

## **Front San Diablo na região de Miraflores, Faixa Sunsás, Bolívia: implicações tectônicas e estratigráficas**

*San Diablo Front at Miraflores region, Sunsas Belt,  
Bolívia: tectonics and stratigraphic implications*

Ingrid Moerschberger Nedel<sup>1,4</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>1,2,4,5</sup>, Gerardo Ramiro Matos-Salinas<sup>3</sup>,  
Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>1,2,5</sup>, Marcio Martins Pimentel<sup>6</sup>, Pamela Pavanetto<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geociências, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT - Rua Garcia Neto, n. 235, apto. 1104 T2 - Jardim Kennedy, CEP 78065-050 Cuiabá, MT, BR (ingrid\_mn@hotmail.com)

<sup>2</sup>Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá, MT, BR (asruiz@gmail.com; prof.mzaguaiar@gmail.com)

<sup>3</sup>Instituto de Investigações Geológicas e do Meio Ambiente, Universidade Maior de San Andrés - UMSA, La Paz, Bolívia. (rmatoss@yahoo.com)

<sup>4</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM, Belém, PA, BR

<sup>5</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá, MT, BR

<sup>6</sup>Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, DF, BR (marcio@unb.br)

<sup>7</sup>Bolsista PNPd/CAPES. Programa de Pós-graduação em Geociências, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá, MT, BR (pamelapavanetto@yahoo.it)

Recebido em 12 de fevereiro de 2016; aceito em 14 de agosto de 2017

### **Resumo**

O *Front San Diablo* trata-se de uma megaestrutura tectônica desenvolvida nas rochas do Terreno Paraguá e pela cobertura metassedimentar do Grupo Sunsás. Os dados geológicos e geocronológicos obtidos neste trabalho permitiram correlacionar os litotipos descritos na região estudada a três unidades litoestratigráficas: o Complexo Chiquitania, formado por biotita gnaisse de composição monzogranítica a granodiorítica; a Suíte Intrusiva Pensamiento, representada pelo Granito Colmena, um corpo intrusivo milonitizado de composição monzogranítica, localizado na zona de maior deformação do *front*; e o Grupo Sunsás, formado por micaxistos e metarenitos. Foram identificadas três fases de deformação:  $F_1$  gerou o bandamento gnáissico  $S_1$  com *trend* N-S nas rochas do Complexo Chiquitania;  $F_2$  promoveu a transposição do bandamento  $S_1$ , e deu origem a dobras e à foliação  $S_2$  segundo o *trend* regional E-W;  $F_3$  foi marcada por dobras suaves e foliações espaçadas do tipo crenulação ( $S_3$ ) ortogonais ao *trend* geral das estruturas. Os dados geocronológicos U-Pb (SHRIMP) indicaram idade de cristalização em  $1.685 \pm 4,9$  Ma e provável idade de metamorfismo em  $1.111 \pm 10$  Ma para o gnaisse do Complexo Chiquitania; já os dados U-Pb (LA-ICP-MS) obtidos a partir de zircões detríticos sugerem idade máxima de sedimentação em torno de 1,2 Ga para o Grupo Sunsás, com fontes de idade paleo e mesoproterozoicas. Os dados estruturais caracterizam o *Front San Diablo* como uma larga zona de cisalhamento com direção NE e movimento direcional destal, gerada durante a Orogênese Sunsás em torno de 1,0 Ga, como indicam os dados K-Ar prévios. A partir dos dados apresentados, sugere-se que o *Front San Diablo* não se trata de um limite tectônico entre os terrenos alóctones Paraguá e San Pablo, mas sim de uma larga faixa de cisalhamento desenvolvida no Toniano, responsável pela justaposição por meio de movimentos direcionais de blocos crustais no interior do Terreno Paraguá.

**Palavras-chave:** *Front San Diablo*; Terreno Paraguá; Faixa Sunsás; Geocronologia U-Pb, tectônica.

### **Abstract**

The *Front San Diablo* is a tectonic structure of the rocks in the Paraguá Terrane and the metasedimentary cover of the Sunsás Group. The geologic and geochronologic data obtained in this work defined three lithostratigraphic units: the Chiquitania Complex composed of biotite gneiss with monzogranitic to granodiorite composition; the Suite Pensamiento represented by the Colmena Granite, a mylonitic monzogranitic intrusive body mylonitized with monzogranitic composition, exposed in the major deformation zone; and the Sunsás Group, consisting of micaschist and quartzite. Three phases of deformation were identified:  $F_1$  generated the gneissic banding and  $S_1$  with a N-S trend in the Chiquitania Complex rocks;  $F_2$  resulted in the transposition of the  $S_1$  banding, and gave rise to folds, and  $S_2$  foliation parallel to the regional E-W trend;

phase  $F_3$  is marked by open folds and spaced foliation of crenulation type ( $S_3$ ) orthogonal to the regional structures. The SHRIMP U-Pb geochronological data indicated the crystallization age of  $1,685 \pm 4.9$  Ma for the Chiquitania complex gneiss; on the other hand, the LA-ICPMS U-Pb data obtained for detrital zircon grains suggest maximum age of sedimentation of ca. 1.2 Ga for the deposition of the Sunsás Group. Paleo- and mesoproterozoic sources are also recognized. The structural data characterize the San Diablo Front as a dextral NE shear zone generated during the Sunsás Orogeny around 1.0 Ga, as indicated in the K-Ar previous data. Based on the data reported here, it becomes clear that the Front San Diablo does not represent a boundary between the Paraguá and San Pablo allochthonous terrane, but rather, a Neoproterozoic structure separating crustal blocks within the Paraguá Terrane.

**Keywords:** San Diablo Front; Paraguá Terrane; Sunsás Belt; U-Pb Geochronology, tectonic.

## INTRODUÇÃO

O oriente da Bolívia preserva elementos tectônicos importantes para a compreensão da evolução crustal paleo a mesoproterozoica do SW do Cráton Amazônico, além de guardar os principais registros geológicos relativos à aglutinação do supercontinente Rodínia, durante o Neoproterozoico. Entre as estruturas tectônicas atribuídas à evolução da Faixa Sunsás por Litherland et al. (1986), destacam-se vários lineamentos tectônicos em escala regional, tais como os *Fronsts* San Diablo (FSD), Rio Negro (FRN), Santa Catalina (FSC), Concepcion (FC) e Aguapeí (FA). O FSD, ou Lineamento San Diablo, segundo Saes e Fragosso-Cesar (1996), trata-se de uma zona de sutura limítrofe entre os terrenos Paraguá e San Pablo, ambos considerados fragmentos crustais alóctones. Faleiros et al. (2015) e Redes et al. (2015) adotam essa interpretação e sugerem, com base em dados geológicos e geocronológicos U-Pb, a correlação entre os terrenos Rio Apa e San Pablo.

Com o propósito de investigar evolução geológica do setor SE do Lineamento San Diablo, foi realizado um levantamento litoestrutural do embasamento gnáissico e da cobertura metassedimentar, atribuídos por Litherland et al. (1986), respectivamente, ao Complexo Chiquitania e aos Grupos San Ignácio e Sunsás nas regiões de Miraflores. Análises geocronológicas U-Pb em zircão (SHRIMP – *Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) e U-Pb (LA-ICP-MS – *Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry*) em zircões detriticos foram empregadas para definir a idade de formação da unidade gnáissica e a máxima idade da unidade sedimentar sobreposta. A partir dos dados apresentados, discute-se o regime cinemático atuante na formação do FSD, a provável idade da sua implantação e se o *front* é uma sutura entre os terrenos alóctones San Pablo e Paraguá.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico foi compartimentado em cinco províncias geocronológicas por Cordani et al. (1979). Revisões posteriores feitas por Teixeira et al. (1989), Tassinari e Macambira (1999), Tassinari et al. (2000) e Tassinari e Macambira (2004) definiram seis províncias geocronológicas, cuja evolução se deu por meio da aglutinação de

sucessivos arcos magmáticos proterozoicos a partir de um núcleo cratônico Arqueano. Essas províncias foram denominadas Amazônia Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,3 – 1,0 Ga).

Santos et al. (2000, 2008), com base na integração de dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd e controle de campo, sugeriram oito províncias geológicas principais para o Cráton Amazônico, algumas geradas pela acreção de arcos magmáticos e outras pelo retrabalhamento de crosta continental. São elas: Amazônia Central, Carajás e Itamaca, Transamazônica, Tapajós-Parima, Rio Negro, Rondônia-Juruena, K'Mudku e Sunsás.

Ruiz (2005) e Ruiz et al. (2005) utilizam a compartimentação de Tassinari e Macambira (2004) e acrescentam a Província Rio Apa como extremo sul do Cráton Amazônico (Figura 1). Nesse trabalho, adota-se o conceito de Províncias Sunsás e Rondoniana-San Ignácio conforme aplicado por Tassinari e Macambira (2004), Ruiz et al. (2005), Bettencourt et al. (2010) e Teixeira et al. (2010).

### Província Rondoniana-San Ignácio

Consiste em um segmento formado pela amalgamação de arcos magmáticos por meio da colisão continental ao longo da região limítrofe com a Província Rio Negro-Juruena (Cordani e Teixeira, 2007). Segundo Bettencourt et al. (2010), pode ser subdividida nos seguintes fragmentos crustais: Terreno Paraguá (1,82 – 1,32 Ga), Terreno Jauru (1,78 – 1,42 Ga), Terreno Rio Alegre (1,51 – 1,38 Ga) e Faixa Alto Guaporé (Figura 2A).

Bettencourt et al. (2010), em trabalho de revisão e atualização sobre a Província Rondoniana-San Ignácio, destacam que o Terreno Paraguá é constituído por unidades litoestratigráficas formadas entre 1,82 e 1,30 Ga (Figura 2B), abrigadas nos Complexos Chiquitania (1,74 – 1,68 Ga), Lomas Manechis (1,69 – 1,66 Ga), Grupo San Ignácio (1,69 Ga) e Suíte Pensamiento (1,30 – 1,20 Ga) (Berrangé e Litherland, 1982; Bloomfield e Litherland, 1982; Litherland et al., 1986, 1989; Boger et al., 2005; Santos et al., 2008).

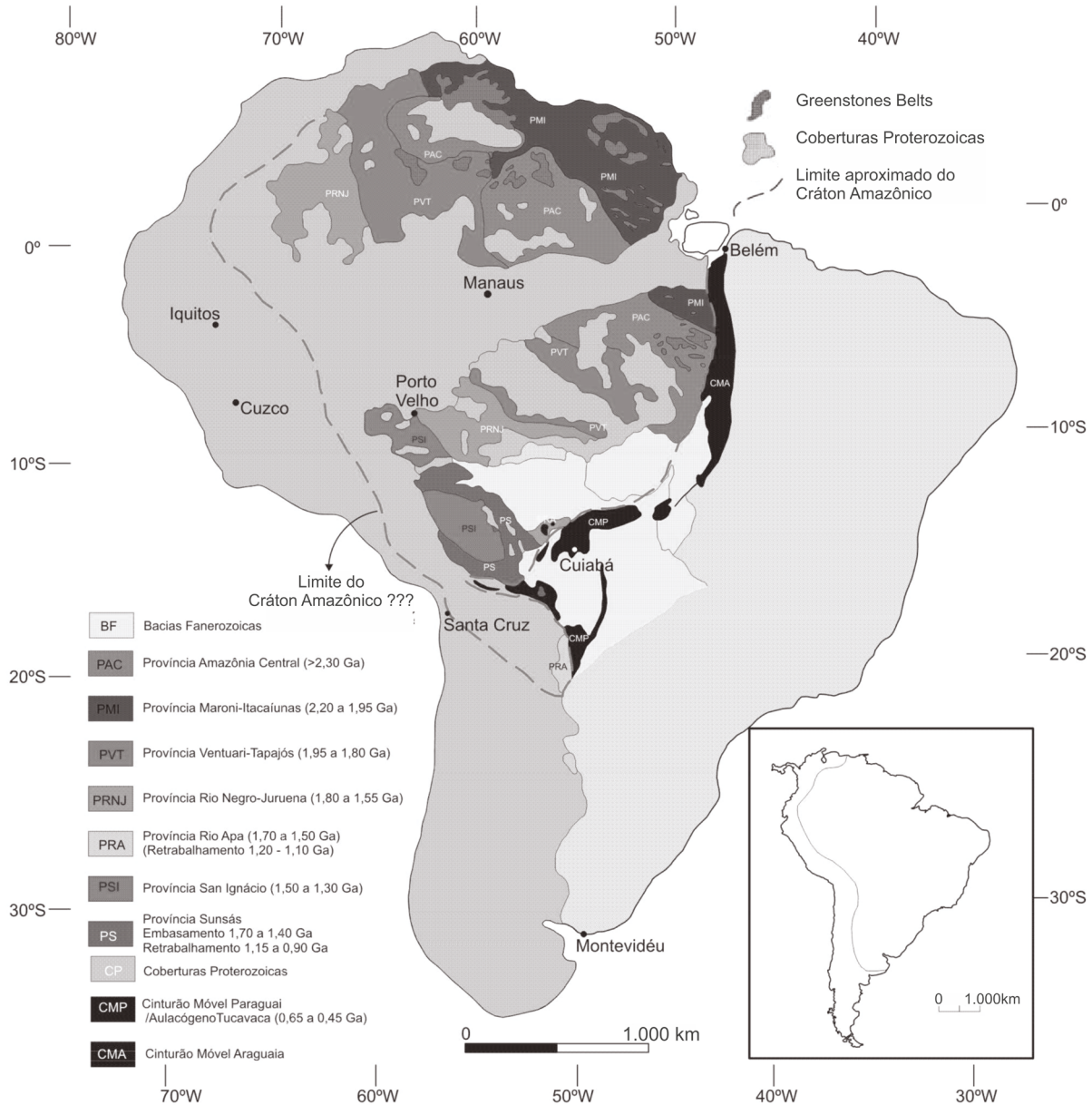
Descrito inicialmente por Litherland et al. (1986) como Cráton Paraguá, com o propósito de designar uma região tectonicamente estável durante as deformações das faixas

Sunsás e Aguapeí, Saes e Fragoso-Cesar (1996) subdividiram-no em dois terrenos — Paraguá e San Pablo — e atribuíram ao FSD o *status* de zona de sutura.

Ruiz (2009) e Bettencourt et al. (2010) aplicam o termo Terreno Paraguá para definir o fragmento crustal paleo-mesoproterozoico afetado pelas orogêneses Lomas Manechis (1,74 – 1,69 Ga) e San Ignácio (1,37 – 1,3 Ga) e retrabalhado na Faixa Sunsás, durante a Orogenia Sunsás.

### Província Sunsás

Compreende rochas afetadas pela Orogenia Sunsás, entre 1,2 e 0,95 Ga (Litherland et al., 1986; Teixeira et al., 2010), a sua evolução abrange a deposição do Grupo Sunsás/Aguapeí, a colocação da Suíte Huanchaca (diques e soleiras máficas) e, posteriormente, a deformação e o metamorfismo, acompanhado do magmatismo granítico orogênico (Suíte Sunsás).



Fonte: Ruiz (2005).

**Figura 1.** Compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico, considerando o Bloco Rio Apa como seu extremo meridional, com destaque para a localização das Faixas Sunsás e Aguapeí.

O Grupo Aguapeí/Sunsás é formado, segundo Souza e Hildred (1980), em Formação Fortuna na base, composta por arenitos e conglomerados ortoquartzíticos; Formação Vale da Promissão, constituída por unidades pelíticas; e Formação Morro Cristalina no topo, composta por quartzo-arenitos e, mais raramente, conglomerados. A deformação e o metamorfismo dessas unidades ocorreram dentro dos limites da Faixa Móvel Sunsás (Bolívia), interpretada por Teixeira et al. (2010) como o resultado da sutura continente-continente entre os continentes Amazônia e Laurentia para formação do supercontinente Rodínia, e da Faixa Móvel Aguapeí (Brasil), uma faixa intracontinental resultante da ramificação da Faixa Móvel Sunsás (Ruiz et al. 2007).

O magmatismo orogênico e pós-orogênico associado à Orogênese Sunsás foi individualizado e descrito por Litherland et al. (1986), que caracterizaram o Complexo Ígneo Rincón del Tigre, além da geração de granitos, migmatitos e pegmatitos, sendo os últimos intrudidos nos xistos do Grupo San Ignacio. O Complexo Rincón del Tigre consiste em soleiras alojadas nos Grupos Sunsás e Vibosi. Todas essas unidades são afetadas por dobras suaves geradas durante a Orogênese Sunsás.

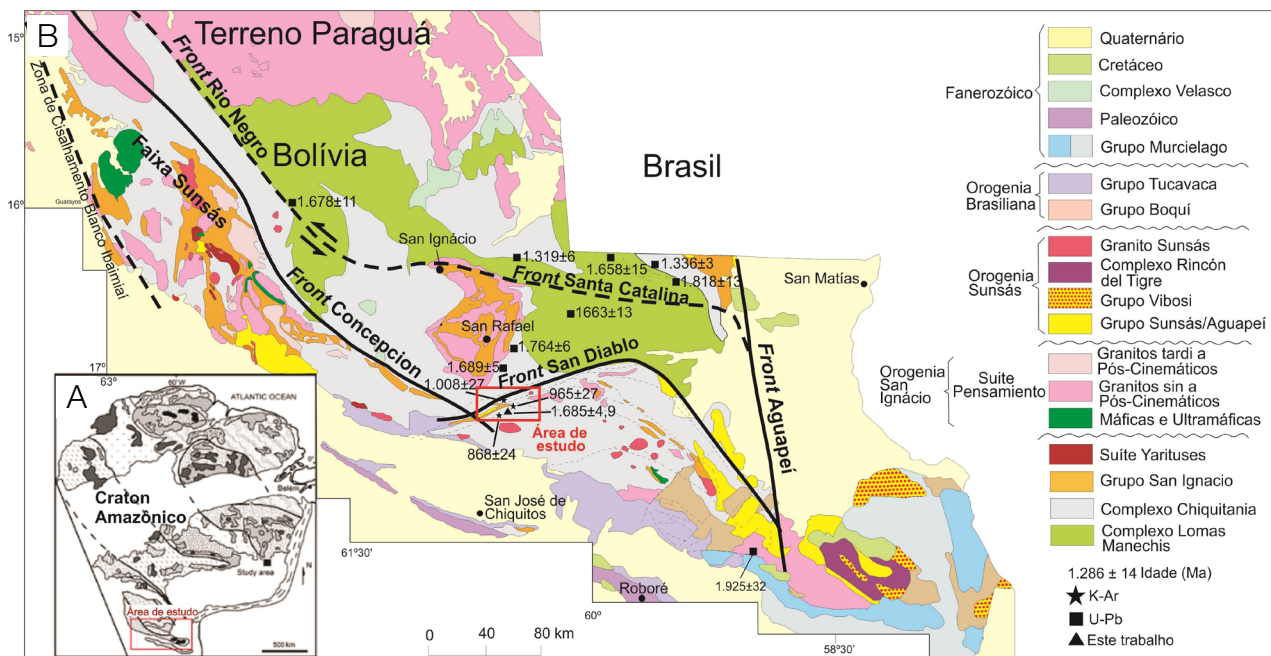
### Fronts tectônicos regionais

O oriente boliviano é caracterizado pela presença de grandes lineamentos regionais, descritos por Litherland et al. (1986) como importantes *fronts* tectônicos que controlam, em grande

parte, a deformação crustal dos terrenos pré-cambrianos. Destacam-se os seguintes lineamentos: FSD, FRN, FSC, FC e FA (Figura 2 e Figura 3). Essas estruturas representam o último grande ciclo orogênico que atingiu o Cráton Amazônico e exibem registros deformacionais e cinemáticos da evolução da Faixa Móvel Sunsás.

O FRN consiste em uma série de lineamentos com *trend* NW. Na sua porção sudeste, seguindo faixas miloníticas ao longo de transições de gnaisses e granulitos, encontra-se com o FSC, onde é truncado por estruturas N-NW, e dá continuidade a uma zona deformacional com um importante componente sinistral e *trend* E. O *Front* Concepcion é uma zona de cisalhamento transcorrente que separa terrenos de alto grau metamórfico, localizados na sua porção norte, de terrenos metavulcanossedimentares e graníticos ao sul. O FA localiza-se na região sudeste no Terreno Paraguá, estendendo-se pelas regiões Centro-Oeste e Norte do Brasil, onde divide as rochas deformadas e não deformadas do Grupo Sunsás, e em parte do extremo leste da Bolívia. Em sua porção sul, próximo à fronteira Brasil-Bolívia, a Faixa Aguapeí apresenta um componente cinemático dextral que também afeta o FSC.

O FSD (Litherland et al., 1986) é uma megaestrutura tectônica curvilínea, orientada segundo a direção NE-SW, com aproximadamente 300 km de extensão e 5 km de largura (Figura 4). É marcado por fortes lineamentos evidenciados nas rochas metassedimentares dos Grupos San Ignacio



Fonte: Matos et al. (2009).

**Figura 2.** (A) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Cordani et al., 2009), com localização do mapa da Figura B. (B) Mapa geológico do oriente boliviano, com destaque para a área de estudo e os *fronts* tectônicos da Faixa Sunsás.

e Sunsás, que apresentam cinemática direcional sinistral na porção oeste, e, no decorrer da estrutura linear principal, apresentam um componente vertical adicional na porção leste.

Klinck e Litherland (1982) individualizaram a porção sul do Terreno Paraguá e a denominaram Bloco Cristal. Sugeriram que o FSD seria uma zona de cisalhamento resultante da movimentação entre esses dois terrenos durante a última fase da Orogênese Sunsás — inicialmente, de cavalgamento, com vergência para NNE, e, posteriormente, lateral. A movimentação teria sido influenciada pela sobreposição de dobras de baixo ângulo similares, que, em concomitância com os movimentos, resultaram na compressão e no espalhamento das estruturas anteriores do centro em direção às extremidades do *front*. Dessa forma, a porção oeste do FSD apresentou cinemática sinistral e a porção leste, cinemática dextral.

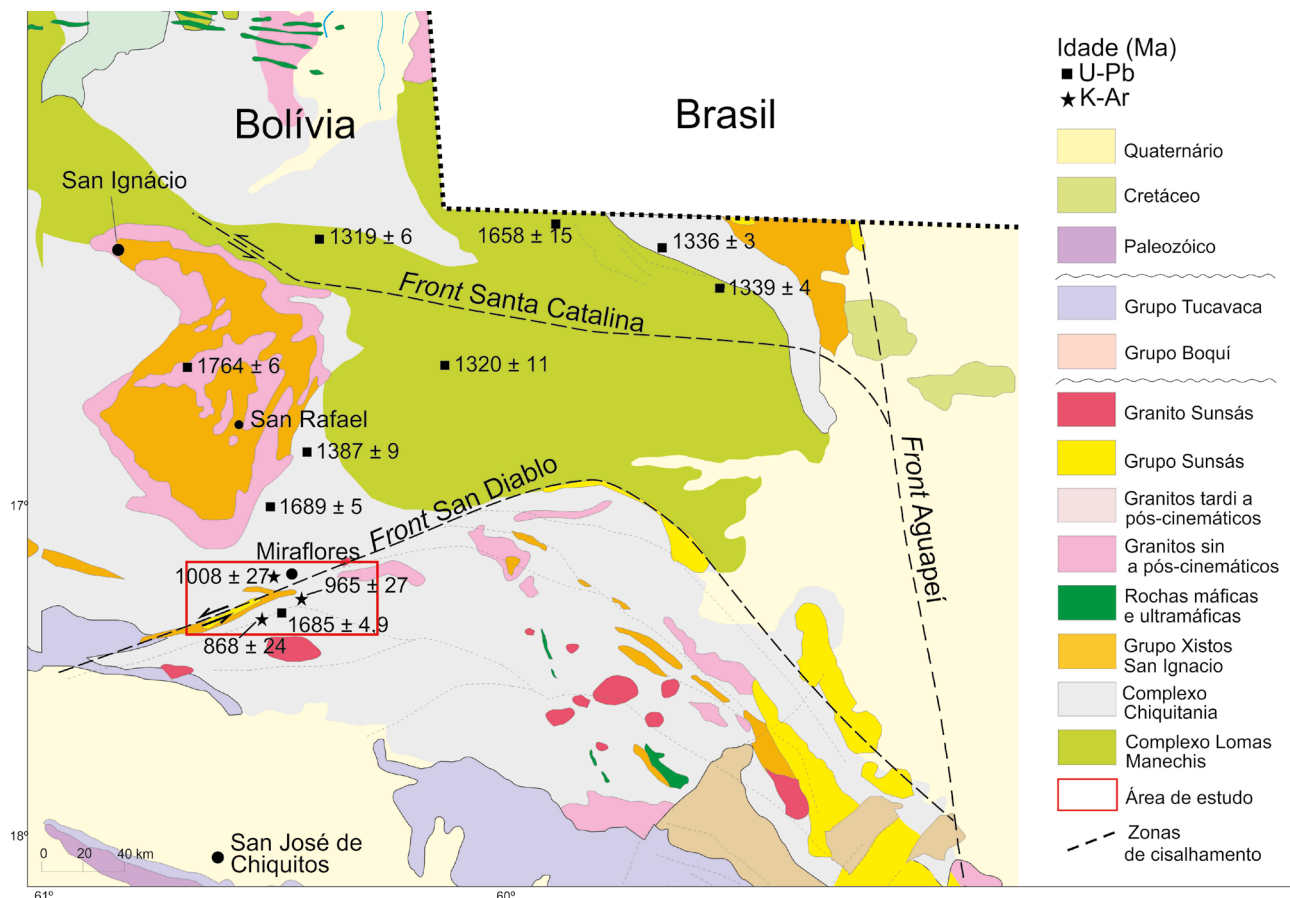
Litherland et al. (1986) definiram o FSD como a porção do Terreno Paraguá que comporia uma das zonas de cisalhamento curvilíneas que demarcam a Faixa Móvel Sunsás, estabelecendo o limite entre as rochas dos Complexos Lomas Manechis e Chiquitania. O FSD teria desviado estruturas anteriores, pertencentes à última fase de deformação da

Orogênese San Ignacio. Esses autores apresentaram três análises geocronológicas K-Ar na área de influência tectônica do FSD (Figura 3), sugerindo que o metamorfismo regional variaria entre  $868 \pm 24$  Ma e  $1.008 \pm 27$  Ma, compatível com a Orogênese Sunsás.

Saes e Fragoso-Cesar (1996) sugeriram a individualização do segmento crustal ao sul do FSD, como Terreno San Pablo. Saes (1999) afirma que a ausência de registros do Grupo Sunsás no interior do Terreno San Pablo é um dos critérios geológicos para a sua definição. Faleiros et al. (2015) e Redes et al. (2015) consideram o Granito Correrca, com idade Pb-Pb entre 1,92 e 1,89 Ga (Vargas-Mattos, 2010), como a extensão da Suíte Alumiador no Terreno San Pablo e justificam o prolongamento do Bloco Rio Apa até o oriente da Bolívia.

## GEOLOGIA E PETROGRAFIA

A partir da interpretação litoestrutural das imagens de satélite LANDSAT 8 (*Land Remote-Sensing Satellite*) e SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) em escala 1:250.000, realizou-se



Fonte: Matos et al. (2009).

**Figura 3.** Os *fronts* tectônicos San Diablo, Santa Catalina e Aguapéi no oriente da Bolívia. Localização da área de estudo e dos dados geocronológicos U-Pb e K-Ar na região.

o levantamento geológico ao longo de três perfis ortogonais ao eixo da estrutura principal do FSD, no perímetro da área estudada, setor oeste do *front* (Figura 4), bem como a descrição de afloramentos no decorrer da Rota 17, que liga San Rafael a San José de Chiquitos. Para a análise petrográfica foram confeccionadas lâminas delgadas no Laboratório de Laminação da Faculdade de Geociências da Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT) e Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Com base nos critérios de campo e geocronológicos U-Pb, definiu-se a seguinte sequência estratigráfica para a região de Miraflores: Complexo Chiquitania (Gnaiss Miraflores e Gnaiss Santo Rosário) (Tabela 1), Suíte Intrusiva Pensamiento (Granito Colmena), Grupo Sunsás e Coberturas Terciárias e Quaternárias.

### Complexo Chiquitania

O embasamento da área estudada é representado por rochas do Complexo Chiquitania, o qual é composto por gnaisses de composição granítica a tonalítica, expostos tanto na região de Miraflores, ao norte do FSD, quanto na região de Santo Rosário, ao sul do FSD (Figura 4). A ocorrência de xenólitos de anfibolitos indica que destes são ortognaisses de composição intermediária a ácida.

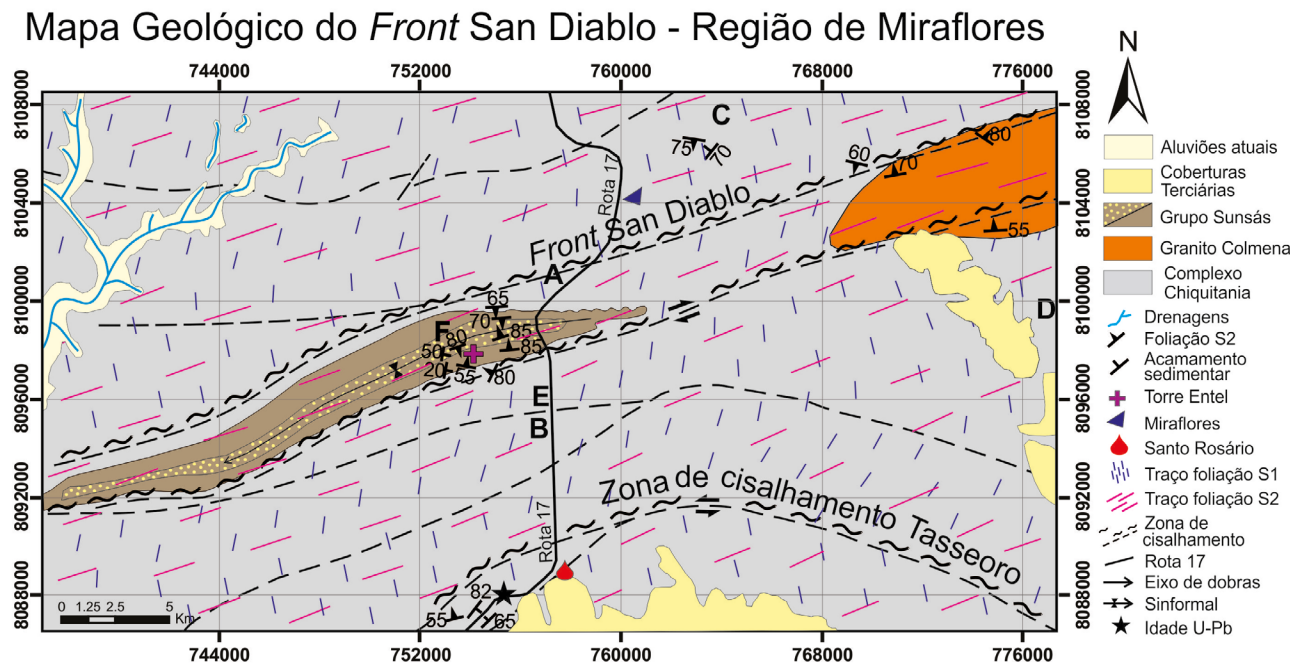
O Gnaiss Miraflores exibe cor cinza claro, granulação fina a média, composição tonalítica a granodiorítica e se classifica como biotita gnaiss (Figura 5A). Microscopicamente, caracteriza-se por possuir estrutura bandada, com níveis

félsicos de textura granoblástica, formados por quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, e bandas máficas com textura lepidoblástica, formadas principalmente por agregados e cristais de biotita (Figura 5B). Os minerais secundários discriminados foram muscovita, clorita, sericita e epidoto.

O plagioclásio (40%) ocorre anédrico, com dimensões entre 0,5 e 1,2 mm. Não pôde ser discriminado devido ao intenso processo de saussuritização. Exibe maclas polisintéticas e, por vezes, do tipo Carlsbad. Altera-se também pelos processos de argilização e sericitização. O feldspato alcalino (10%) foi classificado como microclínio. Ocorre em cristais subédricos com dimensões entre 0,3 e 1,0 mm, parcialmente sericitizados e argilizados. Também é possível observar dois tipos de mica. A biotita (25%) varia de 0,1 a 0,2 mm, ocorre em cristais subédricos, com pleocroísmo de marrom a castanho. A muscovita (5%) é subedral, com até 0,2 mm, e ocorre como produto de alteração da biotita. O quartzo (20%) aparece como grãos anédricos, subarredondados, de 0,2 a 0,8 mm; ocorre intersticial ou incluído no feldspato alcalino, bem como recristalizado com extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação.

O Gnaiss Santo Rosário, sul do FSD, exibe cor cinza claro a escuro, granulação média a grossa, composição monzogranítica a tonalítica, classificado como biotita gnaiss (Figura 6A). Apresenta xenólitos de anfibolito de granulação fina a média, verde-escuro, parcialmente assimilado pela rocha hospedeira.

Microscopicamente, as rochas possuem estrutura bandada constituída pela alternância de bandas félsicas com textura granoblástica, formadas, preferencialmente, por feldspato



**Figura 4.** Mapa geológico da região de Miraflores, oriente boliviano. Destaque para o *Front San Diablo* e a localização das amostras analisadas pelo método U-Pb.

alcalino, plagioclásio e quartzo, e bandas máficas de textura lepidoblástica, formadas por palhetas e agregados de biotita e minerais opacos (Figura 6B).

O protólito deve corresponder a um monzogranito a tonalito, metamorfozido na fácies anfibolito baixo. Os minerais acessórios são titanita, allanita, zircão, apatita e opacos, e os processos de alteração observados correspondem à saussuritização, à argilização, à sericitização e à cloritização.

O plagioclásio (35%), classificado como oligoclásio segundo o método Michel Levy (Kerr, 1959), sugere que a rocha tenha atingido a fácies de transição xisto verde para anfibolito. Ocorre principalmente em grãos anédricos, mas também em cristais subédricos de 0,2 a 0,5 mm. As maclas são, sobretudo, polissintéticas do tipo albita e periclina, por vezes combinadas com Carlsbad. Localmente, os cristais apresentam intercrescimento de quartzo vermicular em suas bordas, caracterizando textura mirmequítica, extinção ondulante e lamelas de deformação. Encontram-se, comumente, saussuritizados ou argilizados, e alguns cristais estão mais alterados que outros, sugerindo duas gerações distintas. O feldspato alcalino (25%) é classificado como microclínio

e possui dimensões entre 0,2 e 2,5 mm. Alguns cristais apresentam intercrescimento de plagioclásio sódico, caracterizando textura pertítica dos tipos *drops* e *stringer*. Os processos de alteração que afetam esses cristais são sericitização e argilização.

O quartzo (20%) exibe-se em grãos anédricos, subarredondados, de 0,3 a 1,5 mm. Ocorrem intersticiais, recristalizados ou incluídos nos feldspatos alcalinos, bem como intercrescidos com o plagioclásio, formando textura mirmequítica.

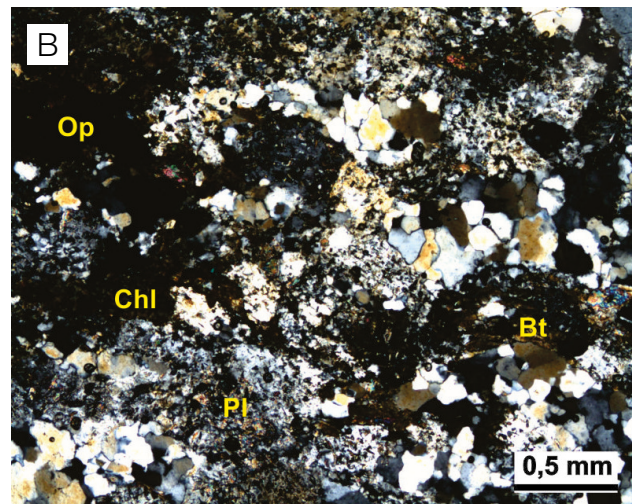
A biotita (15%) é o máfico essencial dessa rocha, com tamanhos entre 0,1 e 1,5 mm. Ocorre em aglomerados de palhetas subédricas e em cristais menores isolados ou intersticiais, com pleocroísmo marrom a castanho.

### Granito Colmena

Está situado na zona de maior deformação do FSD, intrudindo as rochas do Complexo Chiquitania. Trata-se de um granito cinza claro, de granulação fina a média, composição monzogranítica a granodiorítica, que exibe intensa foliação milonítica nos trechos afetados pelo FSD (Figura 7A).

**Tabela 1.** Comparação das características petrográficas entre os Gnaisses Miraflores e Santo Rosário.

Unidade	Litologia	Mineralogia		
		Minerais Essenciais (%)	Minerais secundários (%)	Minerais acessórios (%)
Gnaiss Miraflores (Norte do <i>Front San Diablo</i> )	Biotita gnaiss, cinza claro, de composição tonalítica, granulação média a grossa, e textura equigranular	Plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita, muscovita	Clorita, sericita, epidoto	Apatita, zircão e opacos
Gnaiss Santo Rosário (Sul do <i>Front San Diablo</i> )	Biotita gnaiss, cinza claro a cinza escuro, de composição granítica a tonalítica, granulação média a grossa, e textura equigranular	Plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita	Clorita, sericita, epidoto	Titanita, allanita, zircão, apatita e opacos



**Figura 5.** (A) Biotita gnaiss da região de Miraflores, porção norte do *Front San Diablo*; (B) fotomicrografia ilustrando o bandamento composicional da rocha, com bandas félsicas e níveis máficos, marcados pela orientação de biotita, clorita e minerais opacos.

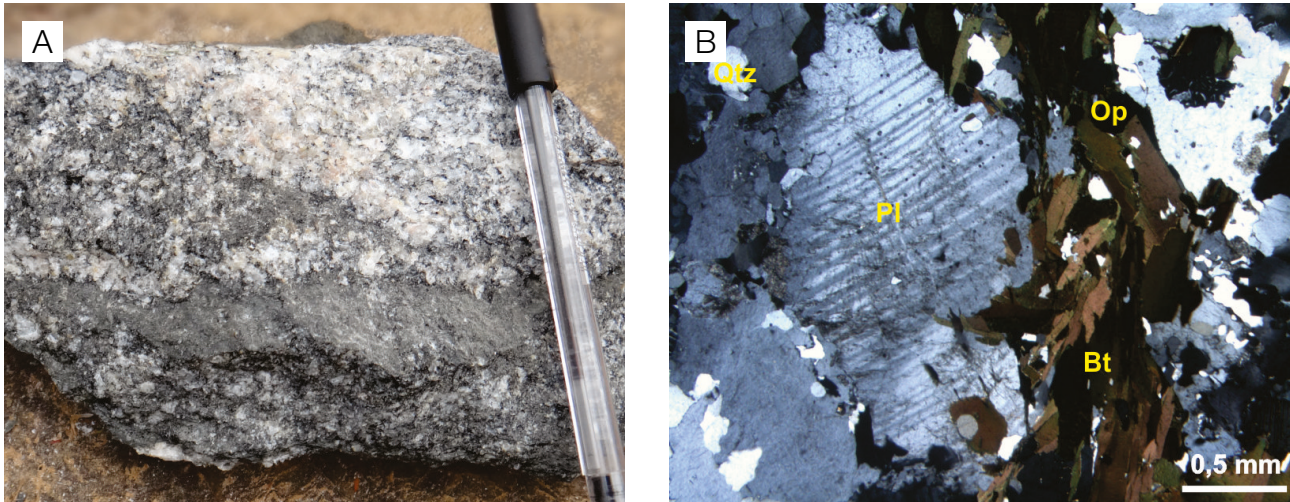
Ao microscópio, é caracterizado por apresentar intercrescimento pertítico, mirmequitico e textura granolepidoblástica com porfiroclastos de feldspato alcalino e quartzo, e uma matriz fina constituída por plagioclásio e feldspato alcalino, quartzo e biotita (Figura 7B). Os processos de alteração identificados são: cloritização, saussuritização, sericitização e argilização.

O quartzo (55%) ocorre em grãos anédricos, apresenta extinção ondulante, sendo possível observar estrutura do tipo *ribbon*. O plagioclásio (15%) ocorre em grãos anédricos, tendo sido classificado, segundo o método Michel Levy, entre albita e oligoclásio. Encontra-se saussuritizado, sericitizado e argilizado, podendo conter inclusões de apatita. O feldspato alcalino (20%) ocorre em grãos

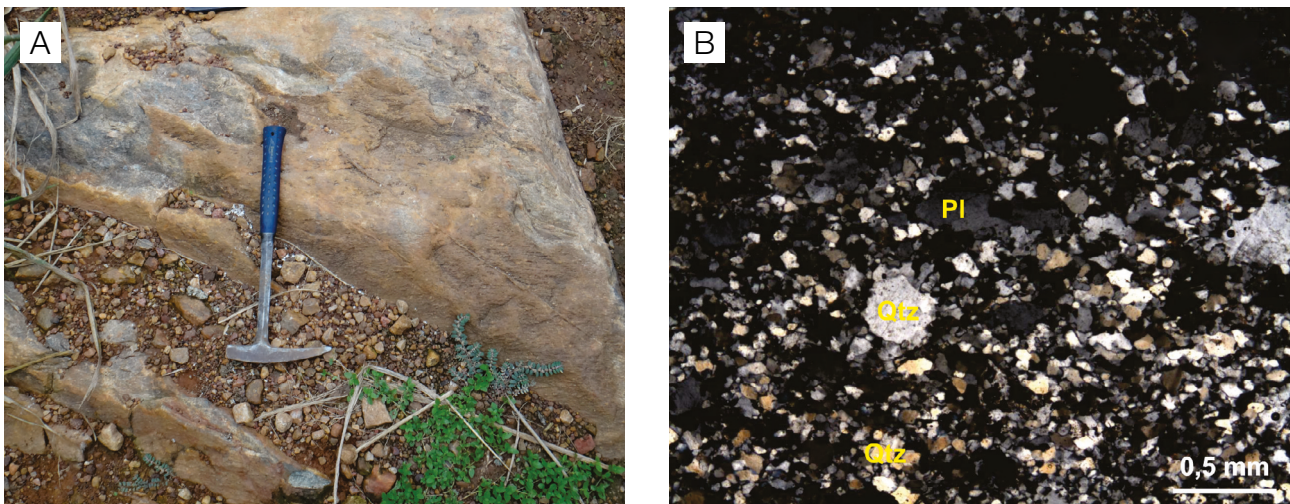
anédricos a subédricos, encontra-se, por vezes, pertítico e pode exibir inclusões de apatita e zircão. A biotita (10%) ocorre em pequenas palhetas orientadas, com pleocroísmo marrom-avermelhado a castanho-claro.

### Grupo Sunsás

As rochas psamíticas da cobertura metassedimentar constituem, principalmente, a região de crista do FSD. Na área estudada, o Grupo Sunsás é formado por biotita-muscovita xisto na base e metarenito quartzoso em direção ao topo (Figura 7), depositados em uma superfície de discordância sobre o Complexo Chiquitania e o Granito Colmena. O contato entre o metarenito quartzoso e o biotita-muscovita xisto é gradacional.



**Figura 6.** (A) Amostra de mão do gnaiss da região de Santa Rosário, porção sul do *Front San Diablo*; (B) fotomicrografia ilustrando o bandamento composicional da rocha, a banda félsica granoblástica, formada por quartzo, oligoclásio e feldspato alcalino, e a banda máfica lepidoblástica, marcada pela orientação das palhetas de biotita e minerais opacos.



**Figura 7.** (A) Aspectos de campo do Granito Colmena; (B) fotomicrografia ilustrando a textura granoblástica com porfiroclastos de quartzo e plagioclásio e intensa recristalização dinâmica.



### Biotita-muscovita xisto

Mostra-se cinza-esverdeado a marrom-avermelhado, apresenta laminação plano-paralela e estruturas similares à estratificação cruzada de pequeno porte (Figura 8A). As laminações argilosas são escuras e exibem espessura média de 1 cm, enquanto as siltosas são mais claras e mostram espessura da ordem de 2 a 3 cm.

Microscopicamente, possui granulação fina a média e texturas lepidoblástica (Figura 8B), granoblástica e, localmente, porfiroblástica. Apresenta xistosidade, definida pela orientação das micas, tendo como minerais acessórios granada, zircão e apatita, que correspondem a 2% da rocha, e minerais opacos, representando 8% da mesma. Segundo essa paragênese, a rocha atingiu a fácies metamórfica xisto verde alto, na zona da granada.

As micas são representadas por muscovita (40%) e biotita (20%). A muscovita ocorre em ripas subédricas, entre 0,5 e 5,0 mm, e é resultante de retrometamorfismo da biotita, o que gera textura coronítica e, na maioria das vezes, substitui a biotita por completo. A biotita ocorre reliquiar, nos interstícios da muscovita, e como produto de alteração dos minerais opacos, evidenciando metamorfismo retrógrado. Apresenta-se em cristais subédricos ou palhetas anédricas de dimensões que variam de 0,2 a 1,0 mm, com pleocroísmo castanho a marrom.

O quartzo (30%) apresenta-se em grãos anédricos, subarredondados, de dimensões entre 0,1 e 1,0 mm, configurando uma matriz de textura granoblástica, caracterizada por agregados de cristais que descrevem ângulos de 120° entre si. A granada ocorre em grãos anédricos avermelhados que representam o produto de retrometamorfismo de minerais opacos. Esses últimos encontram-se nos interstícios dos grãos de quartzo e das palhetas de micas, bem como cristais subédricos parcialmente substituídos por biotita.

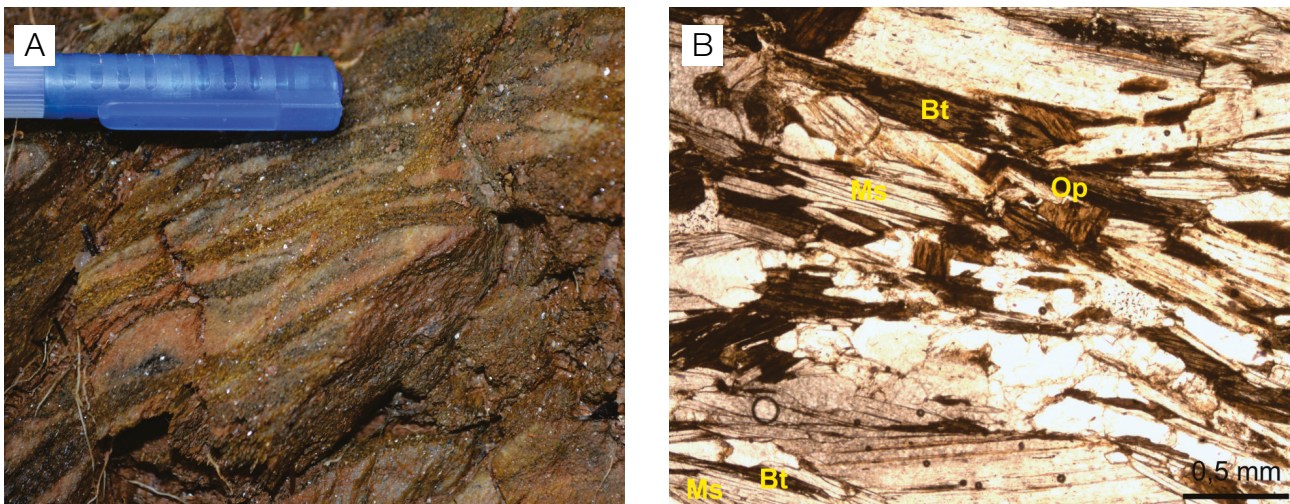
### Metarenito quartzoso

O metarenito tem cor rosa a marrom, de granulometria fina a média, composto por quartzo, muscovita e biotita (Figura 9A). Apresenta foliação do tipo xistosidade, marcada pela orientação das micas e por intercalações de finas camadas de argila. Microscopicamente, apresenta textura granolepidoblástica (Figura 9B), microdobras, impressas sobre a xistosidade, com eixo ortogonal à orientação preferencial dos grãos e a sua paragênese caracteriza metamorfismo de fácies xisto verde, na zona da biotita.

Os cristais de quartzo (80%) variam de 0,2 a 1,5 mm, aparecem em *ribbons*, devido à recristalização dinâmica, e estão orientados em uma direção principal, caracterizando a xistosidade. Essa foliação foi afetada, posteriormente, por um dobramento, que conferiu a alguns cristais formas sigmoides. A biotita (12%) encontra-se em grãos anédricos, de até 0,5 mm, com pleocroísmo variando de castanho a marrom-escuro. Ocorre preenchendo os interstícios dos grãos de quartzo, associada à muscovita e também como produto de alteração dos minerais opacos, podendo constituir, pontualmente, sombras de pressão. A muscovita (8%) apresenta-se subédrica, com até 0,3 mm, e ocorre como produto de alteração da biotita, caracterizando retrometamorfismo.

### DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

Estudos acerca das rochas do Terreno Paraguá têm demonstrado a complexidade da história deformacional nas unidades gnáissicas e granulíticas situadas na Bolívia (Litherland et al., 1986; Boger et al., 2005) e no Brasil (Ruiz, 2005; Figueiredo et al., 2013). A análise estrutural realizada permitiu reconhecer, pelo menos, três fases de deformação para as rochas do



**Figura 8.** (A) Aspectos macroscópicos do biotita-muscovita xisto; (B) fotomicrografia da textura lepidoblástica formada por palhetas de muscovita e biotita, com predominância da muscovita.

Complexo Chiquitania e uma fase deformacional para as rochas metassedimentares do Grupo Sunsás e Granito Colmena.

A história tectono-metamórfica do embasamento pré-cambriano da Bolívia afetado pela Faixa Sunsás caracteriza-se pela complexidade do arranjo estrutural, pelo retrabalhamento intenso das unidades gnáissicas e granulíticas paleoproterozoicas e pelo desenvolvimento de *fronts* tectônicos regionais (Litherland et al., 1986; Boger et al., 2005; Bettencourt et al., 2010; Teixeira et al., 2010; Figueiredo et al., 2013; Faria et al., 2014).

A partir da análise estrutural ao longo dos perfis ortogonais ao FSD, previamente discriminados, e de afloramentos isolados, foi possível erigir uma sequência cronológica de fases deformacionais que afetaram o embasamento e as rochas metassedimentares do Grupo Sunsás, bem como caracterizar o registro deformacional do FSD na área estudada. Considerando critérios como a natureza da foliação, o estilo das dobras e a orientação geral dos elementos tectônicos e, principalmente, as relações de corte entre as estruturas, foi possível discriminar os registros de, pelo menos, três fases de deformação dúctil a dúctil-rúptil ( $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$ ).

### Primeira fase de deformação

A  $F_1$  é responsável pelo desenvolvimento do bandamento gnáissico ( $S_1$ ) no Complexo Chiquitania, exposto nas regiões de Miraflores, ao norte do FSD, e Santo Rosário, ao sul do FSD (Figura 4).

$S_1$  trata-se de um bandamento por diferenciação metamórfica típica (Figura 10A e Figura 10B), com intercalações de bandas félsicas, ricas em quartzo, feldspato e plagioclásio, e bandas máficas, em que se sobressaem os agregados de biotitas e minerais opacos. As bandas são irregulares e descontínuas, com espessura da ordem de alguns mm a cm, sendo comuns veios de quartzo leitosos concordantes com a sua orientação.

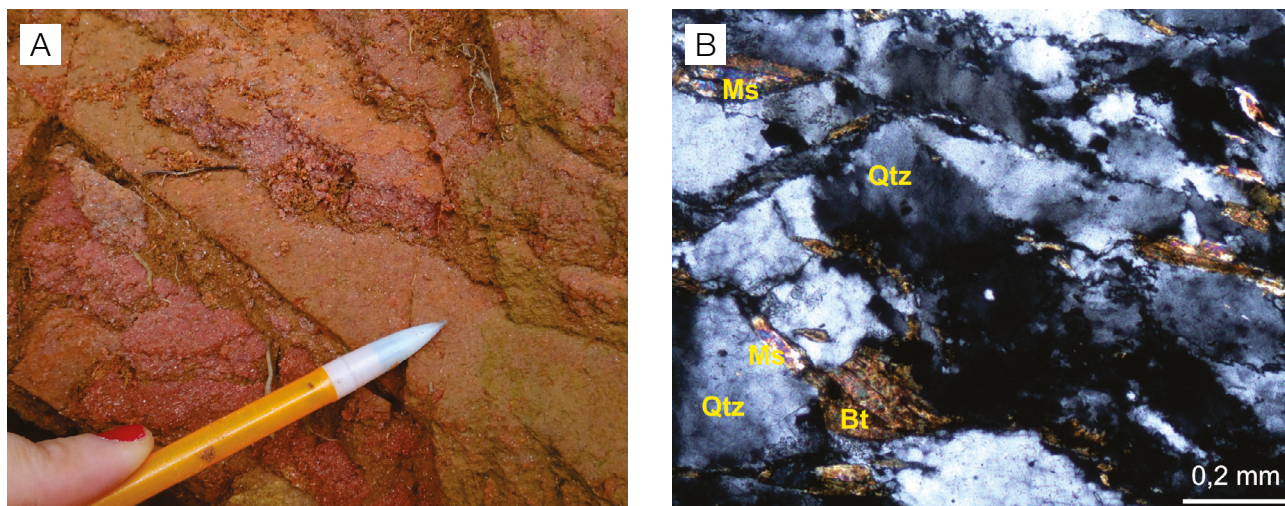
Tanto em Miraflores como em Santo Rosário, o bandamento  $S_1$  mostra os efeitos da transposição provocada pela segunda fase de deformação ( $F_2$ ), que promoveu a reorientação generalizada do bandamento  $S_1$  para a direção EW, e a nucleação de dobras apertadas  $D_2$  (Figura 10A e Figura 10B). Nas zonas de charneira das dobras  $D_2$ , ou em áreas com menor transposição pela  $F_2$ , o bandamento gnáissico exibe direção dominante entre N20E a N10W e mergulhos elevados para SW e NE (Figura 11 e Figura 12).

A paragênese descrita não é discriminatória do grau metamórfico, no entanto, a formação do bandamento por diferenciação metamórfica sugere condições condizentes com a fácies anfibolito, com efeitos de retrogressão para condições de fácies xisto verde.

### Segunda fase de deformação

$F_2$  tem um papel relevante na arquitetura deformacional regional, sendo responsável pelo redobramento das estruturas do Complexo Chiquitania, desenvolvimento de transposição de foliação e zonas de cisalhamento no Granito Colmena e dobramento do Grupo Sunsás.

No Complexo Chiquitania, a  $F_2$  gerou dobras fechadas a cerradas no bandamento  $S_1$  e nas injeções de quartzo concordantes (Figura 10A e Figura 10B). O plano axial das dobras  $D_2$  exibe mergulhos elevados, preferencialmente entre 75 e 85° para SSW ou NNE. A foliação plano-axial  $S_2$  é do tipo xistosidade e apresenta direção variando entre N70W e N10E (Figura 11 e Figura 12), em que dominam os valores próximos a EW e mergulhos elevados entre 75 e 85° para SSW ou NNE. Discretas zonas de transposição nos flancos das dobras  $D_2$  exibem movimentos relativos preferencialmente destrais (Figura 13), com cinemática transcorrente oblíqua, como indica a lineação mineral N80E/45 a S70W/40.

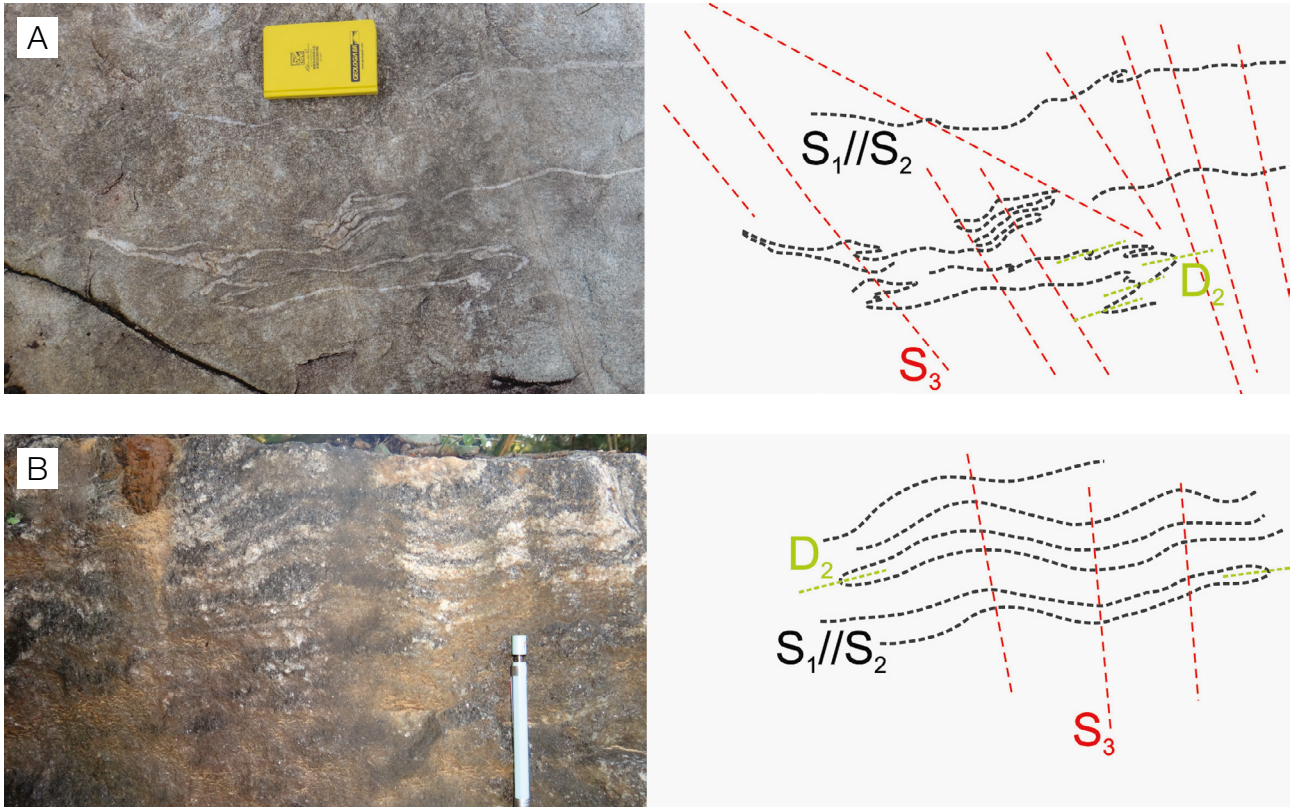


**Figura 9.** (A) Aspectos macroscópicos do metarenito quartzoso; (B) fotomicrografia ilustrando a textura granolepidoblástica do metarenito quartzoso, formada por biotita, muscovita e maior percentual de quartzo.

O Granito Colmena é um batólito orientado segundo o *trend* regional imposto pela  $F_2$ . O comprimento maior do corpo varia entre N70/85E, sendo concordante com a foliação regional  $S_2$ , do tipo xistosidade, identificada em toda a sua extensão, ou foliação milonítica, discriminada ao longo da zona de cisalhamento San Diablo, no limite norte do batólito. As foliações regional e milonítica (Figura 14) exibem direção

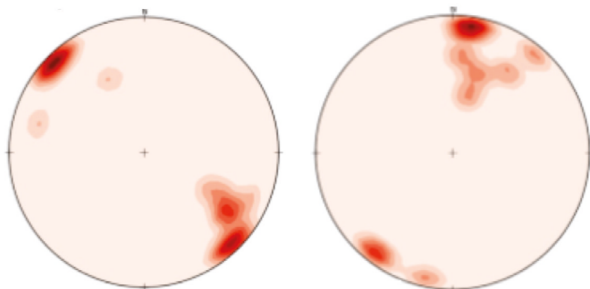
principal N80E, com variações locais para N80W, mergulho alto, prevalecendo valores em torno de 70° principalmente para SE, e destacada lineação mineral de estiramento  $L_2$ , contida na foliação  $S_2$ , com atitude preferencial de N80E/15 (Figura 15).

A Zona de Cisalhamento San Diablo é melhor discriminada nos setores norte e sul da intrusão (Figura 4), sendo que na região norte essa zona justapõe rochas gnáissicas do



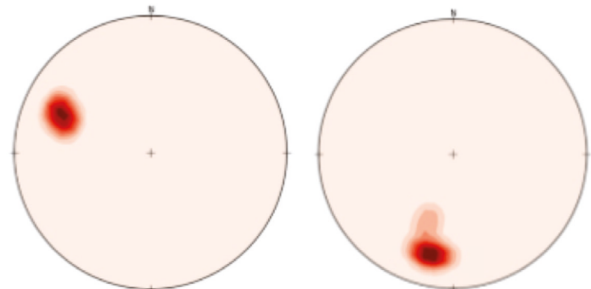
**Figura 10.** Deformação do Complexo Chiquitania na região de Miraflores (A), ao norte do *Front* San Diablo, e Santo Rosário (B), ao sul do *Front* San Diablo. Destaca-se a semelhança dos registros deformacionais observados ao sul e ao norte do *front*. (A) Corte em planta; (B) corte em perfil.

$S_1$  biotita Gnaiss (Santa Rosário - Sul)       $S_2$  biotita Gnaiss (Santa Rosário - Sul)



**Figura 11.** Diagramas de isofrequência para as foliações  $S_1$  (115/63) e  $S_2$  (11/63) do Gnaiss Miraflores.

$S_1$  biotita Gnaiss (Miraflores - Norte)       $S_2$  biotita Gnaiss (Miraflores - Norte)



**Figura 12.** Diagramas de isofrequência para as foliações  $S_1$  (133/83) e  $S_2$  (189/83) do Gnaiss Santo Rosário.

Complexo Chiquitania com o Batólito Colmena. É marcada pelo desenvolvimento de ultramilonitos e, mais raramente, milonitos, com matriz fina e porfiroclastos de feldspato alcalino rotacionados (Figura 14). Porfiroclastos rotacionados, foliação S/C, veios de quartzo *en echelon* e lineação de estirramento sub-horizontal indicam um movimento transcorrente, dextral, discretamente oblíquo, para a zona de cisalhamento.

O Grupo Sunsás exibe uma deformação caracterizada pela formação de dobras regionais e pelo desenvolvimento de foliação e lineação regionais. Associa-se a essa fase a deformação de diques pegmatíticos e veios de quartzo leitosos paralelos ao plano axial. A Figura 16 ilustra os principais elementos estruturais do Grupo Sunsás na região da Torre Entel, no FSD.

O principal elemento tectônico identificado no Grupo Sunsás é a dobra sinformal assimétrica desenhada pelo

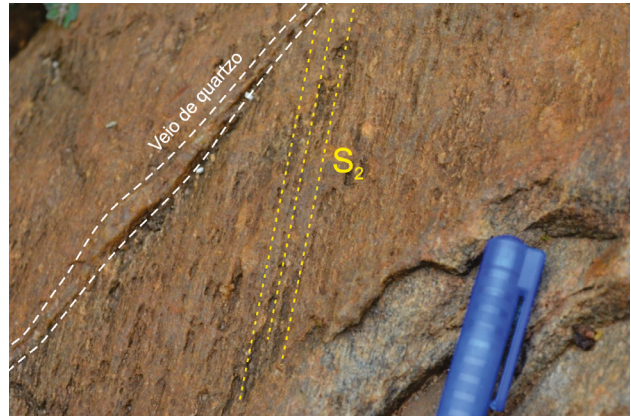
acumamento sedimentar, que define o traçado do FSD no setor nordeste da área de estudo. Trata-se de uma sinformal aberta, com caimento suave (em torno de  $10^\circ$ ) para SWW, com plano axial subvertical. A foliação plano-axial ( $S_2$ ) é classificada como xistosidade nos metarenitos e como clivagem de crenulação nos xistos e metarenitos intercalados, tendo atitude predominante de N780E/80SE. Os eixos das microdobras e da lineação de intersecção entre o  $S_0$  e  $S_2$  orientam-se em torno de S75W/15 (Figura 16).

Não há registros claros de zonas de cisalhamento no Grupo Sunsás, no entanto, veios de quartzo leitosos e diques pegmatíticos paralelos à  $S_2$  (Figura 17) sugerem zonas de alta deformação.

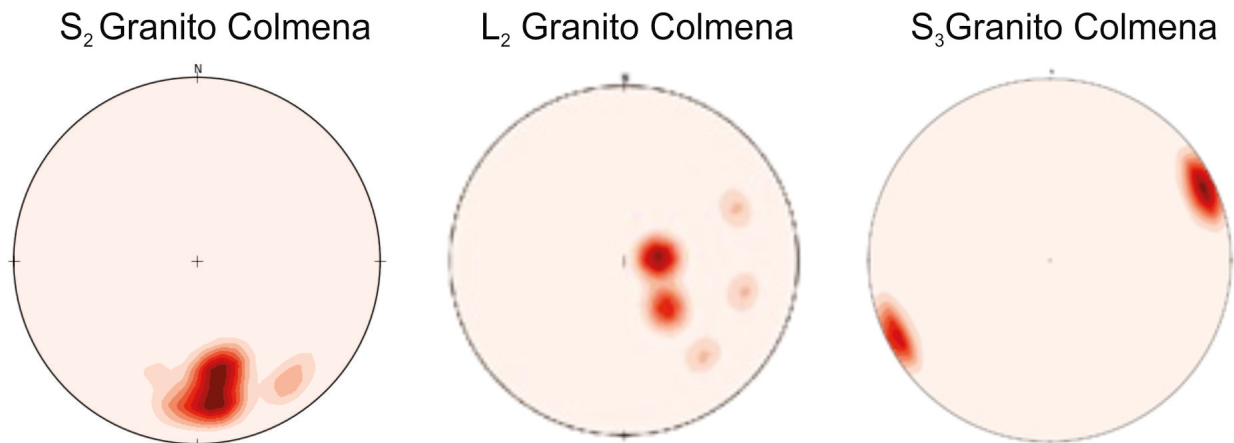
Do ponto de vista das condições metamórficas atuantes durante a  $F_2$ , a paragênese mineral dos xistos e metarenitos do Grupo Sunsás sugere o domínio da fácies metamórfica xisto



**Figura 13.** Transposição do bandamento  $S_1$  no Complexo Chiquitania em Miraflores. Destaque para discretas zonas de cisalhamento dextrais, paralelas a foliação  $S_2$ . A caneta situa-se no plano de cisalhamento/transposição (N85W/70SW).



**Figura 14.** Corte em perfil no Granito Colmena ilustrando pequenos porfiroclastos rotacionados. Em detalhe estão a foliação milonítica gerada durante a fase de deformação  $F_2$ , e o crescimento de um veio de quartzo oblíquo ao par de cisalhamento.



**Figura 15.** Diagramas de isofrequência para a foliação  $S_2$  (347/50), da lineação  $L_2$  (80/16), e da foliação  $S_3$  (340/85) do Granito Colmena.

verde de baixo grau. Nos gnaisses do Complexo Chiquitania, a  $F_2$  associa-se a reações de retrometamorfismo, afetando a paragênese de fácies anfibolito vinculada à  $F_1$ .

### Terceira fase de deformação

$F_3$ , apesar da ampla área de abrangência, provoca pouca deformação nas unidades e estruturas expostas na região mapeada.

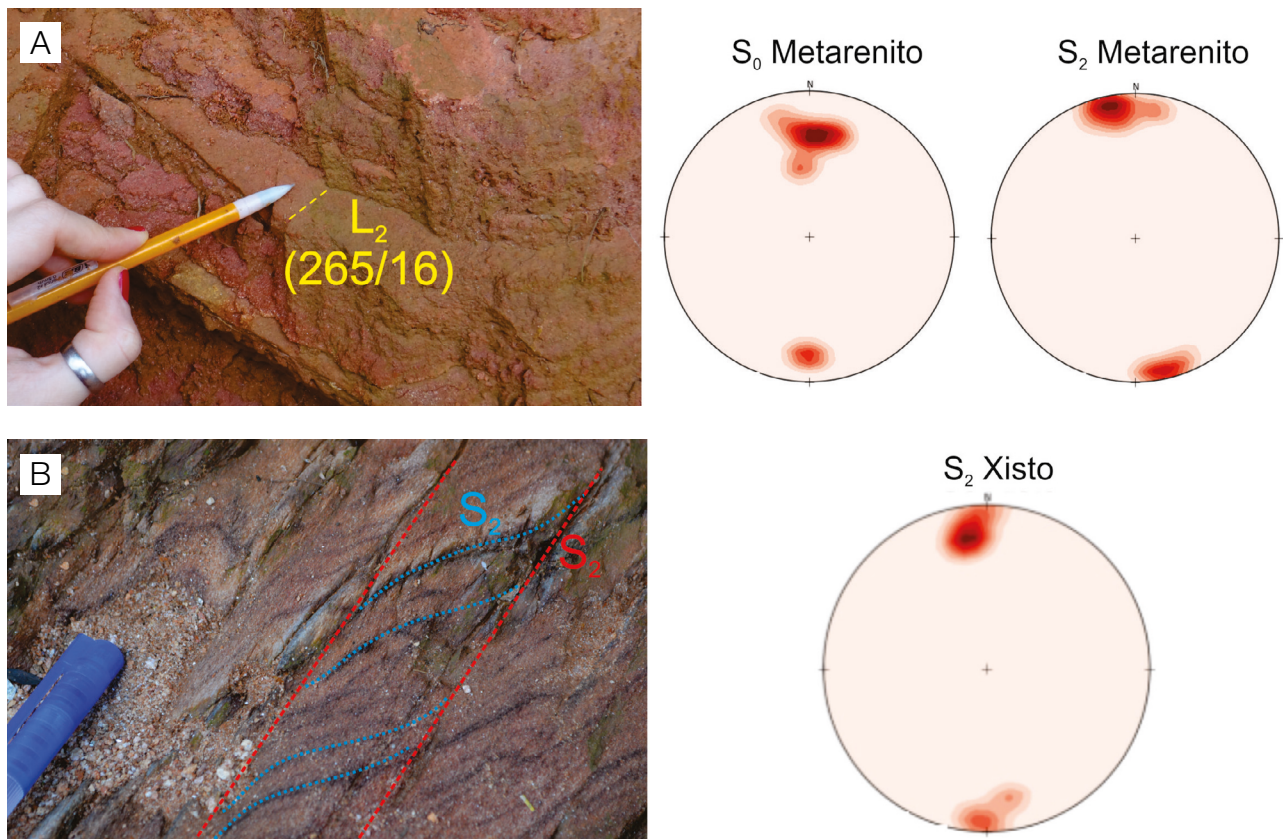
Trata-se de uma discreta ondulação, verificada com maior clareza nas foliações miloníticas e regional  $S_2$ , que define dobras suaves a abertas e foliações espaçadas do tipo crenulação ( $S_3$ ), ortogonais ao *trend* geral das estruturas (Figura 10) e do FSD. A foliação  $S_3$  exhibe mergulhos elevados, entre 80 e 90° para NE e SW, e direção variando entre N20W e N15E.

### GEOCRONOLOGIA U-PB ZIRCÃO (SHRIMP)

A análise geocronológica U-Pb em zircão realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP); e a

preparação foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras da Faculdade de Geociências da UFMT.

A amostra IM04C, referente ao biotita gnaisse da região de Santo Rosário, foi britada, moída e peneirada nas frações 250, 125, 90 e 63, sendo o concentrado da malha 90 adotado para o estudo. Com o auxílio do separador magnético *Frantz*, os minerais do concentrado utilizado foram separados de acordo com as suscetibilidades magnéticas. A partir do material resultante, foram separados manualmente aproximadamente 100 cristais de zircão, enviados para obtenção dos dados analíticos U-Pb (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe* — SHRIMP). O equipamento SHRIMP é um espectrômetro de massa de alta resolução acoplado a uma microsonda iônica, que permite a realização de análises isotópicas *in situ* de U e Pb em minerais portadores de U e, desse modo, a datação dos cristais e a definição das suas várias fases de crescimento. Detalhes dos procedimentos analíticos e da calibração do equipamento são relatados em Stern (1998) e Williams (1998). Os erros nos dados obtidos passam por uma análise estatística, além de levar em consideração as flutuações não lineares nas taxas de contagem iônica (Stern, 1998).



**Figura 16.** (A) Metarenito marcado pela foliação  $S_2$  (170/85), subparalela ao acamamento  $S_0$  (185/55), com detalhe para a lineação  $L_2$  (265/16); (B) xisto exibindo o acamamento  $S_0$  sendo crenulado pela foliação  $S_2$  (170/69). Diagramas de isofrequência para os polos do acamamento e da foliação  $S_2$  ilustram a orientação preferencial.

As constantes de decaimento e o índice de liquidez corrente de  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  utilizados nos cálculos são disponibilizados por Steiger e Jager (1977). As idades foram calculadas utilizando o programa Isoplot/EX Ludwig (1998) e estão representadas em diagrama concórdia.

Dos cristais de zircão selecionados manualmente, 13 grãos foram escolhidos para análise geocronológica U-Pb (Tabela 2).

Os cristais de zircão foram caracterizados morfologicamente como pequenos grãos prismáticos a subarredondados, com dimensões aproximadas entre 85 e 170  $\mu\text{m}$ , em que a relação apresentada entre o comprimento e a largura é de 2/1, com algumas exceções, em que é de 1/1. Possuem cores rosa e amarelo-claro, variando de transparente a opaco e, por vezes, apresentam-se fraturados ou quebrados. As imagens de catodoluminescência (CL) (Figura 18) serviram de auxílio para delinear estruturas internas dos cristais e possíveis defeitos na rede cristalina, permitindo definir a porção apropriada para análise. Tais imagens revelaram que os grãos 1,1; 7,1; 11,1; 12,1 e 13,1 possuem bandas com zoneamento claro e escuro relativamente regulares, interpretadas como variações nas concentrações químicas de U e na distribuição de Dy (Sato et al., 2008).

Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 2, com valores que variam de  $1.111 \pm 10$  a  $1.721 \pm 46$  Ma. No diagrama concórdia da Figura 19A, os cristais de zircão analisados forneceram um intervalo entre os interceptos  $539 \pm 270$  e  $1.686 \pm 76$  Ma. Entre eles, a amostra 2.1 apresentou razão  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} \leq 0,1$ , indicando tratar-se de um zircão metamórfico. A idade obtida a partir desse cristal foi de  $1.111 \pm 10$  Ma.

Para reduzir o erro causado pela grande quantidade de chumbo comum presente nos grãos, um novo cálculo da idade foi determinado a partir dos valores das idades concordantes dos cristais 1,1; 4,1; 7,1; 11,1; 12,1 e 13,1. No diagrama concórdia da Figura 19B, os pontos analíticos fornecem uma idade de  $1.685 \pm 4,9$  Ma, interpretada como a melhor estimativa da idade de cristalização para o protólito ígneo do Gnaiss Miraflores.

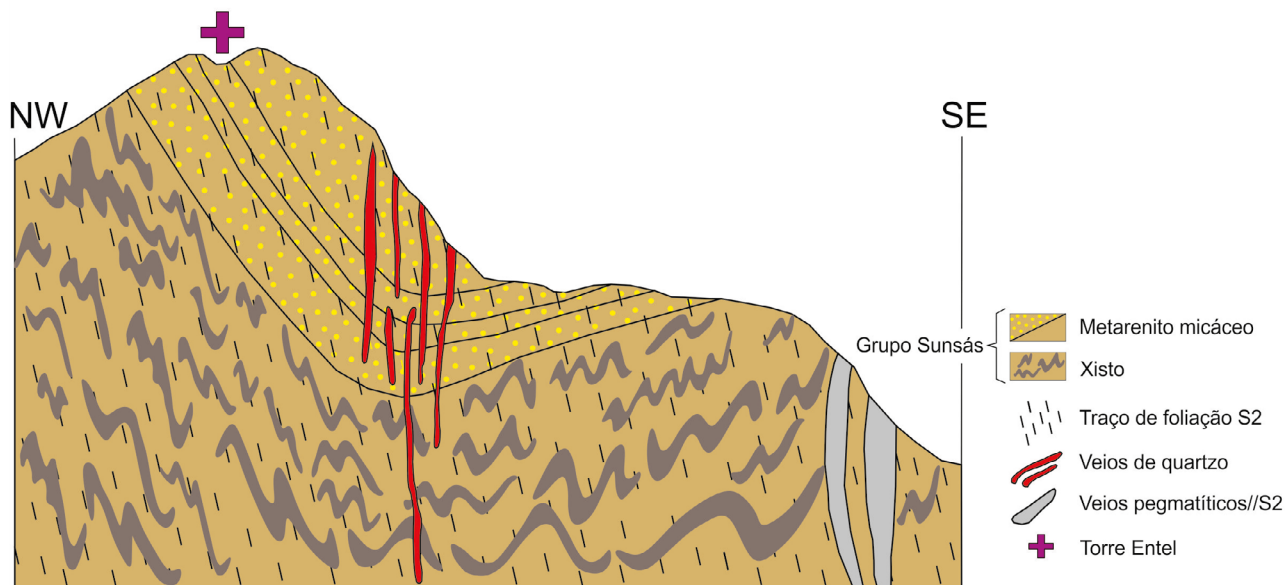
## GEOCROLOGIA U-PB (LA-ICP-MS) EM ZIRCÃO DETRÍTICO

As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras da Faculdade de Geociências da UFMT e as análises isotópicas em zircões detríticos foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). Foram analisadas as amostras IM06 e IM07, ambas metarenitos micáceos coletados no Lineamento San Diabolo, na região da Torre da Entel (Figura 4).

Da amostra IM06, foram usados os 27 grãos com maior concordância dos 61 analisados (Tabela 3). A população de zircões apresenta-se subédrica, com prismas de tamanhos variados e zonação preservada, podendo exibir cristais arredondados (Figura 20).

Os resultados obtidos sugerem idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  para as rochas-fonte entre  $1.745 \pm 21$  e  $1.223 \pm 170$  Ma (Figura 21), com concentração de idades em torno de  $1.703 \pm 26$  e  $1.363 \pm 31$  Ma, sendo a idade máxima de sedimentação, de  $1.223 \pm 170$  Ma, fornecida pelo zircão mais novo.

### Perfil Esquemático NW-SE na região da Torre Entel - Porção sul do *Front* San Diabolo



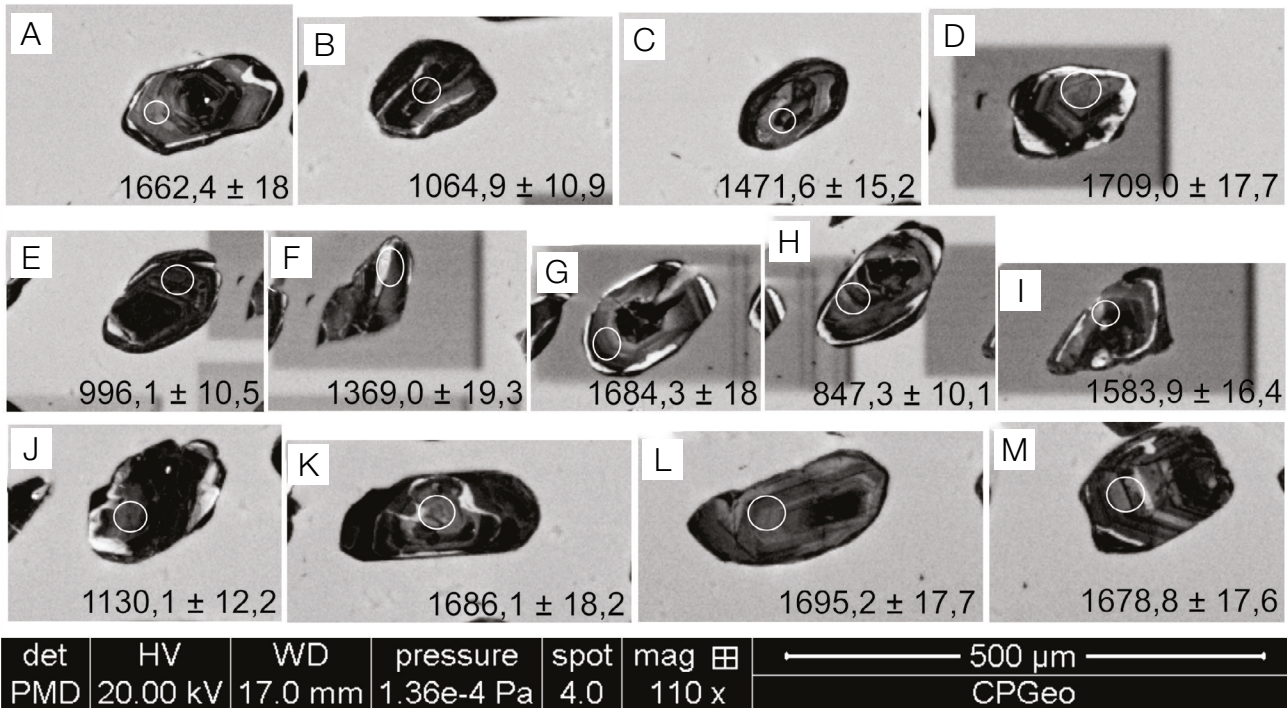
**Figura 17.** Perfil geológico esquemático ilustrando a dobra Sinformal do Grupo Sunsás na região da Torre Entel, no *Front* San Diabolo.

Da amostra IM07, foram utilizados 23 grãos concordantes dos 61 analisados (Tabela 4). Os cristais são preferencialmente arredondados, com ou sem estruturação interna e bastante fraturados (Figura 22).

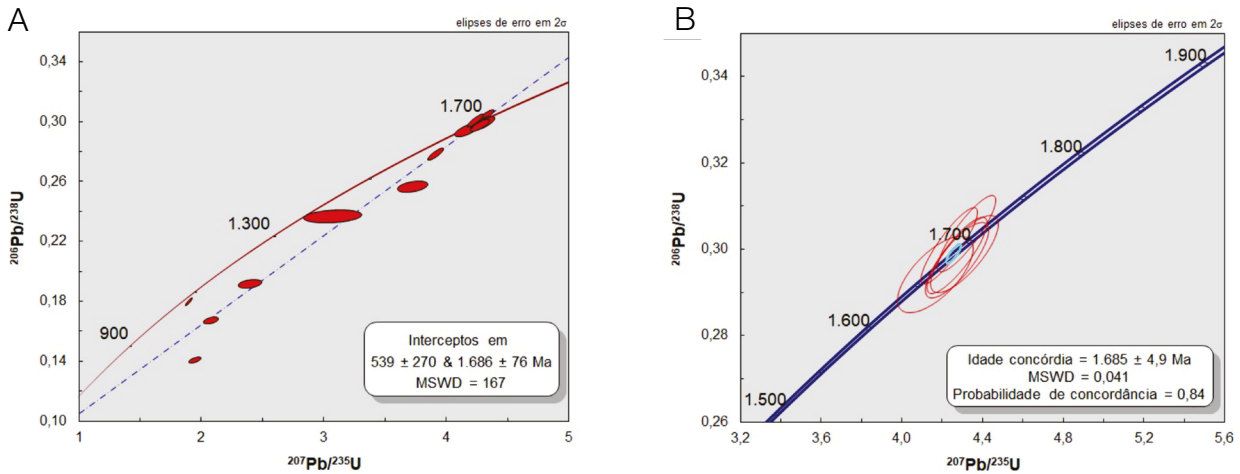
Apresentaram idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  para as rochas fonte entre  $1.883 \pm 43$  e  $1.274 \pm 64$  Ma (Figura 23), com concentração de idades em torno de  $1.430 \pm 55$  e  $1.333 \pm 27$  Ma, e com idade máxima de sedimentação de  $1.274 \pm 64$  Ma.

**Tabela 2.** Síntese dos dados analíticos U-Pb (SHRIMP) em zircão da amostra IM04C.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	206Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err %	206Pb common %	Err %	Total 207/206	Err %	4corr 238/206r	Err %	4corr 207r/206r	Err %	4corr 207r/235	Err %	4corr 206r/238	Err %	Corr. de erro	204 corr $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Err 1 $\sigma$	204 corr $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err 1 $\sigma$	% Disc.
1,1	241	112	0,48	0,46	2,9E-4	18	0,55	1,2	,1067	1,0	3,40	1,2	,1027	1,3	4,17	1,8	,2942	1,2	,675	1662	18	1673	25	1
2,1	1785	178	0,10	0,10	6,0E-5	18	0,11	1,1	,0775	0,4	5,57	1,1	,0766	0,5	1,90	1,2	,1796	1,1	,911	1065	11	1111	10	4
3,1	743	374	0,52	1,92	1,2E-3	5	2,22	1,1	,1216	0,4	3,90	1,2	,1054	2,5	3,73	2,7	,2564	1,2	,420	1471	15	1721	46	17
4,1	413	230	0,58	0,08	5,3E-5	29	0,10	1,2	,1040	0,6	3,29	1,2	,1032	0,7	4,32	1,3	,3036	1,2	,875	1709	17	1683	12	-2
5,1	1266	673	0,55	1,05	6,1E-4	11	1,15	1,1	,0986	1,1	5,98	1,1	,0900	2,1	2,07	2,4	,1671	1,1	,472	996	10	1426	41	43
6,1	249	69	0,29	3,82	2,3E-3	7	4,36	1,5	,1266	1,4	4,23	1,6	,0942	6,1	3,07	6,3	,2366	1,6	,248	1369	19	1513	115	10
7,1	305	231	0,78	0,08	5,0E-5	39	0,09	1,2	,1045	0,7	3,35	1,2	,1038	0,8	4,27	1,4	,2986	1,2	,847	1684	18	1693	14	1
8,1	717	657	0,95	1,07	6,2E-4	9	1,15	1,3	,1089	0,6	7,12	1,3	,1004	1,6	1,94	2,0	,1405	1,3	,621	847	10	1632	30	93
9,1	625	478	0,79	0,23	1,4E-4	19	0,27	1,2	,1039	0,5	3,59	1,2	,1019	0,7	3,91	1,4	,2785	1,2	,854	1583	16	1659	13	5
10,1	733	310	0,44	2,01	1,2E-3	6	2,23	1,2	,1073	0,7	5,22	1,2	,0906	3,0	2,39	3,3	,1916	1,2	,362	1130	12	1439	58	27
11,1	293	177	0,63	0,32	2,0E-4	20	0,38	1,2	,1074	0,7	3,35	1,2	,1046	1,0	4,31	1,6	,2989	1,2	,773	1686	18	1707	19	1
12,1	423	248	0,61	0,08	4,8E-5	8	0,09	1,2	,1028	0,6	3,32	1,2	,1021	0,6	4,23	1,3	,3008	1,2	,882	1695	17	1663	12	-2
13,1	399	214	0,55	0,28	1,8E-4	22	0,33	1,2	,1067	0,6	3,36	1,2	,1042	0,9	4,27	1,5	,2975	1,2	,796	1678	17	1701	17	1



**Figura 18.** Imagens em cátodo-luminescência dos cristais de zircão (A) IM04C-1.1; (B) IM04C-2.1; (C) IM04C-3.1; (D) IM04C-4.1; (E) IM04C-5.1; (F) IM04C-6.1; (G) IM04C-7.1; (H) IM04C-8.1; (I) IM04C-9.1; (J) IM04C-10.1; (K) IM04C-11.1; (L) IM04C-12.1; e (M) IM04C-13.1. Também estão ilustrados os sítios de aplicação do feixe ionizante primário.



**Figura 19.** (A) Diagrama concórdia U-Pb para a amostra IM04C, mostrando os interceptos com idades concordantes e discordantes; (B) diagrama concórdia U-Pb (SHRIMP) para a amostra IM04C, evidenciando no intercepto superior, uma idade concordante de  $1.685 \pm 4,9$  Ma.

**Tabela 3.** Dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IM06.

Identificador	$^{206}\text{Pb}$ %	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 $\sigma$ %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ %	rho <sup>a</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$	Discor <sup>b</sup> , U-Pb %
ZR24	0,2821	0,151	5960	79,25	2,125	4,80	0,1901	1,75	0,36	1223	170	1122	36	1157	65	-7,58
ZR61	0,6826	0,347	8339	19,13	2,482	1,57	0,2101	1,16	0,74	1330	38	1229	26	1267	23	-5,83
ZR14	0,3197	1,250	97677	22,00	2,612	1,21	0,2203	0,82	0,67	1338	32	1283	19	1304	18	-4,62
ZR29	0,6119	0,531	238500	17,40	2,820	2,13	0,2353	1,01	0,47	1359	70	1362	25	1361	32	-3,47
ZR47	0,5876	0,337	148316	24,56	2,925	2,56	0,2439	1,59	0,62	1360	75	1407	40	1388	38	-1,18
ZR49	0,4741	0,488	109150	21,74	3,068	2,16	0,2554	1,97	0,91	1363	31	1466	52	1425	33	-0,82
ZR44	0,4097	0,495	73477	30,12	2,857	1,52	0,2359	1,14	0,75	1379	36	1365	28	1371	23	-0,25
ZR52	1,0348	0,274	10912	9,42	2,932	1,14	0,2400	0,81	0,71	1396	27	1386	20	1390	17	0,21
ZR39	0,1192	1,118	46705	21,30	2,842	2,22	0,2323	1,60	0,72	1399	57	1346	39	1367	33	0,47
ZR27	0,8484	0,975	3552	6,90	3,059	1,20	0,2463	0,80	0,67	1427	31	1419	20	1423	18	0,57
ZR43	0,4574	0,354	2288	8,97	3,078	1,81	0,2434	1,53	0,85	1461	33	1405	39	1427	28	0,68
ZR26	0,3925	0,290	19068	43,52	3,348	1,35	0,2599	1,07	0,80	1496	27	1489	29	1492	21	0,72
ZR40	0,4734	0,170	1556	10,75	3,090	1,58	0,2371	0,88	0,56	1519	47	1371	22	1430	24	0,87
ZR2	0,2222	0,463	34804	24,86	3,421	2,14	0,2590	1,74	0,81	1543	44	1485	46	1509	33	0,95
ZR60	0,7312	1,294	873	5,67	2,342	2,94	0,1693	1,93	0,66	1630	80	1008	36	1225	41	1,21
ZR12	0,3529	0,611	148951	24,66	4,124	2,16	0,2924	1,27	0,59	1666	62	1654	37	1659	35	1,67
ZR56	0,3371	0,412	92964	21,01	4,295	1,28	0,3015	0,93	0,72	1685	29	1698	28	1692	21	3,04
ZR34	0,4265	0,700	109263	21,94	4,118	2,16	0,2881	1,88	0,87	1691	36	1632	54	1658	35	3,29
ZR48	0,7762	0,574	6921	9,74	4,234	1,42	0,2953	1,09	0,77	1696	30	1668	32	1681	23	3,51
ZR33	0,3027	0,353	146661	11,60	4,313	1,27	0,3006	0,90	0,71	1698	30	1694	27	1696	21	3,76
ZR50	0,2818	0,766	131057	38,09	4,555	1,54	0,3173	1,19	0,77	1698	33	1777	37	1741	26	3,79
ZR19	0,7053	0,413	22682	75,22	4,176	1,74	0,2906	1,17	0,67	1700	45	1644	34	1669	28	3,86
ZR18	0,5442	0,253	3126	14,22	4,203	1,23	0,2920	0,95	0,77	1703	26	1652	28	1675	20	4,04
ZR25	0,4182	0,250	2549	43,05	4,504	4,16	0,3100	1,66	0,40	1721	137	1741	50	1732	68	5,97
ZR1	2,0140	0,420	27612	85,75	4,748	2,17	0,3266	1,32	0,61	1722	61	1822	42	1776	36	7,59
ZR51	0,3835	0,349	111060	21,99	4,407	1,36	0,3031	0,87	0,64	1722	36	1707	26	1714	22	8,26
ZR20	0,8396	0,479	65578	57,58	4,513	1,20	0,3066	0,99	0,82	1745	21	1724	30	1733	20	9,72

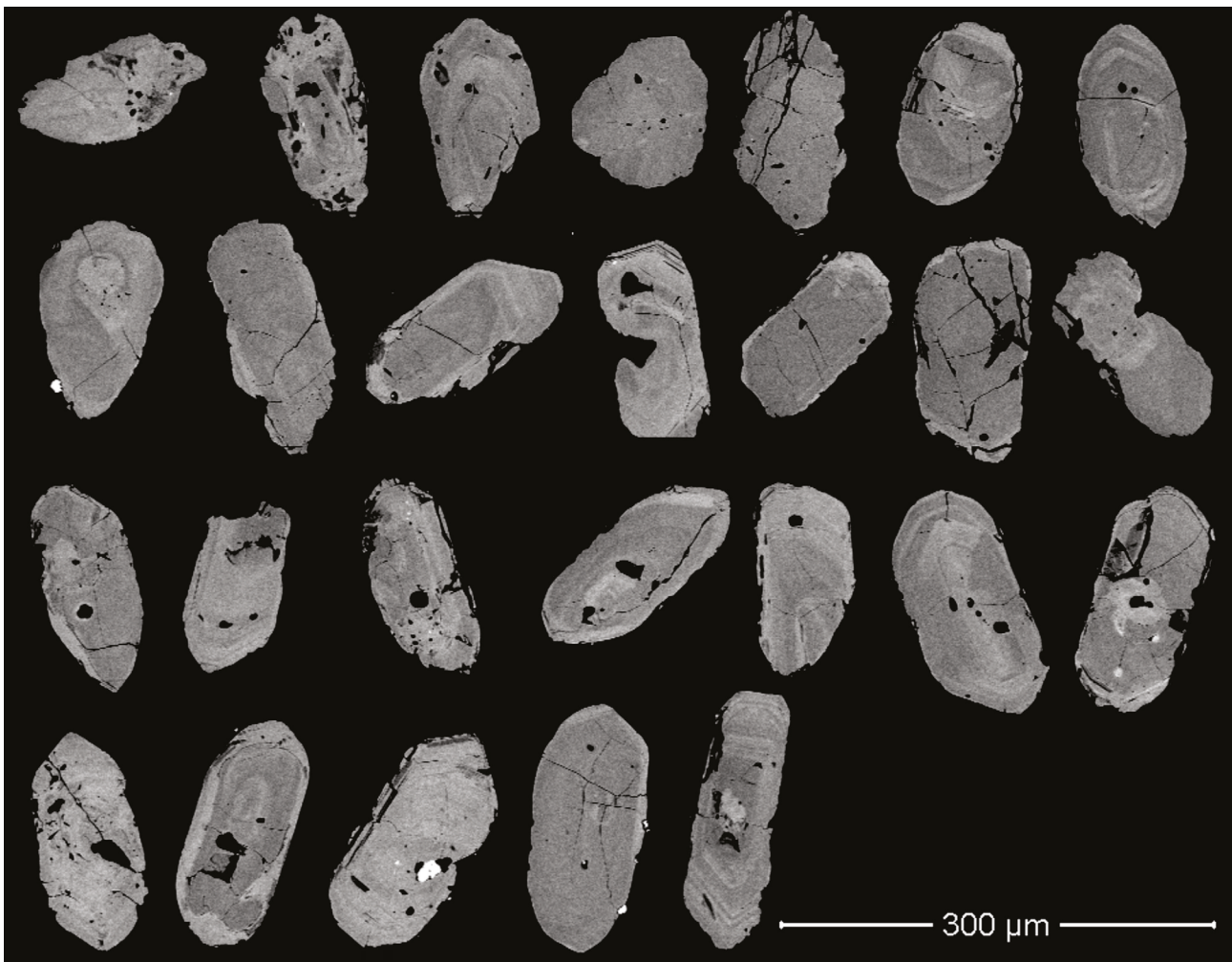


## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

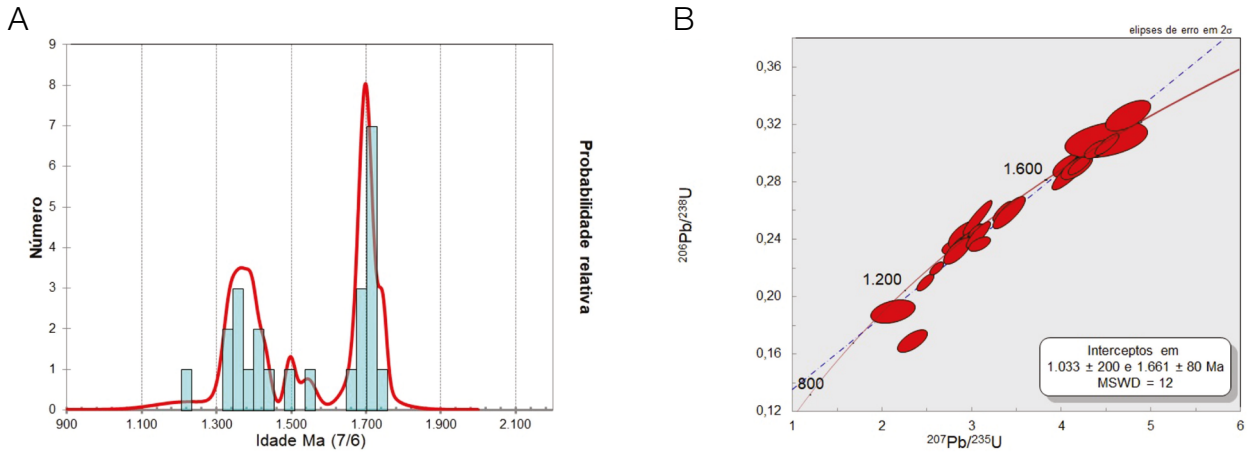
A partir da caracterização geológica e estrutural e das análises geocronológicas U-Pb (SHRIMP) do biotita gnaiss e U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões detriticos dos metarenitos, foi possível definir o seguinte empilhamento estratigráfico para a área estudada: Complexo Chiquitania, Suíte Pensamiento e Grupo Sunsás. O Complexo Chiquitania apresenta-se nas porções norte, Gnaiss Miraflores, e sul, Gnaiss Santo Rosário, do FSD, sendo caracterizado por biotita gnaisses de composição granítica a tonalítica, metamorfizados na fácies de transição xisto verde para anfíbolito, com evidências de uma fase metamórfica retrógrada. A Suíte Pensamiento é caracterizada pelo Granito Colmena, um corpo de composição monzogranítica localizado na região de maior deformação do *front*.

O Grupo Sunsás é representado por dois litotipos principais, depositados em sequência e marcados por um contato gradacional entre o biotita-muscovita xisto da base e o metarenito quartzoso, em direção ao topo.

Segundo a análise estrutural, foi possível distinguir três fases tectono-metamórficas na extensão oeste do FSD.  $F_1$  foi responsável pela geração de um bandamento gnáissico ( $S_1$ ) nas rochas do Complexo Chiquitania, com direção preferencial entre N20E e N10W e mergulhos elevados para SW e NE.  $F_2$  teve natureza transpressiva em ambiente rúptil-dúctil, com componente oblíquo, responsável pela geração de dobras fechadas ( $D_2$ ), com eixo E-W, no embasamento, e de uma foliação ( $S_2$ ) de alto ângulo, plano-paralela às dobras que, de uma forma geral, desencadeou a transposição do bandamento anterior ( $S_1$ ). No Grupo Sunsás, a  $F_2$  comportou-se de maneira distinta, sendo caracterizada pela geração de dobras abertas regionais com caimento suave para SWW, e de uma foliação ( $S_2$ ) do tipo xistosidade, plano-paralela às dobras, com atitude preferencial de N780E/80SE. A terceira e última fase de deformação mostrou-se menos intensa que a anterior. Apesar da sua abrangência, foi responsável pela geração de uma discreta ondulação, visível, principalmente, nas foliações miloníticas como dobras



**Figura 20.** Morfologia subédrica predominante nos cristais de zircão da amostra IM06.



**Figura 21.** (A) Histograma com as idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos cristais de zircão da amostra IM06; (B) diagrama concórdia com as idades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  dos 27 grãos de zircão concordantes da amostra IM06.

**Tabela 4.** Dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IM07.

Identificador	$^{206}\text{Pb}$ %	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 $\sigma$ %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ %	Rho <sup>a</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$	Discor <sup>b</sup> , U-Pb %
ZR3	0,6661	0,132	177397	19,62	2,988	0,89	0,2433	0,69	0,77	1405	17	1404	17	1404	14	0,11
ZR6	0,4065	0,233	3924	24,34	3,104	2,29	0,2467	1,38	0,60	1452	67	1421	35	1434	35	2,11
ZR9	0,4209	0,754	139642	18,11	2,828	1,31	0,2394	0,94	0,72	1331	32	1383	23	1363	19	-3,95
ZR14	0,1054	0,527	32218	16,18	3,107	2,06	0,2498	1,40	0,68	1430	55	1437	36	1434	31	-0,50
ZR18	1,6262	0,354	6518	5,99	4,147	2,83	0,3072	2,66	0,94	1584	33	1727	80	1664	46	-9,01
ZR19	1,3967	0,480	6418	6,33	3,221	1,53	0,2593	1,37	0,89	1427	22	1486	36	1462	24	-4,10
ZR27	1,3839	0,123	2592	8,46	2,742	2,10	0,2287	1,91	0,91	1359	30	1328	46	1340	31	2,31
ZR28	3,1714	0,604	16563	6,38	4,265	2,30	0,3039	2,05	0,89	1657	36	1711	61	1687	37	-3,24
ZR30	2,3941	0,513	2941	8,19	2,478	3,19	0,2160	2,71	0,85	1274	64	1261	62	1266	46	1,06
ZR31	0,3343	0,366	124825	15,84	3,298	1,22	0,2581	0,79	0,65	1481	32	1480	21	1481	19	0,09
ZR32	0,5145	0,347	65990	33,75	2,940	1,34	0,2486	1,09	0,81	1333	27	1431	28	1392	20	-7,35
ZR33	0,7503	0,428	1210	8,42	3,023	3,38	0,2561	3,03	0,90	1330	55	1470	79	1413	51	-10,53
ZR34	0,4901	0,228	132380	22,94	4,716	1,02	0,3149	0,73	0,71	1776	22	1765	22	1770	17	0,65
ZR36	0,1430	0,367	27742	22,96	2,975	2,59	0,2341	2,20	0,85	1470	50	1356	54	1401	39	7,79
ZR39	0,7726	1,403	6653	12,05	3,090	1,48	0,2580	1,27	0,86	1357	25	1480	34	1430	23	-9,01
ZR41	0,3267	0,331	16769	47,49	3,141	1,29	0,2400	0,92	0,71	1527	31	1387	23	1443	20	9,17
ZR42	0,1764	0,457	80160	11,73	3,113	1,20	0,2494	0,89	0,74	1437	27	1435	23	1436	18	0,10
ZR43	0,1313	1,084	32910	28,35	2,720	1,93	0,2210	1,43	0,74	1410	47	1287	33	1334	28	8,71
ZR44	0,1314	0,742	53223	15,25	5,393	1,78	0,3395	1,26	0,71	1883	43	1884	41	1884	30	-0,05
ZR54	0,3281	0,390	5814	23,01	3,196	1,84	0,2540	1,42	0,77	1452	42	1459	37	1456	28	-0,52
ZR55	1,5857	0,495	5453	9,91	2,750	1,47	0,2295	1,20	0,82	1359	29	1332	29	1342	22	1,99
ZR60	0,0979	0,395	34601	16,20	2,974	2,02	0,2384	1,39	0,69	1435	54	1378	34	1401	30	3,98
ZR61	1,3223	0,359	5588	6,36	2,786	1,25	0,2262	0,93	0,74	1410	28	1315	22	1352	19	6,78

<sup>a</sup>Rho é a correlação de erro definida como  $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ; <sup>b</sup>Discor é o grau de discordância das razões U/Pb em %.

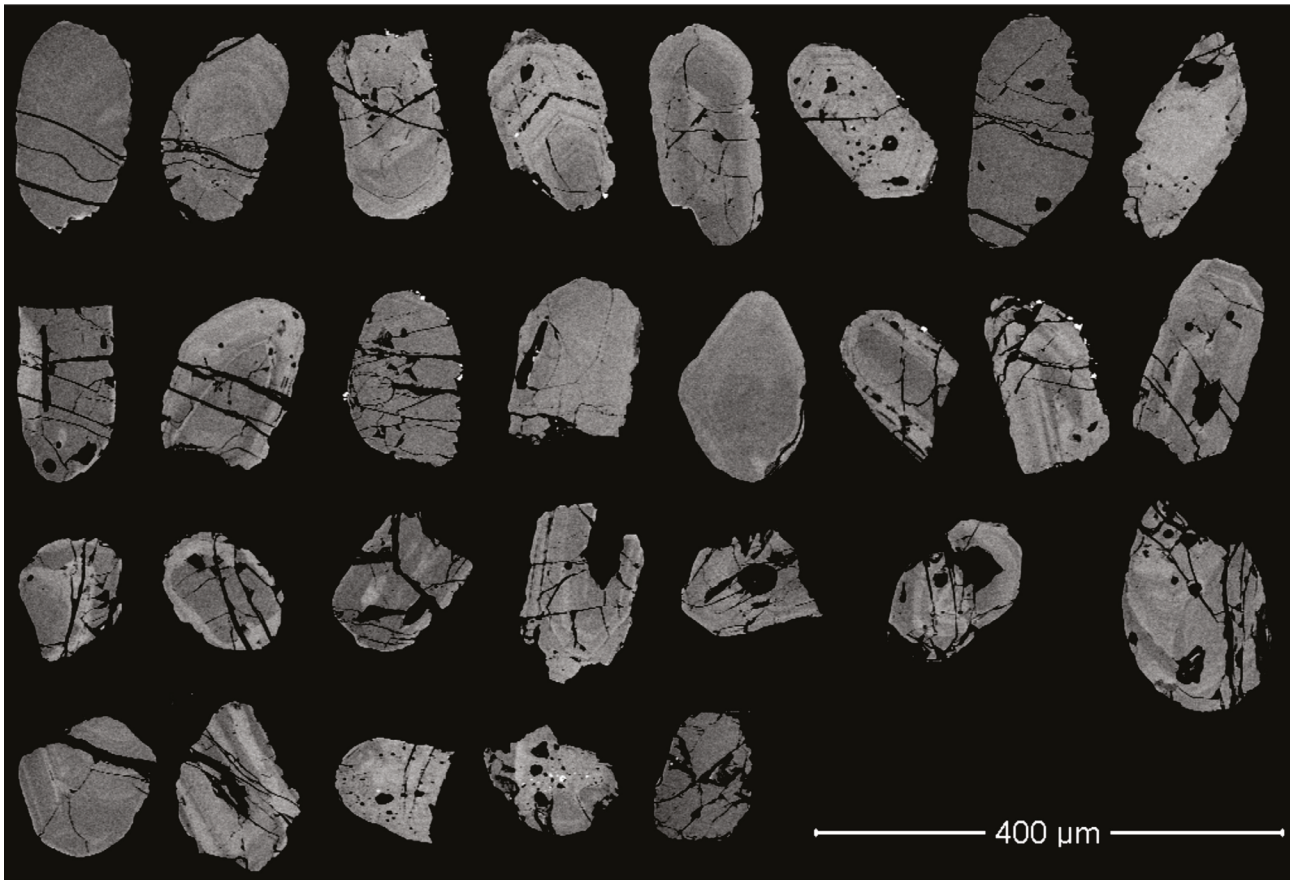


Figura 22. Padrão morfológico arredondado dos cristais de zircão da amostra IM07.

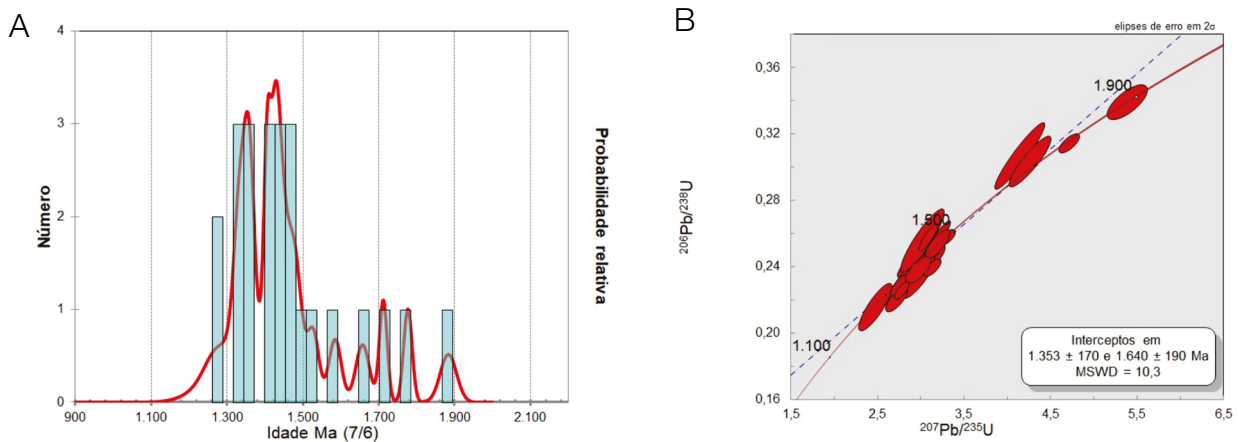


Figura 23. (A) Histograma com as idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos cristais de zircão da amostra IM07; (B) diagrama concórdia com as idades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  dos 23 grãos de zircão concordantes da amostra IM07.

suaves e abertas, e de uma foliação  $S_3$ , com atitude preferencial de N20W/80NE.

Litherland et al. (1986, 1989), Boger et al. (2005), Ruiz (2005) e Teixeira et al. (2010) indicaram que a Faixa Sunsás se caracteriza como um cinturão colisional, com

zonas estreitas ou *fronts* dominados por movimentos direcionais, como os *fronts* tectônicos Santa Catalina, San Diablo, Aguapeí, Rio Negro e Concepcion. O acervo de dados estruturais e cinemáticos descritos no FSD na região de Miraflores ratificam o regime transcorrente desencadeado

durante a Orogenia Sunsás. As idades K-Ar  $868 \pm 24$  Ma,  $965 \pm 27$  Ma e  $1.008 \pm 27$  Ma, apresentadas por Litherland et al. (1986) no FSD, corroboram a interpretação de que o FSD foi implantado e desenvolvido durante a aglutinação do supercontinente Rodínia.

O dado geocronológico U-Pb (SHRIMP) obtido no gnaíse Santo Rosário, situado ao sul do FSD, sugere idade de cristalização do protólito ígneo em torno de  $1.685 \pm 4,9$  Ma, similar aos resultados U-Pb apresentados por Boger et al. (2005) e Matos et al. (2013), para os Complexos Chiquitania e Lomas Manechis situados ao norte do FSD. Além dos resultados geocronológicos U-Pb, a análise estrutural e metamórfica realizada ao norte e ao sul do FSD demonstrou a similaridade do arcabouço litoestrutural e condições metamórficas dos gnaíses estudados ao sul (Santo Rosário) e ao norte (Miraflores) do FSD.

Os dados U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões detríticos obtidos na amostra de metarenito quartzoso (IM06) sugerem idade máxima de sedimentação de  $1.223 \pm 170$  Ma, com picos de concentração de idades em torno de  $1.703 \pm 26$  e  $1.363 \pm 31$  Ma. Os resultados obtidos para a amostra no metarenito IM07 demonstraram idade máxima de sedimentação de  $1.274 \pm 64$  Ma, com picos de concentração de idades em torno de  $1.430 \pm 55$  e  $1.333 \pm 27$  Ma.

Os dados obtidos indicam que as rochas metassedimentares fazem parte do Grupo Sunsás exclusivamente, ao contrário do que afirmaram Litherland et al. (1986), que definiram parte dessas rochas metassedimentares como xistos do Grupo San Ignacio. A fonte dos zircões arredondados, dominantes na amostra IM07, são essencialmente os protólitos da Suíte Pensamiento, enquanto os zircões mais prismáticos e angulosos da amostra IM06 são provenientes tanto dos Complexos Chiquitania e Lomas Manechis como das intrusões graníticas da Suíte Pensamiento.

O Granito Colmena foi inserido na Suíte Pensamiento com base na sua idade de cristalização U-Pb (SHRIMP), de  $1.348 \pm 8$  Ma (Nedel, 2016), que o caracteriza como um corpo intrusivo relacionado à Orogênese San Ignacio. Por situar-se na zona de maior deformação do *front*, foi intensamente milonitizado pela  $F_2$ , permitindo definir a cinemática transcorrente oblíqua dextral.

Dessa forma, a união dos dados obtidos no segmento oeste do FSD possibilitou caracterizá-lo como uma zona de cisalhamento curvilínea de natureza transpressiva e cinemática dextral, relacionada à movimentação direcional/transcorrente com um componente oblíquo, durante a Orogênese Sunsás.

Não há elementos que indiquem que a megaestrutura desenhada pelo FSD seja uma zona de sutura entre dois terrenos distintos, como foi proposto por Klinck e Litherland (1982) e reforçado por Saes e Fragoso-Cesar

(1996), Faleiros et al. (2015) e Redes et al. (2015). Os dados apresentados mostram que o *front* tectônico se trata de um importante feixe de zonas de cisalhamento transcorrentes/transpressivas dúcteis que, em associação com os *fronts* Concepcion, Rio Negro e Santa Catalina, atuaram como sítios de movimentação oblíqua, relacionada à evolução tectônica da Faixa Sunsás.

Em termos de evolução crustal, admite-se que a Faixa Sunsás seja dominada por tectônica transpressiva, que fragmenta e justapõe porções crustais do Terreno Paraguá retrabalhando o embasamento paleo-mesoproterozoico. Do ponto de vista do arcabouço estrutural, difere da Faixa Aguapeí, que apresenta estruturas tectônicas compressivas típicas de compressão frontal, seguidas por zonas de cisalhamentos normais, comuns ao colapso orogênico (Ruiz, 2005; Ruiz et al., 2007). Assemelha-se em termos cinemáticos com a Faixa Nova Brasilândia, que igualmente apresenta movimentação tectônica típica aos orógenos transpressivos (Tohver et al., 2005).

Em termos de correlação tectônica, admite-se que a Faixa Sunsás e, em consequência os *fronts* tectônicos transpressivos, como o San Diablo, tenham sido gerados pela colisão do Proto-crátón Amazônico com o Terreno Cratônico Pampia e o Bloco Arequipa-Antofalla, em razão da aglutinação do supercontinente Rodínia (Ramos, 2008, 2009).

Essa correlação estende-se ao Orógeno Grenville, formado ao longo da margem leste do continente Laurentia durante a sua colisão com o Bloco Arequipa-Antofalla e o Crátón Amazônico, em 1,0 Ga. Assim como a Faixa Sunsás, o Orógeno Grenville foi regido por uma movimentação tectônica transpressiva com cinemática direcional sinistral em condições de médio a alto grau metamórfico, que afetou de maneira menos intensa sua cobertura metassedimentar, e teve o seu magmatismo associado à deformação intraplaca e à ocorrência de plútons graníticos tardios, em torno de 0,95 Ga (Hoffman, 1991; Sadowski, Bettencourt, 1996; Tohver et al., 2002, 2006; Kröner e Cordani, 2003; Johansson, 2009; Cordani et al., 2010; Evans, 2013).

## REFERÊNCIAS

- Berrangé, J. P., Litherland, M. (1982). Sinopsis de la geología y potencial de minerales del area del Proyecto Precambrico. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia*, Informe 21, 120.
- Bettencourt, J. S., Leite Jr., W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., Tosdal, R. M. (2010). The Rondonian San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal South American Earth Sciences*, 29, 28-46.

- Bloomfield, K., Litherland, M. (1982). *A Model for the Proterozoic Structural History of Eastern Bolivia*. Eastern Bolivia Mineral Exploration Project, Proyecto Precambrico. Santa Cruz de la Sierra: British/Servicio Geológico de Bolivia.
- Boger, S. D., Raetz, M., Giles, D., Etchart, E., Fanning, C. M. (2005). U–Pb Age from the Sunsás Region of Eastern Bolivia, Evidence for Allochthonous Origin of the Paragua Block. *Precambrian Research*, 139, 121-146.
- 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. *II Congresso Geológico Chileno*, Actas, 137-48. Arica, Chile.
- Cordani, U. G., Teixeira, W. (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *The Geological Society of America (GSA)*, Memoir, 200, 297-320.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I. (2009). The Position of the Amazonian Craton in Supercontinents. *Gondwana Research*, 15, 396-407.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Coutinho, J. M. V., Ruiz, A. S. (2010). The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310, 981-1023.
- Evans, A. D. (2013). Reconstructing pre-Pangean supercontinents. *Geological Society of America Bulletin*, 125(11/12), 1735-1751.
- Faleiros, F. M., Pavan, M., Remédio, M. J., Rodrigues, J. B., Almeida, V. V., Caltabeloti, F. P., Pinto, L. G. R., Oliveira, A. A., Pinto de Azevedo, E. J., Costa, V. S. (2015). Zircon U–Pb Ages of Rocks from the Rio Apa Cratonic Terrane (Mato Grosso do Sul, Brazil): New Insights for its Connection with the Amazonian Craton in Pre-Gondwana Times. *Gondwana Research*, 34, 187-204.
- Faria, D. A., Ruiz, A. S., Matos, J. B., Sousa, M. A., Lima, G. A., Macambira, M. B. (2014). Geology, Geochemistry, and Geochronology (U-Pb) of the Rio Fortuna Gneiss - Serra do Baú Intrusive Suite - Paraguá Terrane - SW Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1), 139-154.
- Figueiredo, F. P., Ruiz, A. S., Sousa, M. A., Macambira, M. B. (2013). Gnaiss Turvo: registro de magmatismo paleoproterozoico no Terreno Paraguá – sudoeste do Cráton Amazônico, Vila Bela da Santíssima Trindade, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2), 401-422.
- Hoffman, P. F. (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252, 1409-1412.
- Johansson, A. (2009). Baltica, Amazonia and the SAMBA connection—1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research*, 175, 221-234.
- Kerr, P. F. (1959). *Optical Mineralogy* (3rd ed.). New York: McGraw-Hill.
- Klinck, B. A., Litherland, M. (1982). A model for the Proterozoic structural history of eastern Bolivia. *Reproduction of Easter Bolivia Mineral Exploration Project, Santa Cruz, BAK/15* (unpublished).
- Kröner, A., Cordani, U. G. (2003). African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, 375, 325-352.
- Litherland, M., Annells, R. N., Appleton, J. D., Berrange, J. P., Bloomfield, K., Burton, C. C. I., Darbyshire, D. P. F., Fletcher, C. J. N., Hawkins, M. P., Klinck, B. A., Llanos, A., Mitchell, W. I., O'Connor, E. A., Pitfield, P. E. J., Power, G., Webb, B. C. (1986). The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. *British Geological Survey, Overseas Memoir*, 9, 153.
- Litherland, M., Annells, R. N., Darbyshire, D. F., Fletcher, C. N., Hawkins, M. P., Klinck, B. A., Mitchell, W. I., O'Connor, E. A., Pitfield, P. J., Power, G., Webb, B. C. (1989). The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43, 157-174.
- Ludwig, K. R. (1998). On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 665-676.
- Matos, J. B., Juliani, C., Tokashik, C. C., Oliveira, R. F., Ruiz, A. S. (2013). Granulitos Ortoderivados da Suite Lomas Manechis, Fronteira Brasil-Bolívia: Geoquímica e Geocronologia. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, Short Paper, 305-308. Belém: SBG, Núcleo Norte.
- Matos, R., Teixeira, W., Geraldés, M. C., Bettencourt, J. S. (2009). Geochemistry and Nd–Sr Isotopic Signatures of the Pensamiento Granitoid Complex, Rondonian-San Ignacio Province, Eastern Precambrian Shield of Bolivia: Petrogenetic Constraints for a Mesoproterozoic Magmatic Arc Setting. *Geologia USP. Série Científica*, 9(2), 89-117.
- Nedel, I. M. (2016). *Front San Diabolo na região de Miraflores – Bolívia: Estratigrafia e Implicações Tectônicas*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Universidade Federal de Mato Grosso.

- Ramos, V. A. (2008). The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review on Earth and Planetary Sciences*, 36, 289-324.
- Ramos, V. A. (2009). The Grenville-Age Basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 77-91.
- Redes, L. A., Sousa, M. Z. A., Ruiz, A. S., Lafon, J. M. (2015). Petrogênese e Geocronologia (U-Pb e Sm-Nd) do Granito Taquaral: Registro de um Arco Magmático Continental Orosiriano na Região de Corumbá - MS. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3), 431-451.
- Ruiz, A. S. (2005). *Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico, região limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. Tese (Doutorado). Rio Claro: UNESP.
- Ruiz, A. S. (2009). Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. *XVIII Congresso Geológico Boliviano*, Acta, 159-163. Potosi-BO.
- Ruiz, A. S., Simões, L. S. A., Araújo-Ruiz, L. M. B., Godoy, A. M., Matos, J. B., Sousa, M. Z. A. (2007). Cinturão Orogênico Aguapeí (1025-900 MA): Um exemplo de Faixa Móvel Intracontinental no SW do Cráton Amazônico. *XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 116-118. Natal: SNET.
- Ruiz, A. S., Simões, L. S. A., Brito Neves, B. B. (2005). Maciço Rio Apa: extremo meridional do Cráton Amazônico. *X Simpósio de Estudos Tectônicos*, Anais, 301-304.
- Sadowski, G. R., Bettencourt, J. S. (1996). Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76, 213-227.
- Saes, G. (1999). *Evolução Tectônica e Paleogeográfica do Aulacógeno Agupaeí (1.2-1.0Ga) e dos Terrenos do seu Embasamento na Porção Sul do Cráton Amazônico*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Saes, G., Fragoso-Cesar, A. R. S. (1996). Acresção de Terrenos Mesoproterozóicos no SW da Amazônia. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, 6, 124-126. Salvador: SBG.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the Amazon Craton Provinces based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3, 453-488.
- Santos, J. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., Chemale Jr., F., Quadros, M. S. (2008). Age and Autochthonous Evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton on Mapping and U-Pb Geochronology. *Precambrian Research*, 165, 120-152.
- Sato, K., Basei, M. A. S., Siga Junior, O., Sprosser, W. M., Passarelli, C. R. (2008). Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo – Igc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP. Série Científica*, 8(2), 76-99.
- Souza, A. E. P., Hildred, P. R. (1980). Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí, Mato Grosso. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, 2, 587-598. Camboriú: SBG.
- Steiger, R. H., Jager, E. (1977). Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), 359-362.
- Stern, R. A. (1998). High-resolution SIMS determination of radiogenic tracer isotope ratios in minerals. In: L. J. Cabri, D. J. Vaughan (Eds.). Modern approaches to ore and environmental mineralogy. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, 27, 241-268.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, M. C., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (2000). The Amazon craton. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz-Filho, D. A. Campos (Eds.). Tectonic evolution of South America: Rio de Janeiro, Brazil. *31<sup>st</sup> International Geological Congress* (41-95).
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22, 174-182.
- Tassinari, C. G. C., Macambira, M. J. B. (2004). A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Neto-Mantesso, 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* (471-486). São Paulo: Beca.
- Teixeira, W., Geraldés, M. C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes, G., Vargas-Mattos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 47-60.
- 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.

- Tohver, E., Teixeira, W., Van der Pluijm, B. A., Geraldes, M. C., Bettencourt, J. S., Rizzotto, G. (2006). A restored transect across the exhumed Grenville orogen of Laurentia and Amazonia, with implications for crustal architecture. *Geology*, 34, 669-672.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Scandolaro, J.E., Essene, E. (2005). Late mesoproterozoic deformation of SW Amazonia (Rondonia, Brazil): geochronological and structural evidence for collision with Southern Laurentia. *Journal of Geology*, 113, 309-323.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B. A., Van der Voo, R., Rizzotto, G. J., Scandolaro, J. E. (2002). Paleogeography of the Amazon Craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 185-200.
- Vargas-Mattos, G., Geraldes, M. C., Matos, R., Teixeira, W. (2010). Paleoproterozoic granites in Bolivian Precambrian shield: the 1.92 – 1.89 Ga Correrca magmatic rocks and tectonic implications. *VI Simpósio de Geologia Isotópica da América do Sul*. Brasília: SBGq, p. 65.
- Williams, I. S. (1998). U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: M. A. McKibben III, W. C. P. Shanks, W. I. Ridley (Eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.