orogênico registrado no Cráton Amazônico a 1Ga. Esta região apresenta importância não só local mas também global já que constitui-se em uma peça importante no entendimento da formação do Supercontinente Rodínia no Mesoproterozóico.

Agradecimentos - Os autores gostariam de prestar seus agradecimentos ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Residência Porto Velho pelo apoio logístico e base de dados nas etapas de campo durante a elaboração do levantamento geológico da Folha Paulo Saldanha (PLGB), e aos consultores (anônimos) pelas revisões e sugestões que contribuíram para o melhoramento deste artigo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1981. Brazilian Provinces: An Introduction. **Earth-Science Reviews**, 17:1-29.
- Amaral, G. 1974. **Geologia pré-cambriana da região Amazônica**. São Paulo. 212p. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Brito Neves, B. B. 1992. O Proterozóico Médio no Brasil: Ensaio do conhecimento e seus problemas. **Revista Brasileira de Geociências**, 22(4): 449-461.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, II., 1979, Arica, Chile. **Actas**. p.137-148
- Dalziel, I. W. D., 1992a. On the organization of american plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. **GSA Today**, 2 (11):1-2.
- Dalziel, I. W. D., 1992b. Antarctica: A tale of two supercontinents?. **Annual Review of Earth Planet Science**, 20: 501-526.
- Hoffman, P. 1991. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? **Science**, 252: 1409-1412.
- Litherland, M., Annels, R.N., Appleton, J.D., Berrange, J.P., Bloomfield, K., Burton, C.C., Derbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M. P., Klink, B. A., Llanos, A., Mitchell, W.L., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E., Power, G.E., Webb, B.C. 1986. **The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield**. Overseas Memoir 9, British Geological Survey, 153pp.
- Litherland, M., Annels, R. N., Appleton, J. D., Berrange, J. P., Bloomfield, K., Burton, C. C., Derbyshire, D. P. F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M. P., Klink, B. A., Llanos, A., Mitchell, W. L., O'Connor, E. A., Pitfield, P. E., Power, G. E., Webb, B. C., 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its Relationship with the Andean Mobile Belt. **Precambrian Research**, 43: 157-174.
- Priem, H. N. A., Bom, E. H., Verdurmen, E. A. Th. & Bettencourt, J. S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondonia (western margin of amazonian craton), Brazil. **Journal of South America Earth Science**, 2: 163-170.
- Rizzotto, G. J.; Silva, C. R. 1997. Caracterização litoestrutural das rochas mesoproterozóicas do oriente boliviano: Parte I. In: VI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. **Anais...** Cuiabá, v. 1, p. 96-98.
- Rizzotto, G. J.; Silva, C.R. 1997. Proposta para o quadro tectônico do Pré-cambriano na região limítrofe Brasil-Bolívia: Parte II. In: VI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. **Anais...** Cuiabá, v. 1, p. 90-92.
- Rizzotto, G. J. 1999. **Petrologia e Ambiente Geotectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO**. Porto Alegre. 137p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rogers, J. J. W. 1996. A History of Continents in the Past Three Billion Years. **The Journal of Geology**, 104: 91-107.
- Sadowsky, G. R.; Bettencourt, J. S. 1996. Mesoproterozoic Tectonic Correlation Between Eastern Laurentian and Western of the Amazon Craton. **PreCambrian Research**, 76: 213-227.
- Saes, G. S.; Leite, J. F. D. 1994. Evolução Tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção Meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente boliviano. **Revista Brasileira de Geociências**, 22(2):222-234.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of Geological Society**, 133 (3): 191-213.
- Silva, G. G. da; Lima, M. I. C. de; Andrade, A. R. F. de; Issler, R. S.; Guimarães, G. 1974. Folha SB.22. Araguaia e parte da Folha SC.22. Tocantins. DNPM, **Projeto Radam**, vol. IV, Geologia, pp. 1-143. Rio de Janeiro.
- Silva, C. R.; Bahia, R. B. C.; Silva, L. C. 1992. Geologia da Região de Rolim de Moura – Sudeste de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. v. 1, p. 152-153.
- Tassinari, C.C.G. 1981. **Evolução Geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica**. São Paulo. 2v. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Tassinari, C.C.G. 1984. A porção ocidental do Cráton Amazônico: evidências isotópicas de acreção continental no Proterozóico Médio. In: SIMPÓSIO AMAZÔNICO, 2., 1984, Manaus. **Anais...** Manaus, SBG. p. 439-446.
- Tassinari, C.C.G. 1984. Épocas metalogenéticas relacionada a granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. p. 2963-2977.
- Tassinari, C.C.G. 1993. **Resultados radiométricos pelos métodos Rb-Sr e K/Ar de rochas do sudeste de Rondônia**. Relatório Interno. CPRM. 9p.
- Tassinari, C.C.G. 1996. **O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos**. São Paulo. 139p. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, 22 (3): 174-182.
- Teixeira, W., & Tassinari, C. C. G. 1984. Caracterização Geocronologia da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: SIMPÓSIO AMAZÔNICO, 2., 1984, Manaus, **Anais...** Manaus, SBG. p. 87-100.
- Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Cordani, U. G.; Kawashita, K. 1989. A Review of the Geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. **PreCambrian Research**, 42: 213-227.
- Unrug, R. 1997. Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. **GSA Today**, 7 (1): 1-6.
- Unrug, R. 1999. The assembly of Gondwanaland. **Episodes**, 19(1-2):12-20.