



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Bruno Rodrigo Vasconcelos

“DEFORMAÇÃO POLIFÁSICA E METAMORFISMO DO GRUPO
CUIABÁ NA REGIÃO DE POCONÉ (MT), CINTURÃO DE DOBRAS E
CAVALGAMENTOS PARAGUAI”.

Orientador

Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz

Cuiabá

2014



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO - UFMT

Reitora

Prof^a. Dr^a. Maria Lucia Cavalli Neder

Vice-Reitor

Prof. Dr. Francisco José Dutra Solto

Pró-Reitora de Pós-Graduação

Prof^a. Dr^a. Leny Caselli Anzai

INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA – ICET

Diretor

Prof. Dr. Martinho da Costa Araújo

DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS – DRM

Chefe

Prof. Dr. Paulo Corrêa da Costa

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Coordenador

Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz



CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº55ª

**“DEFORMAÇÃO POLIFÁSICA E METAMORFISMO DO GRUPO
CUIABÁ NA REGIÃO DE POCONÉ (MT), CINTURÃO DE DOBRAS E
CAVALGAMENTOS PARAGUAI”.**

Bruno Rodrigo Vasconcelos

Orientador

Prof. Dr: Amarildo Salina Ruiz

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências do Instituto de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências.

CUIABÁ

2014

Universidade Federal de Mato Grosso – www.ufmt.br
Instituto de Ciências Exatas e da Terra – www.ufmt.br
Curso de Graduação em Geologia – cursodegeologia@ufmt.br
Departamento de Recursos Minerais – www.ufmt.br
Programa de Pós-Graduação em Geociências – ppgec@ufmt.br
Campus Cuiabá – Avenida Fernando Corrêa, s/nº - Coxipó
78.060-900 – Cuiabá, Mato Grosso.

Fone: (65) 3615-8000

Os direitos de tradução e reprodução são reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos, ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Depósito Legal na Biblioteca Nacional
Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Central do Sistema de Bibliotecas e Informação–
SISBIB – Universidade Federal de Mato Grosso

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

V331d VASCONCELOS, BRUNO RODRIGO.
DEFORMAÇÃO POLIFÁSICA E METAMORFISMO DO
GRUPO CUIABÁ NA REGIÃO DE POCONÉ (MT), CINTURÃO
DE DOBRAS E CAVALGAMENTOS PARAGUAI. / BRUNO
RODRIGO VASCONCELOS. -- 2014
67 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Amarildo Salina Ruiz.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Mato
Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-
Graduação em Geociências, Cuiabá, 2014.
Inclui bibliografia.

1. TECTÔNICA. 2. GEOLOGIA ESTRUTURAL. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

**DEFORMAÇÃO POLIFÁSICA E METAMORFISMO DO GRUPO
CUIABÁ NA REGIÃO DE POCONÉ (MT), CINTURÃO DE DOBRAS E
CAVALGAMENTOS PARAGUAI.**

Dissertação de mestrado aprovada em 28 de Outubro de 2014.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz
Orientador (UFMT)

Prof. Dr. Carlos Humberto da Silva
Examinador Interno (UFMT)

Dr. Júlio Cesar de Pinheiros Arrais
Examinador Externo (SEMA-MT)

**CUIABÁ - MT
OUTUBRO DE 2014**

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais e irmã pelo amor, motivação e apoio, que sempre alicerçaram meus passos.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geociências, colegas do Grupo de Pesquisa GUAPORÉ - Evolução Crustal e Tectônica, e em especial a meu ex-tutor e orientador Prof. Dr. Amarildo S. Ruiz pelas diversas discussões que me permitiram evoluir e pela oportunidade de conhecer novos caminhos e renovar opiniões.

Aos Prof. Dr. João B. Matos e Prof. Dr. Carlos H. Silva, membros da banca examinadora da qualificação, pelas orientações que auxiliaram na finalização do trabalho.

Ao geólogo André L. S. Molina, pelas oportunidades geradas, discussões geológico-político-econômicas e pelo apoio e disposição na realização deste trabalho.

Ao geólogo Alex V. Bernard pelas diversas segundas, terceiras, quartas e quintas opções e/ou modelos, que auxiliaram na evolução do trabalho.

Ao Me. em geologia Fernando L. Figueiredo pelo auxílio na coleta e discussão dos dados.

A graduanda em geologia Kamila G. Fernandes pela tradução da versão em inglês do artigo submetido ao *Brazilian Journal of Geology*.

Aos pesquisadores do Laboratório Multi-Usuário de Técnicas Analíticas – LAMUTA, do Departamento de Recursos Minerais – DRM/UFMT.

Agradeço o apoio técnico e financeiro das seguintes instituições:

Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT,

Programa de Pós-graduação em Geociências-PPGEC,

Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM,

e a Cooperativa de Desenvolvimento Mineral de Poconé – COOPERPOCONÉ.

SUMÁRIO

RESUMO	11
CAPITULO I	14
I.1 PROBLEMÁTICA E RELEVANCIA	15
I.2 OBJETIVOS	15
I.2.1 Objetivo Geral	15
I.2.2 Objetivos Específicos	15
I.3 MATERIAIS E MÉTODOS	16
I.3.1- Trabalhos de Campo	16
I.3.2- Trabalhos em Laboratório	16
I.3.2.1- Análises Microscópicas.....	16
I.3.2.2- Trabalho de Gabinete	17
I.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	17
I.5- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
CAPITULO II.....	15
ARTIGO SUBMETIDO AO BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY.....	29
DEFORMAÇÃO POLIFÁSICA E METAMORFISMO DO GRUPO CUIABÁ NA REGIÃO DE POCONÉ (MT), CINTURÃO DE DOBRAS E CAVALGAMENTOS PARAGUAI: IMPLICAÇÕES CINEMÁTICAS E TECTÔNICAS.....	29
RESUMO.....	30
ABSTRACT.....	31
INTRODUÇÃO.....	32
MÉTODOS	33
GEOLOGIA REGIONAL.....	34
ANÁLISE ESTRUTURAL.....	37
ESTRUTURAS PRIMÁRIAS - S0	37
PRIMEIRA FASE DEFORMACIONAL - F1	38
SEGUNDA FASE DEFORMACIONAL – F2.....	39

TERCEIRA FASE DEFORMACIONAL – F3	41
METAMORFISMO E MICROESTRUTURAS.....	42
DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	46
AGRADECIMENTOS.....	51
REFERÊNCIAS.....	52
CAPÍTULO III	23
DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	56
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62
ANEXO I.....	67

LISTA DE FIGURAS DA DISSERTAÇÃO

Figura 01- Mapa de localização.	17
Figura 02 – Mapa do Gondwana no final do neoproterozóico.....	19
Figura 03 – Mapa do Sistema Orogênico Tocantins.	21
Figura 04 – Forma atual da América do Sul destacando as principais unidades geológicas.....	21
Figura 05 – Comparação entre as principais colunas estratigráficas propostas para o Cinturão Paraguai.....	22
Figura 06 – Divisões Estruturais do Cinturão Paraguai..	23
Figura 07 – Resumo das principais características estruturais geradas em cada fase de deformação, identificadas por Alvarenga & Trompette (1993).	25
Figura 08 – Compilação das interpretações estruturais já propostas.....	25
Figura 09 – Perfis esquemáticos do Cinturão Paraguai.....	26
Figura 18. Gráfico da composição química média de 21 amostras dos metarritimitos pelíticos do Membro Cangas.....	56
Figura 19 – Diagrama de temperaturas.	57
Figura 20 – Fotomicrografias das unidades do Membro Cangas.	57
Figura 21 – Modelos de falhamento de Sibson-Scholz e geotermal simplificado.	58
Figura 22 – Fotomicrografias do Membro Cangas.....	59

Figura 23 – Ilustrações da cinemática associada a F3.....	60
Figura 24. Croqui das morfologias e interpretações cinemáticas.....	61

LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO

Figura 10. Mapa de localização do Cinturão Paraguai.....	33
Figura 11. A comparação entre os principais modelos deformacionais já propostos para a zona estrutural interna do cinturão.	35
Figura 12. Mapa geológico simplificado da região das áreas estudadas e comparação entre as principais colunas estratigráficas propostas.....	37
Figura 13. Estereograma de isofreqüência polar. Dobra do acamamento mostrando vergência para SE.....	40
Figura 14. Características da Foliação S2.	41
Figura 15. Associação metamórfica e microestruturas desenvolvidas pela F1.	43
Figura 16. Microestruturas produtos da F2.	46
Figura 17. Modelo da evolução deformacional do Grupo Cuiabá na região de Poconé (MT), destacando-se as fases deformacionais sobrepostas..	50

LISTA DE TABELAS

ANEXO I.....	67
Tabela 01 – Dados Geoquímicos.....	67

RESUMO

Vários modelos deformacionais foram propostos para o Cinturão Paraguai diferindo principalmente quanto ao número de fases de deformação, sentido da vergência e estilo tectônico. Feições estruturais apresentadas neste trabalho indicam tectônica dominada por escamas de baixo ângulo de mergulho na fase inicial, seguida por duas fases deformacionais progressivas. A primeira fase de deformação (F1) é caracterizada por clivagem ardosiana (S1), com recristalização de minerais da fácies xisto verde, plano axial de dobras isoclinais recumbentes (D1) de direção NE associadas a zonas de falhamento reverso subhorizontais com movimentação de topo para SE. A segunda fase deformacional (F2) mostra vergência para NW, caracterizada por clivagem de crenulação (S2) plano axial de dobras abertas (D2) do acamamento e foliação S1, localmente associada a falhas reversas. A terceira fase de deformação é caracterizada por falhas e fraturas sub-verticais com direção NW mostrando movimentação sinistral, comumente preenchidas por veios de quartzo. O acervo de estruturas tectônicas e paragênese metamórfica descrita indicam que a deformação mais intensa, em nível crustal mais profundo, alcançou a fácies xisto verde durante F1. Acomodando expressivo encurtamento crustal por meio de dobras recumbente e zonas de cisalhamento de baixo ângulo com movimentação de topo para SE, em regime tectônico do tipo pelicular delgado. A fase F2 teve deformação menos intensa e se comportou de maneira rúptil-dúctil, acomodando discreto encurtamento por meio de dobras normais abertas e falhas inversas subverticais desenvolvidas em nível crustal mais raso, com vergência em direção ao Cráton Amazônico. A terceira fase deformacional (F3) foi menos intensa e acomodou encurtamento na forma de fraturas e falhas sinistrais subverticais, comumente preenchidas por veios de quartzo.

Palavras chaves: Cinturão de Dobras e Cavalgamento Paraguai, Geologia Estrutural, Metamorfismo.

ABSTRACT

Several deformation models have been proposed for the Paraguay Belt, differing mainly in the number of deformation phases, sense of vergence and tectonic style. Structural features presented in this work indicate tectonic dominated by an initial phase of low dipping thrust sheets, followed by two progressive deformation phases. The first deformation phase (F1) is characterized by a slaty cleavage (S1), axial plane of isoclinal recumbent folds (D1) in the NE direction, with recrystallization of minerals from the greenschist facies, related to horizontal shear zones with top-to-the-SE sense of movement. The second stage shows a NW-vergence, characterized by crenulation cleavage, S0 and S1 axial planes of open folds, locally associated with reverse faults. The third deformation phase is characterized by subvertical faults and fractures in the NW direction showing sinistral movement, commonly filled by quartz veins. The collection of tectonic structures and metamorphic paragenesis described indicate that the most intense deformation, at deeper crustal level, reached the greenschist facies during F1. Accommodating significant crustal shortening through isoclinal recumbent folds and low-angle shear zones showing top-to-the SE sense of movement during a thin-skinned tectonic regime. The phase F2 showed more subtle deformation, with more competent rock types developing brittle behavior and less competent rock types developing ductile behavior, by accommodating slight shortening through normal open folds and subvertical reverse faults nucleated in shallower crustal level with vergence towards the Amazonian Craton. The third phase was less intense and shortening is accommodated in the form of fractures and subvertical sinistral faults, commonly filled by quartz veins.

Keywords: Paraguay Fold and Thrust Belt; Structural Geology; Metamorphism.

APRESENTAÇÃO

A região de Poconé é conhecida produtora de ouro há mais de um século, produzindo cerca de 2 Ton/ano, e estando a mineralização controlada estruturalmente. Trabalhos relativos à deformação e metamorfismo na região de Poconé, são principalmente monografias, não havendo publicações em periódicos científicos que tratem destes temas.

Nesse sentido, este trabalho apresenta dados deformacionais e metamórficos registrados nas rochas da região com o intuito de agregar informações que possam ser úteis tanto para evolução do conhecimento geocientífico da região quanto para evolução do conhecimento sobre a mineralização e conseqüentemente para produção mineral.

ESTRUTURA E ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

O presente trabalho corresponde à dissertação do curso de mestrado junto ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso. A apresentação da dissertação segue o modelo de integração de artigo científico, subdivididos em quatro capítulos, sendo que:

- o capítulo I é introdutório, contendo a problemática e relevância, os objetivos geral e específicos, os métodos utilizados, a localização da área de estudo e a revisão bibliográfica;
- o capítulo II é constituído pelo artigo submetido à *Brazilian Journal of Geology* (formely Revista Brasileira de Geociências) intitulado “*Deformação Polifásica e Metamorfismo do Grupo Cuiabá na Região de Poconé (MT), Cinturão de Dobras e Cavalgamentos Paraguai: Implicações Cinemáticas e Tectônicas*”;
- o capítulo III apresenta as discussões e considerações finais e referências bibliográficas utilizadas na dissertação.

CAPITULO I

INTRODUÇÃO

I.1 PROBLEMÁTICA E RELEVANCIA

Diversos estudos no Cinturão Paraguai vêm sendo publicados desde o trabalho pioneiro de Evans (1894), que o caracterizam nos diferentes aspectos geológicos, porém algumas questões sobre a evolução desta entidade tectônica permanecem em discussão. Sua evolução deformacional é uma delas, pois diversas fases deformacionais são propostas nas distintas seções da faixa, há interpretações diversas quanto a vergência imposta nas diferentes fases deformacionais e incertezas quanto as condições do metamorfismo.

Especificamente na região de Poconé-Cangas, são escassos os trabalhos publicados em periódicos científicos, ficando grande parte restrita aos acervos da Universidade Federal de Mato Grosso e empresas particulares. Assim, a região se mostrou um importante alvo para o estudo da deformação e metamorfismo, principalmente pelas boas exposições de estruturas e indicadores cinemáticos que as cavas de grande profundidade proporcionam.

Nesse contexto este trabalho pretende somar informações relacionadas a estes temas e contribuir para o entendimento da evolução tectônica e metamórfica desta seção do Cinturão Paraguai.

I.2 OBJETIVOS

I.2.1 OBJETIVO GERAL

Contribuir para evolução do conhecimento geológico do Cinturão Paraguai na região aurífera do município de Poconé – MT, enfatizando os aspectos deformacionais e metamórficos que afetaram as rochas do Grupo Cuiabá.

I.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Cumprimento de requisito parcial para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-graduação em Geociências pela Universidade Federal de Mato Grosso;
- Identificação das fases deformacionais impostas às rochas da região;
- Identificação da cinemática imposta em cada fase deformacional;
- Identificação das fácies metamórficas impressa em cada uma das fases deformacionais.
- Apresentação de um modelo deformacional para a região.

I.3 MATERIAIS E MÉTODOS

I.3.1- TRABALHOS DE CAMPO

As etapas de campo aconteceram em 7 mineradoras da Cooperativa de Desenvolvimento Mineral de Poconé, sendo quatro próximas à área urbana do município de Poconé e três próximas à área urbana do distrito de Cangas (**Fig.01**). Estas foram selecionadas devido às boas exposições de estruturas e indicadores cinemáticos.

Nestas etapas foram feitas as análises descritivas, através do reconhecimento, descrição e medição das orientações das estruturas e cinemática, através da interpretação dos movimentos deformacionais responsáveis pela geração das estruturas. Também foram coletadas amostras orientadas e feitas fotografias das principais feições estruturais.

I.3.2- TRABALHOS EM LABORATÓRIO

As amostras orientadas foram enviadas ao laboratório de laminação do Departamento de Recursos Minerais da UFMT onde foram confeccionadas lâminas dos principais litotipos mostrando as principais fases deformacionais impressas.

Dados de análises químicas de rocha total das principais unidades aflorantes na região de Poconé foram disponibilizados pela COOPERPOCONÉ, sendo que as análises foram executadas pelo *Acme Analytical Laboratories-Ltda*, Vancouver – Canadá usando ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*) para elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) para elementos traços, incluindo terras raras.

I.3.2.1- ANÁLISES MICROSCÓPICAS

O estudo microscópico foi realizado no Laboratório de Microscopia do Departamento de Recursos Minerais do instituto de Ciências Exatas e da Terra, utilizando-se microscópio petrográfico BX 41 (Olympus), com as objetivas de 2x, 4x, 10x e 40x com câmera acoplada, o que permitiu a obtenção de imagens das principais feições microestruturais dos litotipos estudados.

Com o objetivo de fazer uma análise microtectônica e caracterizar o grau metamórfico registrado em cada fase deformacional, foi feita a descrição das principais associações minerais cristalizadas nas tramas das fases deformacionais, das feições estruturais associadas a cada fase e dos indicadores cinemáticos. As análises microestruturais foram baseadas em [Passchier & Trouw \(2005\)](#) e [Vernon \(2004\)](#) e as interpretações metamórficas baseadas em [Winkler \(1985\)](#), [Yardley \(2004\)](#) e [Bucher & Grapes \(2011\)](#).

I.3.2.2- TRABALHO DE GABINETE

Nesta fase foi realizado o tratamento e a interpretação dos dados obtidos nas fases anteriores. Os dados estruturais foram plotados em estereogramas, utilizando-se a rede *Schmidt* e o hemisfério inferior, através do programa *OpenStereo 0.1.2* (Grohmann et al. 2011).

As descrições e interpretações macro e mesoscópicas das estruturas observadas foram feitas utilizando-se as classificações e conceitos de Fossen (2012). Os dados foram compilados em figuras, mapas, gráfico e textos apresentados nesta dissertação, no artigo e em resumos e apresentações para eventos científicos.

I.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se no estado do Mato Grosso, distando aproximadamente 100 km a sudoeste de Cuiabá, no município de Poconé e Distrito de Cangas (Fig.01). O acesso à área é feito a partir de Cuiabá pela BR070, por 10 km até o entroncamento com a MT060, onde se percorre cerca de 55 km até o distrito de Cangas, e mais 20 km até o município de Poconé.

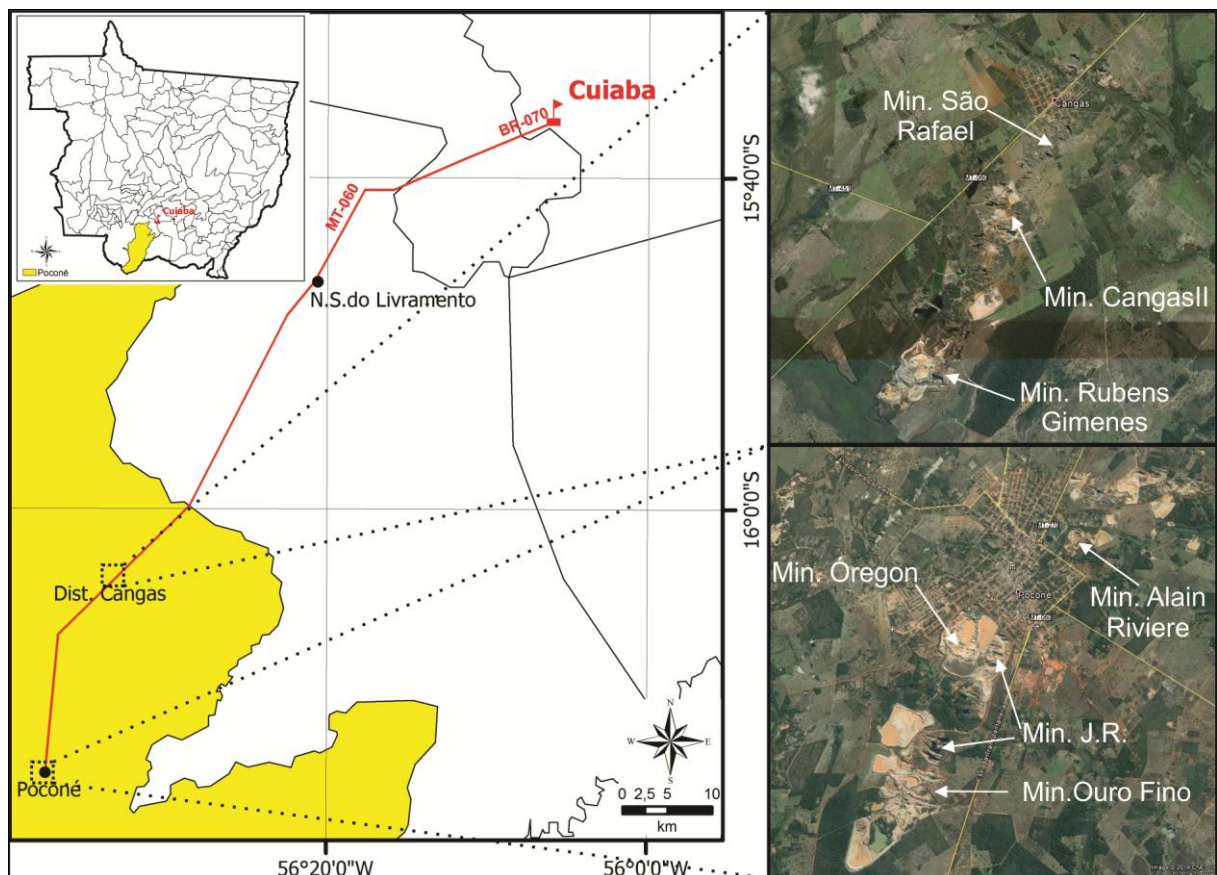


Figura 01- Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo (Fontes: Lacerda Filho et al. 2004).

I.5- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Durante a amalgamação do supercontinente Gondwana, a aproximadamente 500 Ma, houve a formação de inúmeros cinturões móveis nas bordas dos crátons mais antigos; este evento tectono-termal foi denominado por [Kennedy \(1964\)](#) de Orogenia Pan-Africana, com base em idades Rb-Sr e K-Ar na África. O conceito foi estendido para os continentes que fizeram parte do supercontinente Gondwana (**Fig.02**), e propostos nomes regionais, como Adelaiano na Austrália, Beardmore na Antártica, Cadomiano na Europa, Baikaliano na Ásia e Brasileiro na América do Sul. Segundo [Kröner & Stern \(2005\)](#) este evento foi mais tarde reconhecido como constituindo a parte final de um ciclo orogênico interpretado como resultado da fusão de domínios continentais entre 870 e 540 Ma. Atualmente o termo Pan-Africano descreve atividade tectônica, magmática e metamórfica Neoproterozóica a Paleozóica inferior nas crostas que fizeram do Gondwana. Dois tipos principais de cinturões orogênicos são reconhecidos nos domínios Pan-Africanos, um constituído predominantemente de assembleias supracrustais e magmáticas neoproterozoicas, muitas de origem juvenil, expondo níveis crustais superiores e médios e com feições diagnósticas como ofiolitos, granitoides relacionados a subdução ou colisão, assembleias arco de ilha ou margem continental passiva, bem como terrenos exóticos que permitem a reconstrução de sua evolução no estilo fanerozóico de placas tectônicas. O outro tipo geralmente contém assembleias metamórficas de alto grau polideformadas, expondo níveis crustais médio e inferior, cuja origem, ambiente de formação e evolução estrutural são de difícil reconstrução. Os protólitos destas assembleias são constituídos predominantemente de crosta mais velha, Neoproterozoicas a Arqueanas fortemente retrabalhadas durante o Neoproterozóico ([Kröner & Stern, 2005](#)). Eles propõem que estes dois tipos não são fundamentalmente diferentes, e constituem níveis crustais diferentes de sistemas colisionais e/ou acrecionários, mesma conclusão de [Tohver et al. \(2010\)](#), que interpreta a diferença de grau metamórfico entre os diferentes cinturões Pan-Africanos como produto de diferentes níveis de exumação impostos pelos acontecimentos posteriores, como no caso do cinturão Paraguai situado dentro do recém formado Gondwana, contrastando com a posição externa do Cinturão Pampeano em uma margem ativa.

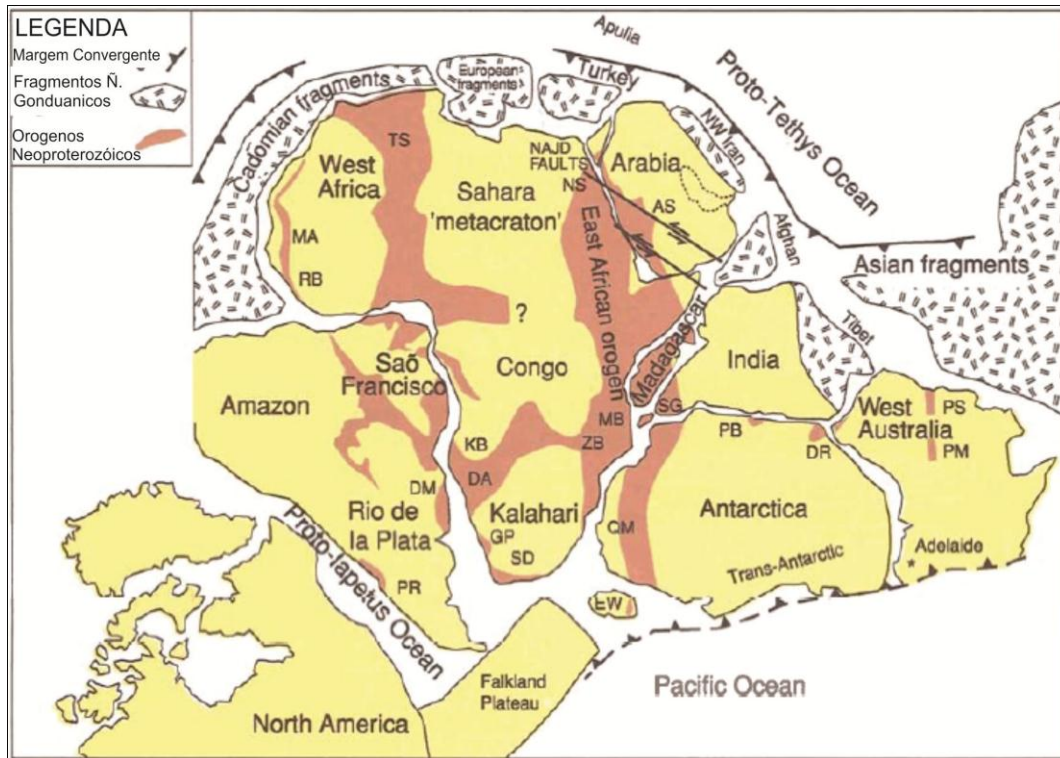


Figura 02 – Mapa do Gondwana no final do neoproterozóico (~540Ma) mostrando o arranjo geral dos cinturões Pan-Africanos. AS-Escudo Árabe. BR-Brasiliano. DA-Damara. DM-Dom Feliciano. DR-Derman Darling. EW-Montanhas Elisworth-Whitmore. GP-Gariep. KB-Kaoko. MA-Mauritanides. MB-Cinturão Moçambique. NS-Escudo Nubiano. PM-Montanhas Peterman. PB-Baia Pryolz. PR-Serras Pampeanas. OS-Paterson. QM-Ilhas Queen Maud. RB-Rokelides. SD-Saldania. SG-Terrenos Granulíticos do Sul. TS-Cinturão Trans-Sahara. WB-Oeste Congo. ZB-Zambezi. (Extraído de Kröner & Stern, 2004)

Segundo Kröner e Stern (2004) o sistema Pan-Africano de cinturões na África, Brasil e Antártida, é interpretado como uma rede em torno de crátons mais antigos e essencialmente resultado do fechamento, no Neoproterozóicos, de vários grandes oceanos abertos durante a tafrogenese toniana que fragmentou o supercontinente Rodínia. Na América do sul, os domínios Pan-Africanos foram subdivididos por Almeida *et al.* (1977) em três províncias de acordo com a situação geográfica e a posição em relação aos antigos crátons, a Província Tocantins no Escudo Brasil Central e as províncias Borborema e Mantiqueira no Escudo Atlântico.

Estas províncias apresentam como características em comum a persistência da evolução até o final do Pré-Cambriano, com fenômenos termais, atividade tectônica, soerguimento, acumulação de molassas, vulcano-plutonismo subsequente, formação de pegmatitos, etc., desenvolvidos já no Cambro-Ordoviciano.

Conforme apresentado por [Hasui et al. \(2012\)](#) o Sistema Orogênico Borborema ocorre no nordeste da plataforma Sul-Americana e apresenta clara correlação com o Cinturão Transahariano. É subdividido através de zonas de cisalhamento nos setores Setentrional, Transversal e Meridional, compostos por porções do embasamento, microcontinentes e cinturões orogênicos. O Sistema Orogênico Mantiqueira ocorre no sudeste da plataforma, tem correlação incerta com cinturões do sudoeste da África, por não serem reconhecidas suturas, ofiolitos ou assembleias de alto grau. É subdividido nos cinturões Araçuaí, Ribeira e Tijuca, compostos por supracrustais neoproterozóicas. O Sistema Orogênico Tocantins ocorre no centro da plataforma Sul-Americana, desenvolvido entre os crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema (**Fig.03**). É subdividido nos cinturões Brasília, Araguaia e Paraguai. Para [Tohver et al. \(2010\)](#) este sistema é produto do fechamento do oceano Clymene, entre os crátons Amazônico, Oeste África e os demais crátons sul-americanos (**Fig.04**), aberto durante a tafrogenese toniana. Para estes autores os dados paleomagnéticos e geocronológicos sugerem que a colisão entre os crátons teve início no Cambriano inferior a médio resultando no dobramento, cavalgamento e remagnetização das rochas dos cinturões. Este intervalo de idade sobrepõe-se a Orogenia Pampeana mais a sul, ao longo da margem oeste do Cráton Rio del Plata, sugerindo que o fechamento do oceano Clymene se deu de forma contemporânea em toda sua extensão durante o Cambriano inferior a médio ([Rapela et al, 2007](#)).

O Cinturão Paraguai, edificado na margem sudeste do Cráton Amazônico, denominado de Geossinclíneo Paraguai por [Almeida \(1965\)](#), apresenta rochas metassedimentares dobradas e metamorfizadas que apresentam diminuição na intensidade do dobramento e metamorfismo em direção ao Cráton Amazônico, até passar aos sedimentos da cobertura de plataforma. As rochas da faixa foram divididas por [Alvarenga & Trompette \(1993\)](#) em três associações litológicas: uma inferior turbidítica-glaciogênica, uma média carbonatada e uma superior detrítica. As principais colunas estratigráficas propostas foram comparadas (**Fig.05**) com a mais recente proposta de empilhamento estratigráfico de [Tokashiki & Saes \(2008\)](#).

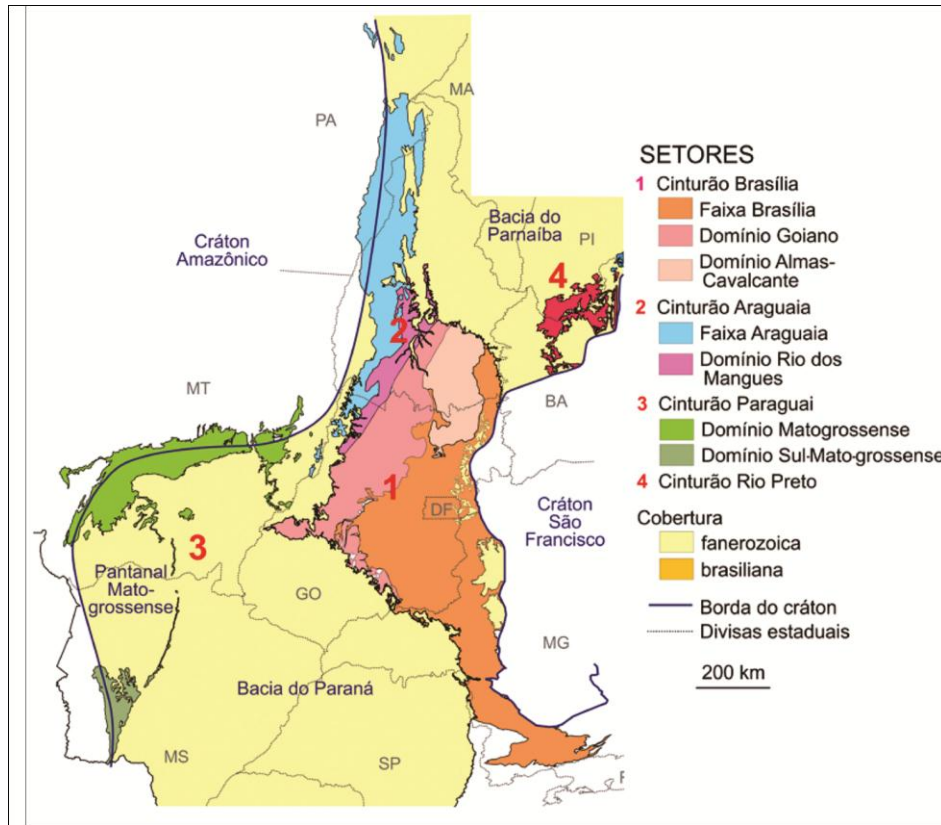


Figura 03 – Mapa do Sistema Orogênico Tocantins, com a divisão dos cinturões em setores. (Extraído de [Hasui et al. 2012](#)).

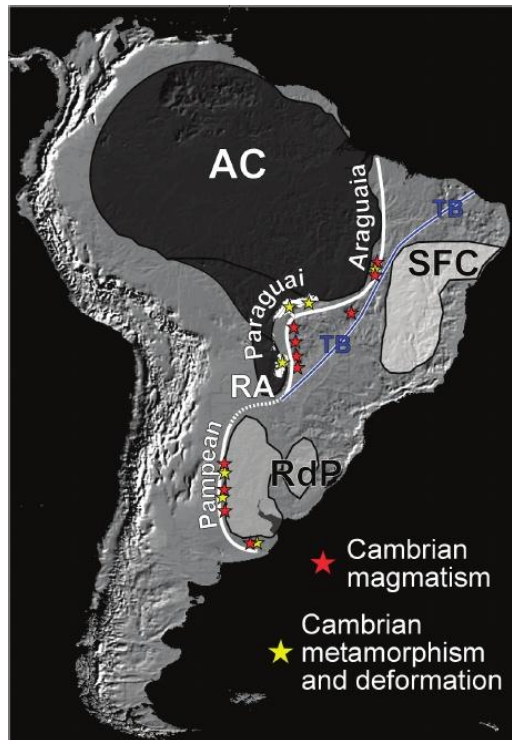


Figura 04 – Forma atual da América do Sul destacando as principais unidades geológicas, incluindo crátons e cinturões orogênicos (linhas brancas, pontilhadas são inferidas). O lineamento Transbrasiliiano (TB) é uma zona reta de milonitos e falhas cataclásticas que trunca todos os alinhamentos regionais mais antigos. Estrelas vermelhas e amarelas indicam a localização conhecida de magmatismo félsico Ediacarano a Cambriano inferior e deformação respectivamente (Extraído de [Tohver et al., 2014](#)).

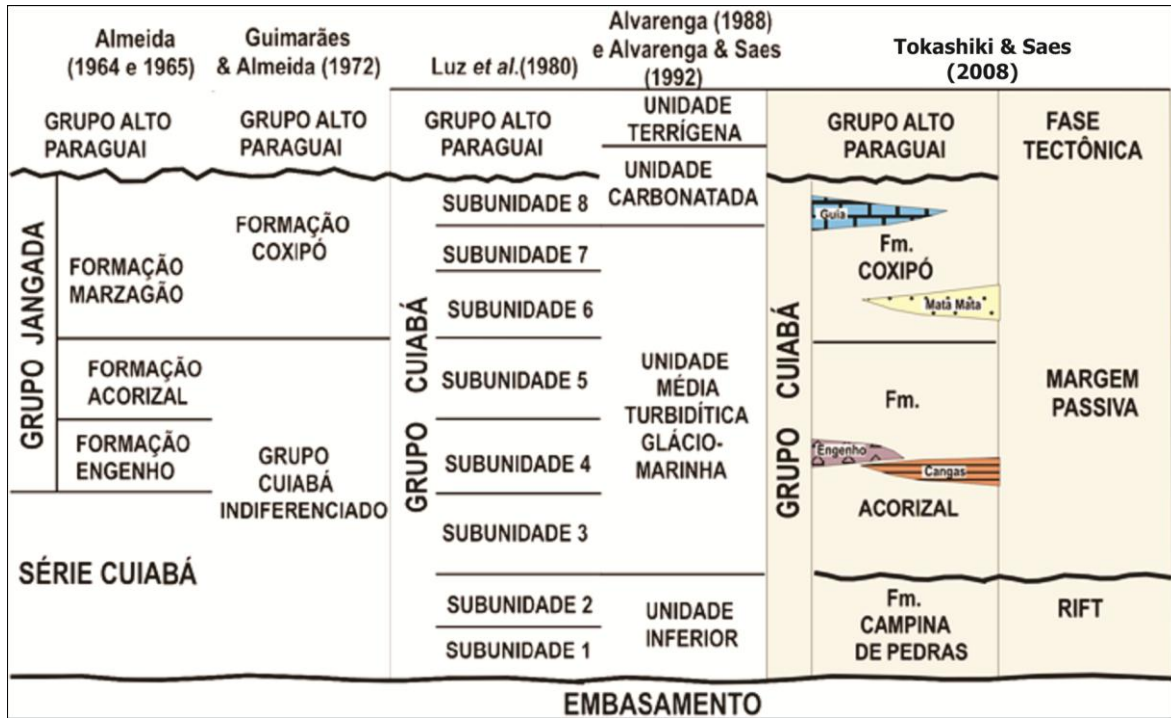


Figura 05 – Comparação entre as principais colunas estratigráficas propostas para o Cinturão Paraguai e a nova proposta de empilhamento de Tokashiki e Saes (2008) (Extraído de Tokashiki e Saes 2008).

Estruturalmente, o Cinturão foi dividido em três zonas por Almeida (1984), denominadas de Brasilídes Metamórfica, Brasilídes Não-Metamórfica e Cobertura Brasileira (Fig. 06A), mais tarde denominadas por Alvarenga & Trompette (1993) de Zona Estrutural Interna Metamórfica com Intrusões Graníticas, Zona Estrutural Externa Dobrada sem Metamorfismo e Cobertura Sedimentar de Plataforma (Fig. 06B).

A Zona Estrutural Interna é caracterizada pelo dobramento isoclinal, metamorfismo de baixo grau e intrusões graníticas pós-orogênicas e a Zona Estrutural Externa pelo dobramento aberto com falhamento reverso associado, o metamorfismo é anquizonal ou inexistente. A transição entre estas duas zonas ocorre por falhamento reverso. A Cobertura Sedimentar de Plataforma é caracterizada por suaves ondulações, metamorfismo inexistente e tectônica rúptil não penetrativa (Alvarenga & Trompette, 1993). A passagem gradual ou não da sedimentação e metamorfismo entre as três diferentes zonas estruturais de Almeida e Hasui (1984) é muito discutida, pois dois modelos são propostos, um deles defende a ideia de idades diferentes entre as rochas da zona interna e externa, sendo as rochas da zona estrutural interna, mais intensamente dobradas e metamorfizadas, mais antigas que as unidades menos intensamente dobradas e metamorfizadas da zona estrutural externa, (Figueiredo & Olivatti, 1974; Ribeiro Filho & Figueiredo, 1974; Ribeiro Filho et al. 1975; Corrêa et al. 1979; Nogueira & Oliveira, 1978; Luz et al. 1978, 1980; Oliva et al. 1979; Schobbenhaus Filho & Oliva, 1979; Schobbenhaus Filho & Soares, 1979; Barros et al. 1982; Del'Arco et al. 1982; Almeida, 1984; Nogueira e Riccomini, 2006).

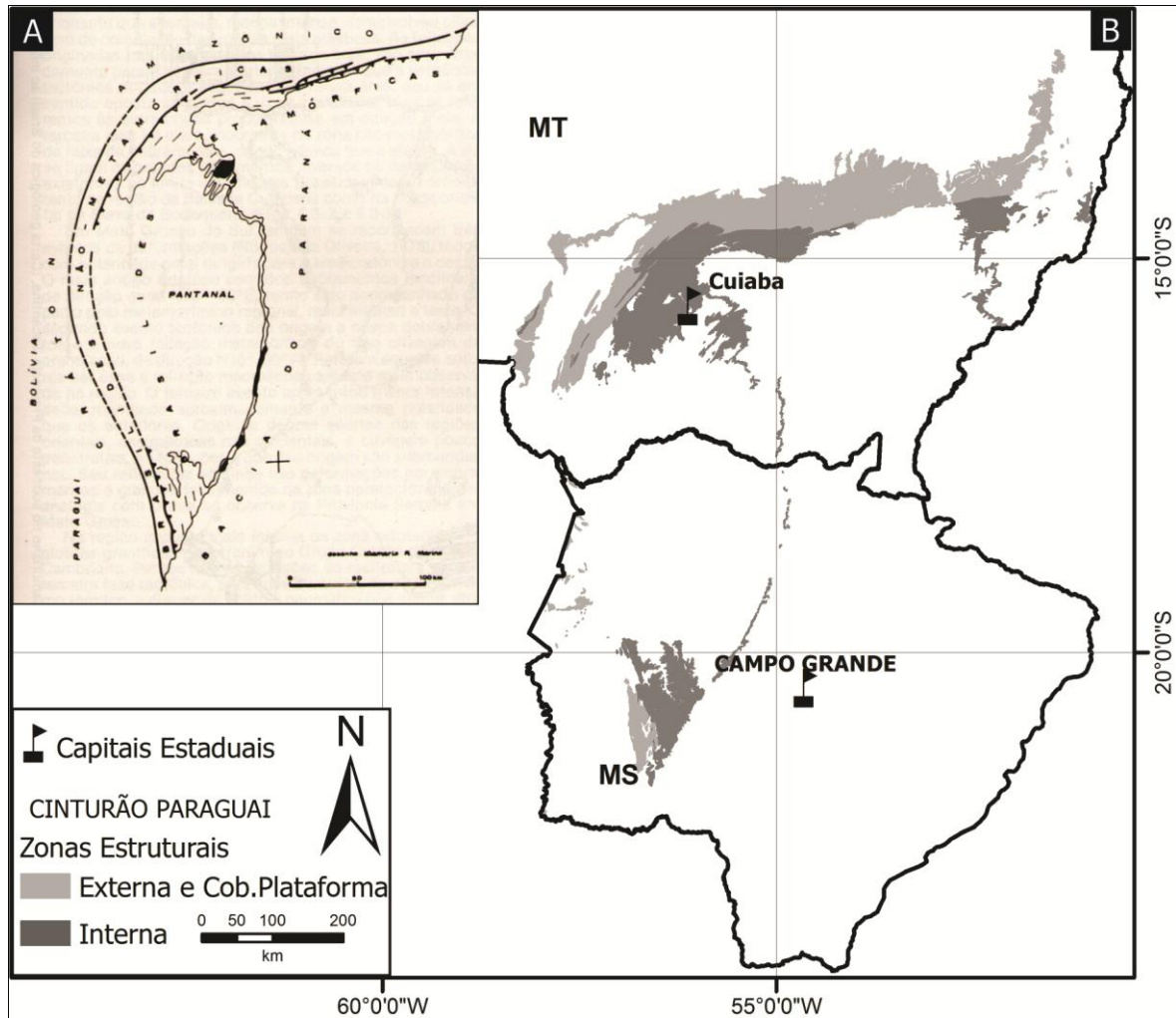


Figura 06 – Divisões Estruturais do Cinturão Paraguai. (A) divisão proposta por Almeida (1984); (B) nova nomenclatura adotada por Alvarenga & Trompette (1993), (Fonte: Lacerda Filho et al. 2004).

O outro modelo defende a deposição contemporânea entre as unidades pertencentes às três zonas estruturais. Nesse modelo os metassedimentos intensamente dobrados e metamorfizados da zona estrutural interna passam gradativamente aos sedimentos anquimetamórficos levemente dobrados da zona externa até se tornarem sedimentos da cobertura cratônica, (Almeida, 1964 a,b; 1965a; Alvarenga, 1985, 1988, 1990; Alvarenga, 1988, Alvarenga & Saes, 1992).

De acordo com estes autores, as unidades da faixa se distribuem lateralmente em fácies distintas nos diferentes domínios estruturais, ou seja, todos faziam parte de uma mesma bacia com deposição glacio-marinha nas partes proximais ao cráton, passando gradualmente a marinho com influência de correntes de turbidez nas áreas distais. Não há vestígios de crosta oceânica ou arco magmático relacionado a subducção de litosfera oceânica na região de Cuiabá, porém no extremo leste da faixa, sequências vulcano-sedimentares apresentam características litológicas e geoquímicas que sugerem evolução em ambiente semelhante aos arcos de ilha atuais (Alvarenga 1990).

Alvarenga (1988, 1990) descreve o Cinturão Paraguai como um cinturão de dobramentos polifásicos afetado pelo Ciclo Brasileiro. Assim como para a estratigrafia, diversos modelos deformacionais foram propostos, alguns com três fases deformacionais coaxiais (Nogueira & Oliveira, 1978, Corrêa *et al.* 1979, Almeida, 1965a, 1984, Luz *et al.* 1980, Souza, 1981, Campanha *et al.*, 2011). Outros propõem duas fases coaxiais e uma transversal (Pires *et al.* 1986) e outros ainda três fases coaxiais e uma ortogonal (Seer, 1985, Seer & Nilson, 1985). Porém todos concordam com a evolução durante o Brasileiro, o caráter contínuo da deformação, a presença de deformação sobreposta e a maior intensidade nas duas fases iniciais.

Segundo Alvarenga & Trompette (1993) a fase deformacional inicial (D1), a fase principal, é bem expressiva em todo o cinturão pelo traço estrutural mais marcante, podendo ser observado tanto na zona interna, quanto externa, sua direção é nordeste e mostra vergência para o Cráton Amazônico. Segundo esses mesmos autores, as fases deformacionais intermediárias (D2+D3) tem caráter local e só são observadas em alguns afloramentos na Zona Interna, são caracterizadas por clivagem de crenulação e *kinks* associadas, suas direções são coaxiais a primeira fase deformacional. A fase final (D4) é marcada por deformação rúptil, observada nas três zonas estruturais, caracterizada por dobramento perpendicular ao eixo das três fases iniciais, causado por fraturamentos orientados a noroeste (**Fig. 07**), devido ao grande comprimento de onda deste dobramento, ele é melhor reconhecido nos mapas. Para estes autores a deformação é interpretada como resultado de uma orogênese colisional com desenvolvimento completo do Ciclo de Wilson ou fechamento de um aulacógeno ou rifte intracontinental com reduzida oceanização.

As fases deformacionais identificadas por Silva *et al.* (2002) são correlacionáveis com as identificadas por Alvarenga e Trompette (1993), conforme mostrado na **figura 08**, onde as principais fases deformacionais já propostas estão compiladas.

Paes de Barros *et al.* (1998), em trabalho na Fazenda Salinas, a sudeste da área urbana do município de Poconé, denomina a região de Província Aurífera da Baixada Cuiabana, descrevendo a região como estruturada em antiformes e sinformes, inversas a recumbentes, com caimento suave para sudoeste, com vergência para sudeste e segmentada longitudinalmente por zonas de cisalhamento de direção nordeste (empurrão) apresentando halos de alteração hidrotermal e veios de quartzo que formariam dois distintos lineamentos, um a sudeste de Poconé denominado Lineamento Salinas-Praia Grande e outro, a noroeste do primeiro, denominado Cangas-Poconé, este último onde situa-se a área de estudo.

Neste trabalho ele identifica três fases deformacionais, a primeira (F1) caracterizada por dobras recumbentes inversas de direção nordeste com foliação plano axial do tipo clivagem ardosiana mergulhando 30° para noroeste e zonas de cisalhamento reversas curvilíneas. A segunda fase (F2) caracterizada por dobras abertas assimétricas, coaxiais as dobras da F1, com foliação coaxial a F1 com foliação coaxial do tipo clivagem de crenulação ou fratura subvertical com mergulho para sudeste e a terceira fase (F3) com dobras suaves a abertas, simétricas, normais, não coaxiais a F1 e F2, com direção noroeste, e mergulhos altos para ambos os quadrantes.

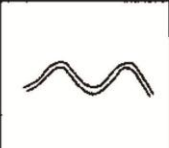
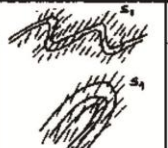

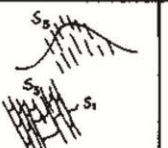

Fase de Deformação	D1		D2	D3	D4	
Domínio Estrutural	Zona Externa	Zona Interna	Zona Interna	Zona Interna	Zona Externa	Zona Interna
Dobras	Dobras abertas simétricas à assimétricas	Dobras abertas assimétricas, fechadas inversas ou isoclinais	Ausência de Dobras claramente associadas	Dobras abertas e assimétricas	Dobras de amplo comprimento de onda visíveis na escala de mapa	
Clivagem	Clivagem incipiente de caráter local	Clivagem de fluxo penetrativa	Clivagem de crenulação penetrativa e localizada	Clivagem de crenulação pouco marcada ou kinks e localizada	Ausência de clivagem, mas ocorre um forte fraturamento de plano axial D4	
Metamorfismo	Anquizonal de caráter local	Cristalização Sintectônica de Filossilicatos	Cristalização Sintectônica de Filossilicatos	Cristalização Sintectônica e incipiente	Ausência de recristalização sintectônica de filossilicatos	
						

Figura 07 – Resumo das principais características estruturais geradas em cada fase de deformação, identificadas por [Alvarenga & Trompette \(1993\)](#) nas diferentes zonas estruturais. (Extraído de [Alvarenga & Trompette 1993](#)).

A	AUTORES	FASES DEFORMACIONAIS				
		1	2	3	4	5
	Luz <i>et al.</i> (1980)	D1	D2		D3	
	D'el-Rey Silva (1990)	D1	D2		D3	D4
	Alvarenga (1990) Alvarenga & Trompette (1993)		D1	D2	D3	D4
	Silva (1999); Silva <i>et al.</i> (2002)	Dn-1 (?)	Dn	Dn+1	Dn+2	Dn+3
	Barbosa (2008)		Dn*		Dn+1**	Dn+2***

Os asteriscos diferenciam a vergência observada, assim (*) indica vergência para SE e NW formando um leque, (**) indicam vergência para NW e (***) indicam vergência para SW.

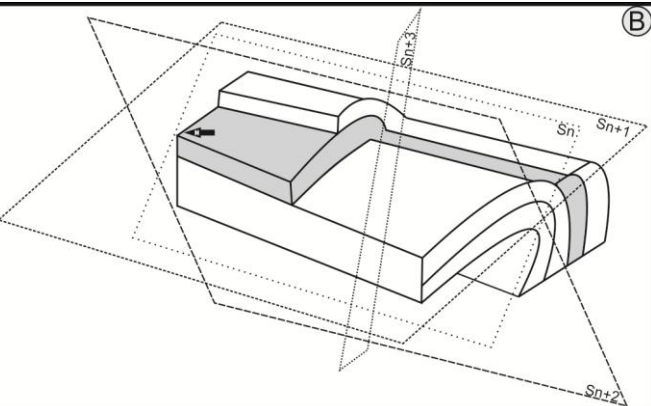


Figura 08 – Compilação das interpretações estruturais já propostas. (A) principais fases deformacionais já propostas para a zona estrutural interna do Cinturão Paraguai (Modificado de [Barbosa, 2008](#)). (B) croqui das atitudes das foliações identificadas por [Silva *et al.* \(2002\)](#).

A vergência registrada nas varias fases deformacionais são diferentemente interpretadas por diversos autores (**Fig.09**), alguns interpretam a vergência para NW na primeira fase, conforme relatado por Almeida (1964a) e Alvarenga e Trompette (1993), e outros interpretam-na para SE, se tornando inversa ao Crátom Amazônico, conforme relatados por Alvarenga (1988) e Barbosa (2008).

Assim, questões como o número de fases deformacionais que atingiram o cinturão, como evoluiu a deformação e quais os esforços envolvidos, permanecem em discussão, dificultando o entendimento da evolução orogênica desta importante entidade tectônica.

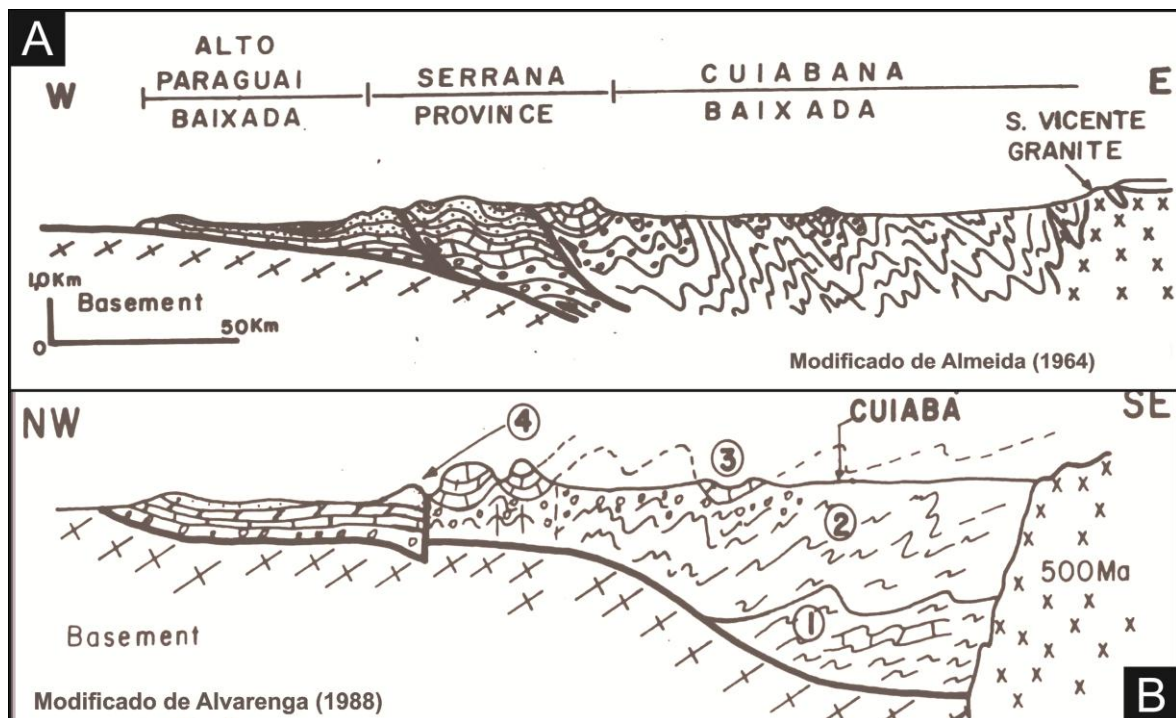


Figura 09 – Perfis esquemáticos do Cinturão Paraguai. (A) mostrando vergência para NW (extraído de Almeida, 1964); (B) mostrando vergência para SE (extraído de Alvarenga, 1988).

A cronologia dos eventos orogênicos é uma questão bastante discutida, pois Barros *et al.* (1982) obteve idade de 481 ± 19 Ma datando filitos do Grupo Cuiabá pelo método Rb-Sr, o que admitiu como idade do final da evolução orogênica do cinturão. Tohver *et al.* (2014) dataram illitas da zona estrutural externa e obtiveram um intervalo de idades entre 484 e 528Ma. Interpretaram que o limite superior da remagnetização e início da deformação seja mais antiga que 528Ma e tenha sido seguido do pico metamórfico e rotação com eixo vertical em 490Ma. Porém De Min *et al.* (2013) datou intrusões ultramáficas indeformadas, intrusivas no Grupo Cuiabá na região de Planalto da Serra, pelos métodos Ar-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd e obteve idades entre 604 e 615 Ma, o que indica que a deformação mais intensa responsável pelo ápice metamórfico registrado nas rochas do Grupo Cuiabá, seja mais antiga que 615 Ma.

Já o encerramento do evento orogênico, com a aglutinação do supercontinente Gondwana no final do ciclo orogênico brasileiro/pan-africano e o colapso do orógeno possui idade confiável, marcado pelas intrusões graníticas neoproterozóicas do cinturão, a idade de cristalização foi obtida através do método U-Pb por [Godoy *et al.* \(2010\)](#), as intrusões *sin*-colisionais expostas no estado de Mato Grosso do Sul, interpretadas como de ambiente de arco continental, resultaram em idades entre 550 e 540 Ma, já as intrusões tardi a pós-colisionais exposta no estado de Mato Grosso, interpretadas como de descompressão durante a finalização da colisão, resultaram em idade entre 510 e 505 Ma, idade similar a obtida por [Hasui e Almeida \(1970\)](#) para o granito São Vicente, que obtiveram idade de 504 ± 12 Ma.

CAPITULO II

ARTIGO SUBMETIDO AO *BRASILIAN JOURNAL OF GEOLOGY*

**ARTIGO SUBMETIDO AO BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY
EM 10/10/2014.**

**DEFORMAÇÃO POLIFÁSICA E METAMORFISMO DO GRUPO
CUIABÁ NA REGIÃO DE POCONÉ (MT), CINTURÃO DE DOBRAS E
CAVALGAMENTOS PARAGUAI: IMPLICAÇÕES CINEMÁTICAS E
TECTÔNICAS.**

Bruno Rodrigo Vasconcelos^{1,3,5}, Amarildo Salina Ruiz^{1,2,4,5}, João Batista de Matos^{3,4,5}.

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil. E-mail: brunovasc@gmail.com

² Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil. E-mail: asruiz@gmail.com

³ Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil. E-mail: prof.jmatos@gmail.com

⁴ Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM

⁵ Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé

RESUMO

Vários modelos deformacionais foram propostos para o Cinturão Paraguai, diferindo principalmente quanto ao número de fases de deformação, sentido da vergência e estilo tectônico. Feições estruturais apresentadas neste trabalho indicam tectônica dominada por escamas de baixo mergulho na fase inicial, seguida por duas fases deformacionais progressivas. A primeira fase de deformação é caracterizada por uma clivagem ardosiana, plano axial de dobras isoclinais recumbentes de direção axial NE, com recristalização de minerais da fácies xisto verde, associada a zonas de cisalhamento horizontais com movimentação de topo para SE. A segunda fase mostra vergência para NW, caracterizada por uma clivagem de crenulação plano axial de dobras abertas de fase F2 afetando S0 e S1, localmente associada a falhas inversas. A terceira fase de deformação é caracterizada por falhas e fraturas sub-verticais com direção NW mostrando movimentação sinistral, associadas a falhas de alívio, comumente preenchidas por veios de quartzo. O acervo de estruturas tectônicas e paragênese metamórfica descrita indica que a deformação mais intensa, ocorreu em nível crustal mais profundo, fácies xisto verde, durante F1 acomodando expressivo encurtamento crustal por meio de dobras isoclinais recumbente e zonas de cisalhamento de baixo ângulo com movimentação de topo para SE, em regime tectônico do tipo pelicular delgado. A fase F2 teve deformação mais sutil e comportou-se rúptil e ductilmente, acomodando discreto encurtamento por meio de dobras normais abertas e falhas inversas subverticais desenvolvidas em nível crustal mais raso, com vergência em direção ao Cráton Amazônico. A terceira fase foi menos intensa e acomodou a deformação na forma de falhas sinistrais subverticais de direção NW.

ABSTRACT

Several deformation models have been proposed for the Paraguay Belt, differing mainly in the number of phases of deformation, direction of vergence and tectonic style. Structural features presented in this work indicate tectonic dominated by low dip thrust sheets in the initial phase, followed by two progressive deformation phases. The first phase of deformation is characterized by a slate cleavage, axial plane of isoclinal recumbent folds with NE axial direction, with recrystallization of minerals in greenschist facies associated with horizontal shear zones with movement of top to SE. The second stage shows vergence to NW, characterized by crenulation cleavage axial plane position to F2 open folds over S0 and S1, locally associated with reverse faults. The third phase of deformation is characterized by sub-vertical faults and fractures with NW direction showing sinistral movement, commonly filled by quartz veins. The collection of tectonic structures and metamorphic paragenesis described indicate that the most intense deformation at deeper crustal level, greenschist facies occurred during F1, accommodating significant crustal shortening through isoclinal recumbent folds and shear zones with low dip angle and hangwall movement to SE, in a thin skinned tectonic regime. The F2 deformation phase was less intense and had a brittle to ductil behavior accommodating slight shortening through normal open subvertical folds and reverse faults developed in shallower crustal level, with vergence towards the Amazonian Craton. The third phase was less pervasive and the shortening was accommodated in the form of relief subvertical sinistral faults.

PALAVRAS-CHAVE: brasileiro; pan-africano; geologia estrutural; microestruturas.

INTRODUÇÃO

A região de Poconé, conhecida produtora de ouro desde o século XVIII, está inserida na Zona Interna Cinturão de Dobras e Cavalgamento Paraguai (**Fig.10**), desenvolvido entre os crátons Amazônico e Paranapanema durante a amalgamação, no Neoproterozóico, do supercontinente Gondwana. Diversos trabalhos publicados desde [Evans \(1984\)](#) caracterizam o cinturão em diferentes aspectos geológicos, no entanto importantes questões sobre a evolução desta província tectônica permanecem em discussão. A evolução deformacional do cinturão é um tema muito discutido entre os diversos autores, com diversas fases deformacionais propostas nas diferentes regiões da faixa e não são claramente correlacionadas entre si. Assim, por exemplo, na região sul da faixa, nas proximidades de Bonito e Aquidauana no Mato Grosso do Sul, [Almeida, \(1965b, 1984\)](#), [Nogueira & Oliveira \(1978\)](#), [Corrêa et al. \(1979\)](#) e [Campanha et al. \(2011\)](#), atribuem três fases deformacionais coaxiais, todas com vergência para o Bloco Rio Apa, um prolongamento a sul do Cráton Amazônico. Na região central da faixa, nas proximidades de Cuiabá e Província Serrana no Mato Grosso, [Luz et al. \(1980\)](#), [Souza \(1981\)](#), atribuem três fases deformacionais coaxiais, enquanto [Pires et al. \(1986\)](#) atribuem duas fases deformacionais coaxiais e uma fase transversal, e [Silva et al. \(2002\)](#) observaram três fases coaxiais e uma fase transversal. No extremo leste da faixa, na região de Bom Jardim de Goiás no estado de Goiás, [Seer \(1985\)](#), [Seer & Nilson \(1985\)](#), também atribuem três fases deformacionais coaxiais e uma fase ortogonal final, e ainda observam que a vergência nesta seção da faixa mostra sentido para SE, no sentido oposto ao cráton Amazônico, observação também feita por [Del'Rey Silva \(1990\)](#) que, para explicar essa inversão, propõe um modelo de *thrust* e *back thrust*, admitindo que a segunda fase deformacional foi gerada no *back folding* que se seguiu após a primeira fase deformacional. Definições quanto à história metamórfica e a idade do pico metamórfico alcançado pelo cinturão, marcando o ápice da orogenia brasileira na região, também são discutidos atualmente.

Neste estudo, através da análise estrutural multi-escala, buscou caracterizar descritiva e cinematicamente as três fases deformacionais observadas nas rochas da região de Poconé, relacionando-as com suas condições metamórficas e deformacionais, abordagem diferente dos trabalhos já executados na região de Poconé, que sempre tiveram como objetivo a caracterização da mineralização.

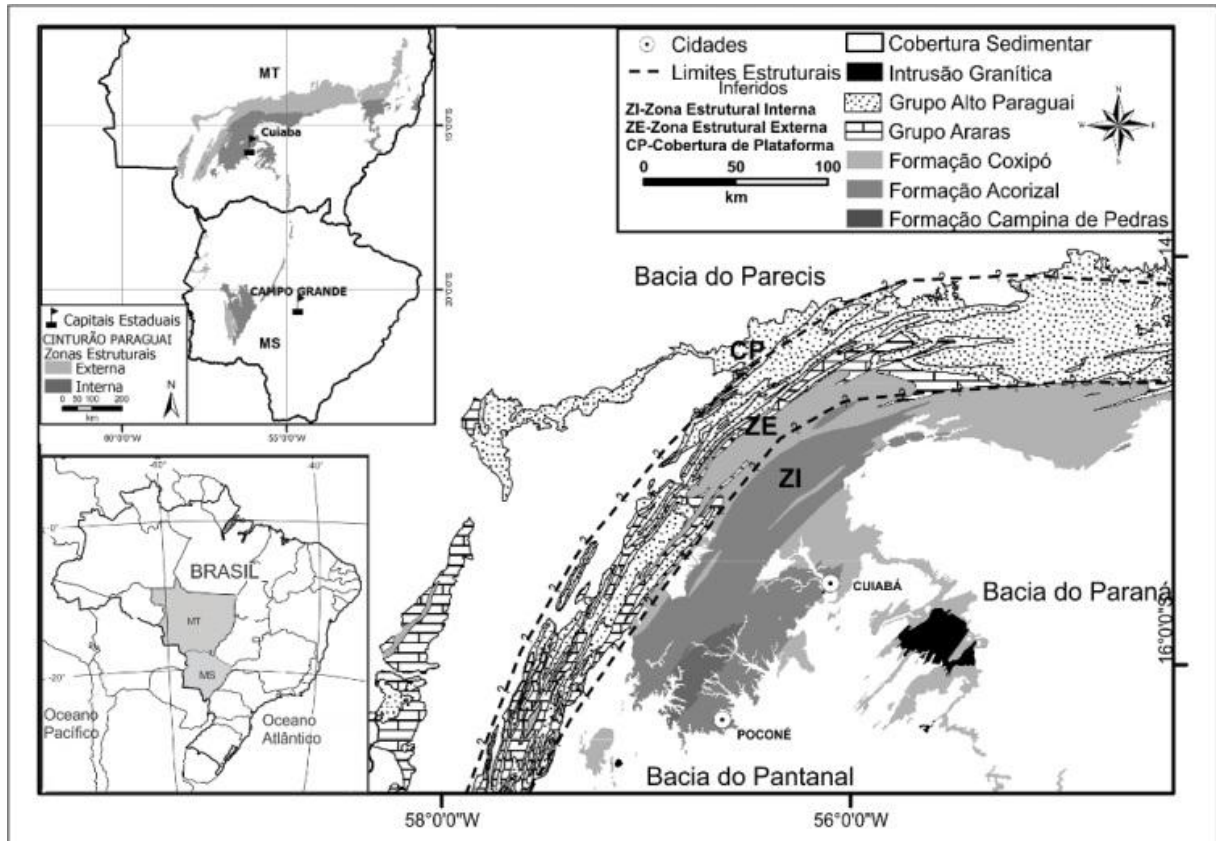


Figura 10. Mapa de localização do Cinturão Paraguai (detalhe no canto superior esquerdo), e contexto geológico regional da área de estudo, na região de Poconé com base na proposta estratigráfica de Tokashiki e Saes (2008) (Base geológica extraída de Lacerda Filho et al 2004).

MÉTODOS

Os dados apresentados neste trabalho foram obtidos em exposições de cavas de garimpagem, no município de Poconé e no distrito de Cangas (Fig.11), todas situadas ao longo do Alinhamento Cangas-Poconé, de direção N40E e onde se hospedam as principais mineralizações da Província Aurífera da Baixada Cuiabana (Paes de Barros et al. 1998).

Devido ao grande número de cavas que ocorre nesta região, foram selecionadas aquelas que apresentam acervo de estruturas mostrando a superposição das diferentes fases deformacionais observadas na região. Os litotipos que compõem a Fácies Cangas da Formação Acorizal nestas cavas são constituídos principalmente por filitos, metarenitos, metaconglomerados e níveis de diamictitos, todos com forte assinatura magnética, conforme descritos por [Tokashiki e Saes \(2008\)](#), são descritos em termos de suas características reológicas e deformacionais, caracterizando suas respostas à tensão, e condições metamórficas a que foram submetidos durante os processos deformacionais. As descrições morfológicas das feições estruturais, assim como os conceitos de fases de deformação e deformação progressiva foram baseadas nas classificações expostas por [Fossen \(2012\)](#). A descrição microestrutural foi baseada nos conceitos expostos por [Paschier & Trow \(2005\)](#) e [Vernon \(2004\)](#), este último também utilizado para a simbologia dos minerais identificados microscopicamente.

GEOLOGIA REGIONAL

Na margem sudeste do cráton Amazônico está edificado o Cinturão de Dobras e Cavalgamentos Paraguai ([Almeida, 1965](#)), com rochas metassedimentares dobradas e metamorfisadas, que em direção ao Cráton Amazônico apresenta diminuição na intensidade da deformação e metamorfismo, até passar aos sedimentos da cobertura de plataforma. [Almeida \(1984\)](#) subdivide estruturalmente o cinturão em três zonas, denominadas de Brasilides Metamórfica, Brasilides Não-metamórfica e Cobertura Brasileira, que mais tarde foram denominadas por [Alvarenga e Trompette \(1993\)](#) de Zona Estrutural Interna Metamórfica com Intrusões Graníticas (ZI), Zona Estrutural Externa Dobrada sem Metamorfismo (ZE) e Cobertura Sedimentar de Plataforma (CP) (**Fig.10**). A zona estrutural interna é caracterizada pelo dobramento isoclinal, metamorfismo de baixo grau e intrusões graníticas pós-orogênicas. A zona estrutural externa é caracterizada pelo dobramento aberto com falhamento reverso associado e metamorfismo anquizonal ou inexistente. A transição entre estas duas zonas ocorre por falhamento reverso ([Alvarenga e Trompette, 1993](#)). A cobertura de plataforma é caracterizada por suaves ondulações, metamorfismo inexistente e tectônica rúptil não penetrativa. [Alvarenga \(1988,1990\)](#) descreve a Faixa Paraguai como um cinturão de dobramentos polifásicos afetado pelo Ciclo Brasileiro.

Assim como para a estratigrafia, diversos modelos deformacionais foram propostos (**Fig.11A**), alguns com três fases deformacionais coaxiais (Nogueira e Oliveira, 1978; Corrêa *et al.* 1979, Almeida, 1965b, 1984; Luz *et al.* 1980; Souza, 1981), outros propõe duas fases coaxiais e uma transversal (Pires *et al.* 1986), outros propõe três fases coaxiais e uma ortogonal (Seer, 1985; Seer e Nilson, 1985), já Silva (1999) e Silva *et al.* (2002) propõe três fases coaxiais (**Fig.11B**), uma ortogonal e indica a presença de uma foliação pré-Dn. Assim como o número de fases que afetaram a zona interna do cinturão, a vergência também é discutida atualmente, pois alguns autores colocam a vergência da fase inicial para SE (Silva *et al.* 2002), já outros interpretam a vergência da primeira fase para NW (D'el-Rey Silva, 1990). A idade da deformação também é motivo de discussões, pois uma única idade Rb-Sr de filitos, publicada por Barros *et al.* (1982), fornece idade de 481±19Ma, interpretada como a fase final da evolução orogenética.

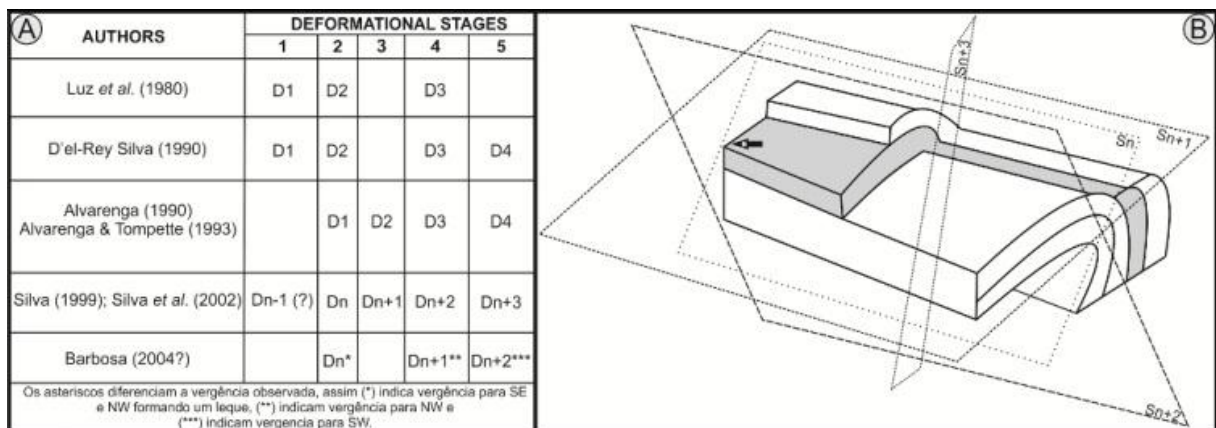


Figura 11. Em A comparação entre os principais modelos deformacionais já propostos para a zona estrutural interna do cinturão (Modificado de Barbosa, 2008). Em B o modelo esquemático das fases deformacionais propostas por Silva *et al.* (2002) (Modificado de Silva *et al.* 2002).

Porém De Min *et al.* (2013) datou rochas ultramáficas indeformadas, intrusivas em rochas do grupo Cuiabá e Formação Puga, através do métodos Ar-Ar, Sm-Nd e Rb-Sr e obteve idades em torno de 600Ma, o que indica que o início da deformação e o metamorfismo atuante nas rochas do Grupo Cuiabá seja mais antigo que 600Ma, ele ainda sugere que deva ter ocorrido durante a transição entre os períodos Criogeniano e Ediacarano. O que a maioria dos autores concorda é que a evolução do cinturão ocorreu durante o brasileiro, a deformação teve caráter contínuo, ha presença de deformação superposta e a maior intensidade ocorreu nas duas fases iniciais.

Não há vestígios de crosta oceânica ou arco magmático relacionado à subducção de litosfera oceânica na região de Cuiabá, porém no extremo leste do cinturão, ocorrem seqüências vulcano-sedimentares com características litológicas e geoquímicas que sugerem evolução em ambiente semelhante aos arco de ilha atuais (Alvarenga, 1990). Intrusões graníticas pós-tectônicas com idades em torno de 500Ma (Godoy et al., 2010) encerram o evento orogenético junto com o colapso do orógeno, estas intrusões foram distinguidas por Manzano et al. (2008) e Godoy et al. (2010) em dois grupos: um a norte, com características de magmatismo anorogênico (granitos São Vicente, Lajinha e Araguaiana), e outro a sul, com características de arco magmático (granitos Taboco, Rio Negro, Coxim e Sonora).

Simplificadamente as rochas do cinturão podem ser divididas em três associações litológicas: uma inferior turbidítica-glaciogênica, uma média carbonatada e uma superior detrítica (Alvarenga, 1988; Alvarenga e Saes, 1992; Alvarenga e Trompette, 1993). Diversas colunas destas associações já foram propostas, as principais delas estão comparadas com a mais recente proposta de empilhamento estratigráfico de Tokashiki e Saes (2008) (Fig.12), neste trabalho o Grupo Cuiabá representa as unidades inferior e média de Alvarenga e Trompette (1993) é dividido da base para o topo nas formações Campina de Pedras, Acorizal e Coxipó, e a unidade superior é representada pelos grupos Araras e Alto Paraguai. Na área de estudo (Fig.12), são expostas litologias da porção média da formação Acorizal de Tokashiki e Saes (2008), denominadas como Fácies Cangas. São predominantemente metarritmitos com clastos caídos (*dropstones*), depositados sob forte influencia glacial, ocorre associada com metaconglomerados, metarenitos, filitos e horizontes subordinados de metadiamicititos maciços. São interpretados como depositados durante longo período de deglaciação, elevação eustática do nível do mar e liberação de clastos grossos de massas de gelo flutuantes (*icebergs*).

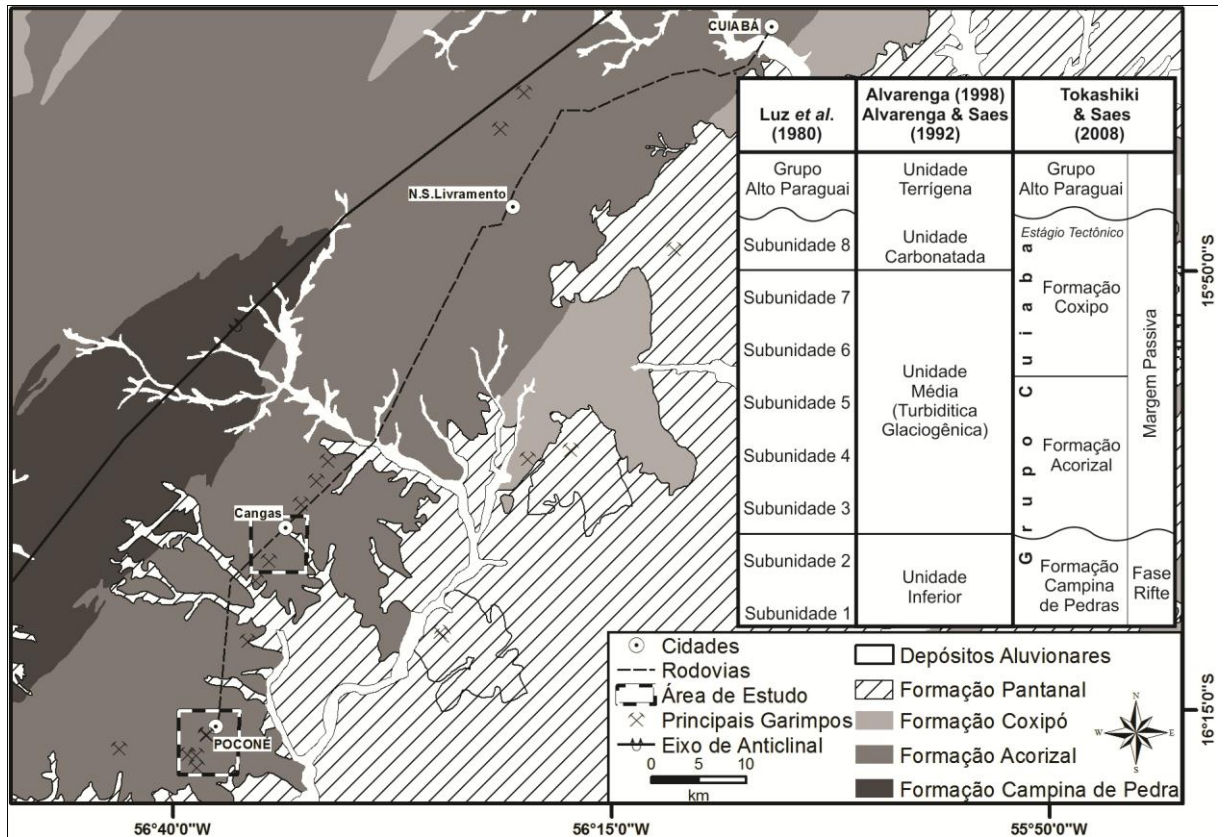


Figura 12. Mapa geológico simplificado da região das áreas estudadas e comparação entre as principais colunas estratigráficas propostas e a recente proposta de empilhamento de Tokashiki e Saes (2008).

ANÁLISE ESTRUTURAL

ESTRUTURAS PRIMÁRIAS - S0

O acamamento sedimentar (S0) é a feição mais marcante observada nas paredes das cavas, definido pela variação de cores, composição, granulação e espessura dos estratos que compõe as unidades predominantemente rítmicas que ocorrem na região. Os polos de S0 (Fig.13A) sugere uma guirlanda indicando dobramento aberto com eixo médio subhorizontal com caimento leve para N020E, e duas concentrações máximas de polos dentro da guirlanda, correspondentes dos flancos das dobras, com concentrações máximas em N021E/22SE e N033E/31NW, devido ao redobramento ocorrido na segunda fase deformacional (F2). A direção do topo estratigráfico é de difícil definição, pois a estratificação observada é principalmente plano-paralela e estão situadas em extensas dobras isoclinais apertadas recumbentes (D1), da primeira fase deformacional (F1), com plano axial, quase sempre, subparalelo ao acamamento.

PRIMEIRA FASE DEFORMACIONAL - F1

A primeira fase deformacional (F1) atuante na região, foi a mais intensa e a responsável pela acomodação principal do encurtamento sofrido pelas rochas da região. Marcada pela intensa clivagem ardósiana (S1) (**Fig.13D**) plano axial de dobras assimétricas (D1), recumbentes, não-cilíndricas, com espessamento apical, isoclinais a cerradas, com eixos e lineações de intersecção (Lb1) entre os planos S0 e S1 com atitude média N026E/07, paralelos a direção de So e S1 (**Fig.13A**). Esta fase acomodou o encurtamento principal registrado nas rochas da área de estudo, marcado na maior intensidade de deformação e metamorfismo sofrido pelas rochas durante o desenvolvimento desta fase, que atingiu a fácies xisto verde zona da biotita, conforme será descrito a frente. O paralelismo com S0 dificulta a visualização da S1, que só é diferenciada de S0 em zonas de charneiras das D1. A atitude preferencial de S1 é subparalela ao S0, com direção N020E/40SE, ora com mergulho para NW, com direção N014E/26NW, configurando uma guirlanda, devido ao redobramento causado pela atuação da F2. Lineações de estiramento mineral (Lx1) contidas na S1 mostram atitude subhorizontal no rumo de mergulho dessa foliação, para N060E/14 e em locais onde a S1 mergulha para NW para N077W/09 (**Fig.13A**), com indicadores cinemáticos como dobras, *tension gash* e clastos com sombra de pressão indicando que o deslocamento de massas durante esta fase foi predominantemente para SE (**Fig.13E**). Este deslocamento foi acomodado através de falhas sub-horizontais paralelas a S1, que serviram como patamares para o deslocamento (**Fig.13F**), o que indica que a nucleação das falhas ocorreu nas fases tardi-F1, quando grande parte das dobras D1 já haviam sido geradas e a S1 já havia sido desenvolvida, pois as falhas nuclearam-se nos planos S1 próximas a contrastes litológicos. Uma grande quantidade de veios de quartzo ocorre paralelamente a S1, dobrados com o mesmo estilo e atitude das D1, indicando grande aporte de fluídos metamórficos durante o desenvolvimento desta fase.

SEGUNDA FASE DEFORMACIONAL – F2

Esta fase foi também bastante intensa nas rochas da região e possivelmente causada pela continuação do encurtamento iniciado na F1, em deformação progressiva. Definida por uma foliação penetrativa (S2), localmente preenchida por produtos de dissolução por pressão (**Fig.14A**), e cristalização de minerais metamórficos orientados segundo o plano S2. Define o plano principal de fraturamento das rochas, com atitude média N25E/80SE paralela a S1 (**Fig.13B**), porém devido a seu alto ângulo é comum encontrar mergulhos para NW. Estruturas desta fase são mais intensas, numerosas e bem desenvolvidas próximo às rampas de falha subverticais geradas durante F1, onde é comum ocorrência de falhamento reverso e desenvolvimento de veios de quartzo paralelos aos planos S2. Crenulação de S0 e S1, menor espaçamento entre os septos e aumento na quantidade e intensidade do preenchimento por material de dissolução por pressão e cristalização metamórfica (**Fig.14A**), também são mais comuns próximos destas falhas. Conforme se distancia destas zonas de falha, os septos tornam-se mais espaçados e menos desenvolvidos, crenulação e dobras métricas dão lugar a dobras decamétricas cujo plano axial é subparalelo a S2 (**Fig.14C**), e mergulha para SE, e a foliação é bem menos desenvolvida. As dobras D2, desde a escala das crenulações até as dobras decamétricas, são normais, abertas a suaves, apresentam eixo subhorizontal na direção NE e plano axial subvertical (**Fig.13B**), as lineações de intersecção entre S1 e S2 (Lb2) mostram atitude paralela aos eixos das D2, bem como com lineações Lb1 e com os eixos das dobras D1, definindo a coaxialidade entre as fases F1 e F2. (**Fig.13A**). Principalmente nas crenulações, nota-se que o flanco mais longo costuma mergulhar para SE, indicando vergência para NW (**Fig.14A e B**), o mesmo predomínio mostrado na atitude média da S2 (**Fig.13B**), onde uma concentração única dos pólos reforça o não dobramento destes planos. Esta fase acomodou encurtamento menos intenso que o imposto durante F1, acomodado dúctil e ruptilmente principalmente através das dobras D2 e falhamento reverso subvertical associado a S2 mostrando rejeitos métricos, e dobras de arrasto associadas.

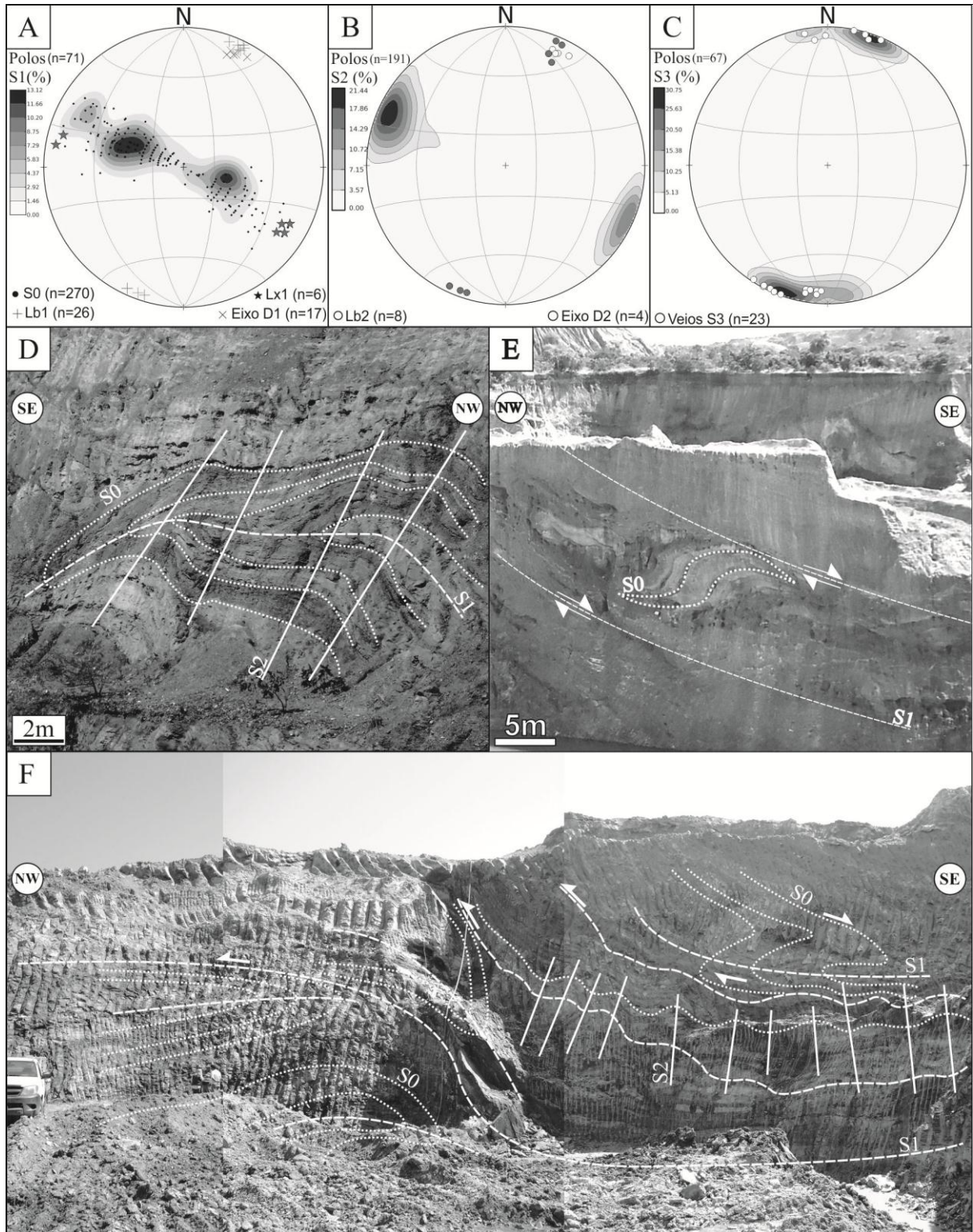


Figura 13. (A) Estereograma de isofrequencia polar da S1, comparado com os polos de S0, lineações de intersecção entre S0 e S1 (Lb1), eixos de dobras D1 (Eixo D1) e lineações de estiramento (Lx1). (B) Estereograma de isofrequencia polar da S2, comparado com lineações de intersecção entre S1 e S2 (Lb2) e os eixos de dobras D2 (EixoD2). (C) Estereograma de isofrequencia polar da S3, comparado com os polos dos veios S3. Estereogramas utilizando o hemisfério inferior. (D) Dobra do acamamento apresentando os planos e as dobras geradas nas duas fases iniciais coaxiais F1 e F2. (E) Dobra do acamamento mostrando movimentação de topo para SE associado a falhas sub-horizontais no plano S1. (F) Falhamento sub-horizonta associado a F1, com dobras (D1) do acamamento indicando movimentação de topo para SE.

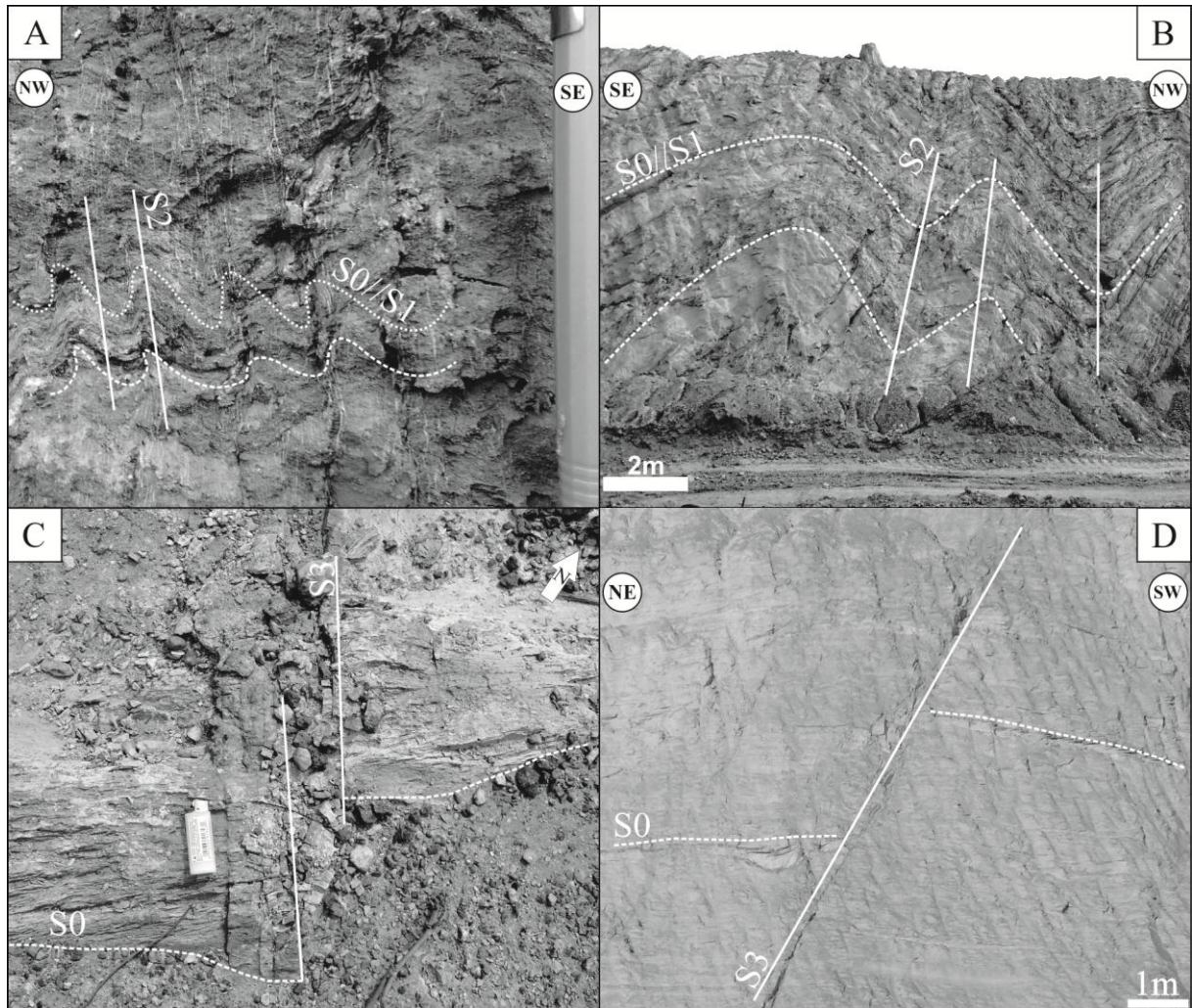


Figura 14. (A) Foliação S2 definida por septos preenchidos por material de dissolução por pressão e causando crenulação de S0 e S1 com dobras (D2) mostrando flanco longo mergulhando para SE. (B) Dobras normais abertas (D2) de dimensão métrica, mostrando flanco longo mergulhando para SE e foliação S2 plano axial. (C) Falhamento sinistral com rejeito centimétrico associado a S3, observado em planta. (D) Falhamento normal com rejeito métrico associado a S3, observado em seção perpendicular ao plano.

TERCEIRA FASE DEFORMACIONAL – F3

Esta fase acomodou o esforço de maneira predominantemente rúptil, sendo caracterizada por fraturas e falhas subverticais, comumente preenchida por veios de quartzo. Com atitude média N70W/83NE, é comum encontrar mergulhos para SW (Fig.13C). A espessura, espaçamento, presença e intensidade de preenchimento destes planos variam de acordo com as características reológicas e composicionais das rochas.

Através de marcadores planares, a movimentação nestes planos indica cinemática sinistral quando observado em planta (**Fig.13C**) e normal quando observado em corte perpendicular a direção (**Fig.14D**). O componente horizontal aparente mostra sempre rejeito centimétrico, já o vertical mostra rejeitos métricos. Uma única estria de atrito contida em um plano de falha indica que a movimentação normal (down dip) aconteceu posterior e independentemente da movimentação sinistral (strike slip), porém tal afirmação ainda necessita de mais dados de campo. Veios de quartzo associados a estes planos mostram-se fraturados e deformados segundo planos paralelos aos planos S0 e S1, o que pode indicar que alguns dos veios de direção WNW possam ser relacionados as fases tardi-F1 e F2

METAMORFISMO E MICROESTRUTURAS

Ao microscópio observa-se que a primeira fase deformacional F1 foi a responsável pelo principal evento metamórfico atuante nas rochas da região (M1), cuja associação mineralógica principal é constituída por biotita (Bt), clorita (Chl) e muscovita (Ms) cristalizadas segundo o plano S1 (**Fig.15A**). É definida por uma foliação contínua anastomosada do tipo clivagem ardosiana, com textura granolepidoblástica de granulação fina. Os mecanismos de desenvolvimento desta foliação foram cristalização de minerais metamórficos (micas) orientados, recristalização dinâmica, principalmente do quartzo (Qtz) e recuperação por deformação intracristalina em blastos e clastos. Os cristais metamórficos desenvolveram-se como cristais subedrais de até 0,5 mm nos filitos e como finas acículas euedrais menores que 0,1 mm nos metarenitos. As micas maiores comumente são biotita, localmente cloritizada, às vezes apresentando extinção ondulante, lamelas de deformação e individualização de subgrãos em planos subparalelos a S1. As acículas são predominantemente muscovita, sempre desenvolvida em contatos entre grãos de quartzo.

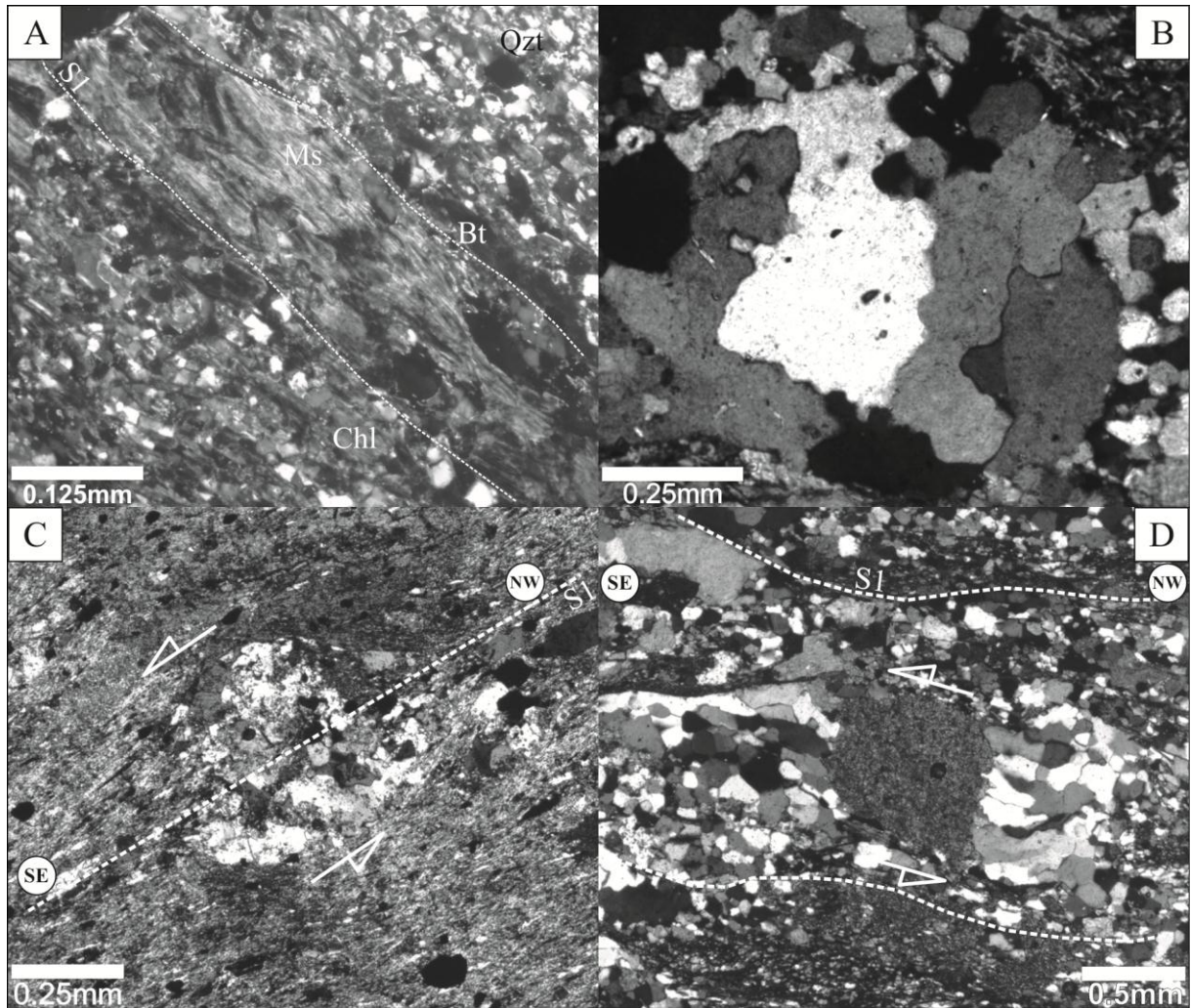


Figura 15. (A) Associação metamórfica desenvolvida pela F1, notar a diferença entre níveis quartzosos e micáceos definindo o plano S1. (B) Detalhes dos mecanismos de recuperação e recristalização atuantes nos grãos de quartzo. (C) Sombra de deformação do tipo sigma mostrando cinemática sinistral com movimento de topo para SE. (D) Franja de deformação antitaxial do tipo sigma mostrando cinemática sinistral com movimento de topo para SE.

Recristalização dinâmica ocorre principalmente nos grãos de quartzo (**Fig.15B**), por recristalização restrita à borda dos grãos (*bulging* – Paschier & Trow, 2005), rotação de subgrãos (*subgrain rotation* – Vernon, 2004) definida por grãos de quartzo individualizados mostrando rotação capaz de modificar sua posição de extinção. Deformação intracristalina (*intracrystalline deformation* - Paschier & Trow, 2005) ocorre principalmente no quartzo, porém também é observada em algumas micas maiores.

É definida por extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação, esta última comumente mostrando-se como o plano de individualização de antigos grãos de quartzo em subgrãos e localmente substituída pelos minerais metamórficos (micas), definindo a forma alongada dos novos limites dos cristais de quartzo. Preenchimento de planos por resíduos opacos da dissolução por pressão (*dissolution-precipitation* – Passchier & Trow, 2005) são comuns no contato entre lentes quartzosas e argilosas. A intensidade dos processos deformacionais e metamórficos é mais intensa em amostras situadas próximas as falhas nucleadas na S1, principalmente nos filitos, e menos intensa quando distante das falhas, e/ou nos metarenitos. A assimetria dos indicadores cinemáticos, como sombra (**Fig.15C**) e franjas (**Fig.15D**) de deformação, ocorre principalmente em clastos de quartzo nos níveis conglomeráticos e em alguns níveis metareníticos com recristalização dinâmica mais intensa. Elas indicam, em sua maioria, movimento para SE, concordando com observações macroscópicas. A idade para o M1 ainda é incerta, necessitando de método específico para datação.

A segunda fase deformacional F2 está impressa nas rochas como uma foliação espaçada, do tipo clivagem de crenulação lisa e paralela (**Fig.16A**). Seus microlitos são definidos pelos planos de S1, orientados e suavemente dobrados, cujo plano axial define os septos S2. O dobramento dos microlitos é acomodado ruptilmente nas micas, através de fraturas e falhas que rotacionam ruptilmente os cristais, definindo a morfologia das dobras, e no quartzo através de processos de recuperação como extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação e recristalização dinâmica por rotação de subgrão. Os septos são principalmente definidos pelas micas geradas na S1 reorientadas quase ortogonalmente, o que causa a mudança na posição de extinção, fazendo com que septos e microlitos fiquem extintos em direções distintas, tornando-os facilmente identificáveis com polarizadores cruzados.

Cristalização de muscovita (**Fig.16B**) e recristalização dinâmica por rotação de subgrãos e restrita à borda nos grãos ocorre no quartzo onde a intensidade de F2 foi mais intensa. Nos locais onde a F2 foi menos intensa, comumente há ausência dos septos, tornando o dobramento aberto a única feição impressa relacionada a F2, nestes locais a precipitação de resíduos opacos da dissolução por pressão é também uma característica dos septos, assim como a ocorrência de biotita cloritizada. A assimetria do dobramento dos micrólitos segue o mesmo padrão macroscópico, apresenta o flanco longo mergulhando para SE, indicando vergência desta fase para NW (**Fig.16A**).

A terceira fase deformacional F3, ortogonal não gerou planos observáveis microscópicamente. Em lâminas se observa um intenso fraturamento, que atua tanto nos minerais micáceos quanto no quartzo, mas não define um plano. Feições de recuperação e recristalização aparentam serem produtos das fases anteriores.

O crescimento de porfiroblastos carbonáticos, e de cristais opacos de magnetita e pirita mostra relação temporal indicando crescimento claramente pós F1, pois cresceram sobre a foliação S1 (**Fig.16C e D**) e não apresentam sombra ou franja de pressão. Possivelmente são pós S2, pois a crenulação está perfeitamente impressa dentro dos porfiroblastos carbonáticos, e alguns deles tiveram seu crescimento limitado por septos da S2 (**Fig.16D**). Não foi observada relação entre o crescimento dos porfiroblastos e o desenvolvimento da F3.

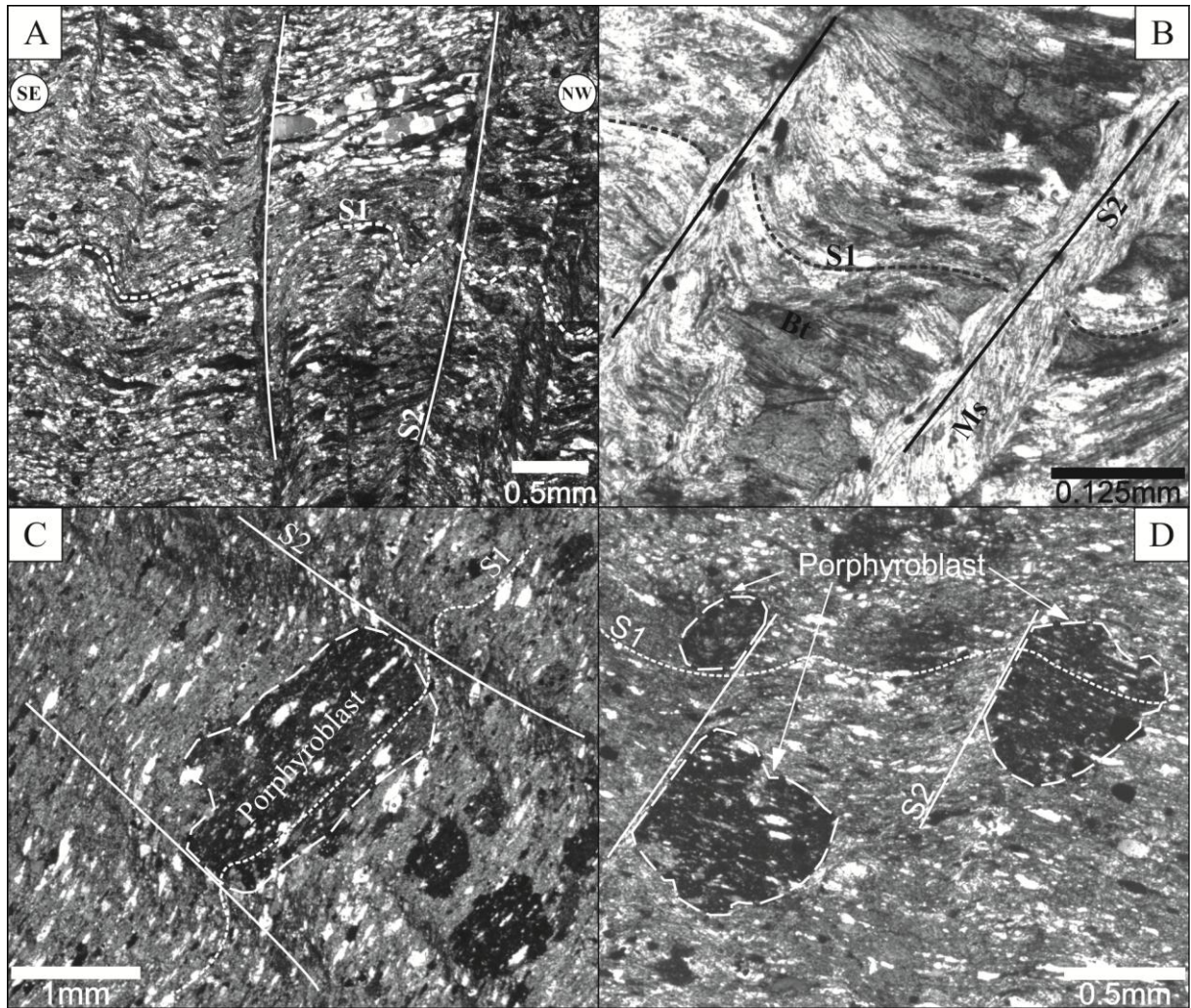


Figura 16. (A) Clivagem de crenulação produto da F2, notar flanco longo mergulhando para SE. Micrólitos definidos pela S1 e septos definidos pela S2. (B) Cristalização de muscovita nos planos S2. (C) Porfiroblasto carbonático desenvolvido sobre a foliação S1. (D) Porfiroblasto carbonático com crescimento limitado pelos planos S2.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A presença de biotita, muscovita, clorita e quartzo na foliação S1 indica que durante a primeira fase deformacional (F1) as condições metamórficas atuantes nas rochas da região atingiram a fácies xisto verde, zona da biotita. O que é concordante com as feições microestruturais observadas na F1, pois segundo [Passchier e Trow \(2005\)](#) e [Vernon \(2004\)](#) o predomínio de recristalização por rotação de subgrãos, abundante atuação de mecanismos de recuperação e achatamento de cristais, são fenômenos que atuam nestas condições. Tais condições são corroboradas pela deformação predominantemente dúctil que acomodou o encurtamento atuante durante a F1.

A morfologia das estruturas observadas para esta fase indica que o início do encurtamento atuante na F1 atuou com vergência para sudeste, para o interior do cinturão, provavelmente em resposta a aproximação do cráton Paranapanema. Este encurtamento foi o responsável pela geração do dobramento por cisalhamento simples passivo que produziu as dobras D1, acomodando o encurtamento máximo sofrido pelas rochas e atingindo o ápice metamórfico, fácies xisto verde zona da biotita. Além do intenso dobramento, este encurtamento foi acomodado também através de falhas sub-horizontais nucleadas nos planos da foliação S1 (**Fig.17A**), principalmente onde estas estavam paralelas a descontinuidades litológicas/reológicas. Estas falhas foram descritas por [D'el-Rey Silva \(1990\)](#) em um modelo tectônico envolvendo escamamento através de falhas de empurrão com vergência para NW em uma fase D1, seguido pela formação de retrocavalgamento para SE, em fases progressivas D2 e D3. Porém foi descartada em trabalhos posteriores devido a ausência de estruturas penetrativas de baixo ângulo na porção norte da zona estrutural interna e a geometria em leque da foliação principal. Os veios associados a estas falhas são correlacionáveis aos veios sub-horizontais lineares alongados de direção NE descritos por [Costa et al. \(1998\)](#) e [Paes de Barros et al. \(1998\)](#), ao qual associam teores médios da ordem de 1g/t. Estes autores ainda associam a esta fase veios tabulares subverticais em duas direções, os quais chamaram de filões e travessões com direção NW e NE respectivamente, aos primeiros atribuíram teores médios de 5g/t e aos segundo a orientação NE dos principais lineamentos mineralizados, os quais segmentam unidades estratigráficas e apresentam halo de alteração hidrotermal, denominados de Salinas-Praia Grande e Cangas-Poconé.

Conforme descrito anteriormente, os indicadores cinemáticos da fase F1, nas diferentes escalas, mostram movimento de topo para SE e devido as falhas estarem sempre associadas à foliação S1, interpreta-se que estas tenham sido nucleadas nos momentos finais de F1, ou seja, seriam falhas tardi-F1 e pré-F2, pois estes planos de falha foram afetados por dobras D2. O comportamento deformacional predominantemente dúctil desta fase, indica que as rochas estavam a profundidades superiores a 12km. Para a segunda fase deformacional (F2) o comportamento rúptil dos cristais de biotita acomodando o encurtamento através de *kinks*, segundo [Stesky et al. \(1974\)](#) e [Stesky \(1978\)](#) é característico de temperaturas abaixo de 250°C.

Tal afirmação é corroborada pelo intenso fraturamento, recristalização por rotação de subgrãos e processos de recuperação nos cristais de quartzo, além da intensa precipitação de material residual da dissolução por pressão segundo os planos S2. Tais feições, segundo [Dunlap et al. \(1997\)](#), [Van Darlen et al. \(1999\)](#), [Stipp et al. \(2002\)](#) e [Nishikawa e Takeshida \(1999\)](#) são fenômenos característicos de temperatura abaixo de 300°C, condizente com a cristalização de mica branca (Ms) nos planos S2, em condições metamórficas de muito baixo grau, e o predomínio da reorientação das micas formadas durante a F1. Tais características são concordantes com condições de deformação rúptil-dúctil observada em estruturas F2. Segundo [Pluijm e Marshak \(2004\)](#) a interface entre os comportamentos dúctil e rúptil ocorre em profundidades próximas a 10km, o que indica que as rochas foram soerguidas a níveis crustais mais rasos durante a F1, modificando as condições PT. Tais mudanças fizeram com que a acomodação do encurtamento atuante durante a F2 tenha ocorrido de maneira predominantemente rúptil nos litotipos competentes e de maneira rúptil-dúctil nos litotipos menos competentes, através de dobramento por cisalhamento puro passivo, produzindo dobras D2 e falhas inversas subverticais nucleadas nos planos da foliação S2 (**Fig.17B**). A mudança na vergência desta fase indica que neste momento o cráton Amazônico atuava como principal anteparo para o cinturão, estando mais próximo devido ao intenso encurtamento atuante durante a F1.

A terceira fase deformacional (F3) mostra somente atuação de deformação rúptil nos grãos de quartzo e mica, e precipitação de material residual da dissolução sob pressão nos planos de fratura, feições que segundo [Dunlap et al. \(1997\)](#), [Van Darlen et al. \(1999\)](#), [Stipp et al. \(2002\)](#) são também fenômenos característicos de temperaturas abaixo de 300°C. Tais condições, em conjunto com as feições macroscópicas como falhas e fraturas, indicam que a última fase deformacional F3 atuou sob condições puramente rúpteis em profundidades ainda menores do que durante a F2. A cinemática transcorrente sinistral associada as falhas S3 (**Fig.17C**), foi interpretada como resultado do encurtamento iniciado em F1 e atuante também em F2, através de deformação progressiva, nucleando, nesta última fase, falhas de alívio ortogonais a direção de encurtamento.

Porém laminae dos veios encaixados na S3 mostram deformação através de bandas e lamelas de deformação em planos paralelos a S1 e fraturas paralelas a S2, indicando a atuação das fases F1 e F2. Isto indica que alguns destes veios possam ter relação com as fases iniciais F1 e F2, sendo assim correlacionáveis aos filões descritos por Costa et al. (2008) e Paes de Barros et al. (1998), que os diferem dos veios gerados na F3 devido ao registro de deformações anteriores. Os planos S2 e S3 também mostram indícios de reativações nas fases finais (*drift*) ou ainda após a orogênese brasileira, gerando cinemática normal, possivelmente como reflexo da abertura das bacias fanerozóicas e mesozoicas da plataforma sul-americana. Características deformacionais e metamórficas observadas indicam que durante a primeira fase deformacional ocorreu a aproximação principal entre os continentes intervenientes Amazônico e Paranapanema, este último servindo de principal anteparo para a deformação, registrado no transporte tectônico para SE. Esta fase possivelmente registra o início do processo de amalgamação do supercontinente Gondwana na região. As fases deformacionais subsequentes ocorreram de maneira progressiva e registram as fases finais do processo de construção do Orógeno Paraguai, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental, acomodando encurtamentos menos intensos e definindo o arcabouço estrutural e metamórfico do cinturão. Porém devido a aproximação do Cráton Amazônico ocorrido na fase inicial este passou a ser o principal anteparo para as deformações finais, registrando transporte tectônico para NW. As condições metamórficas mostram que as rochas da região foram sendo soerguidas a profundidades cada vez mais rasas com o desenvolvimento das deformações.

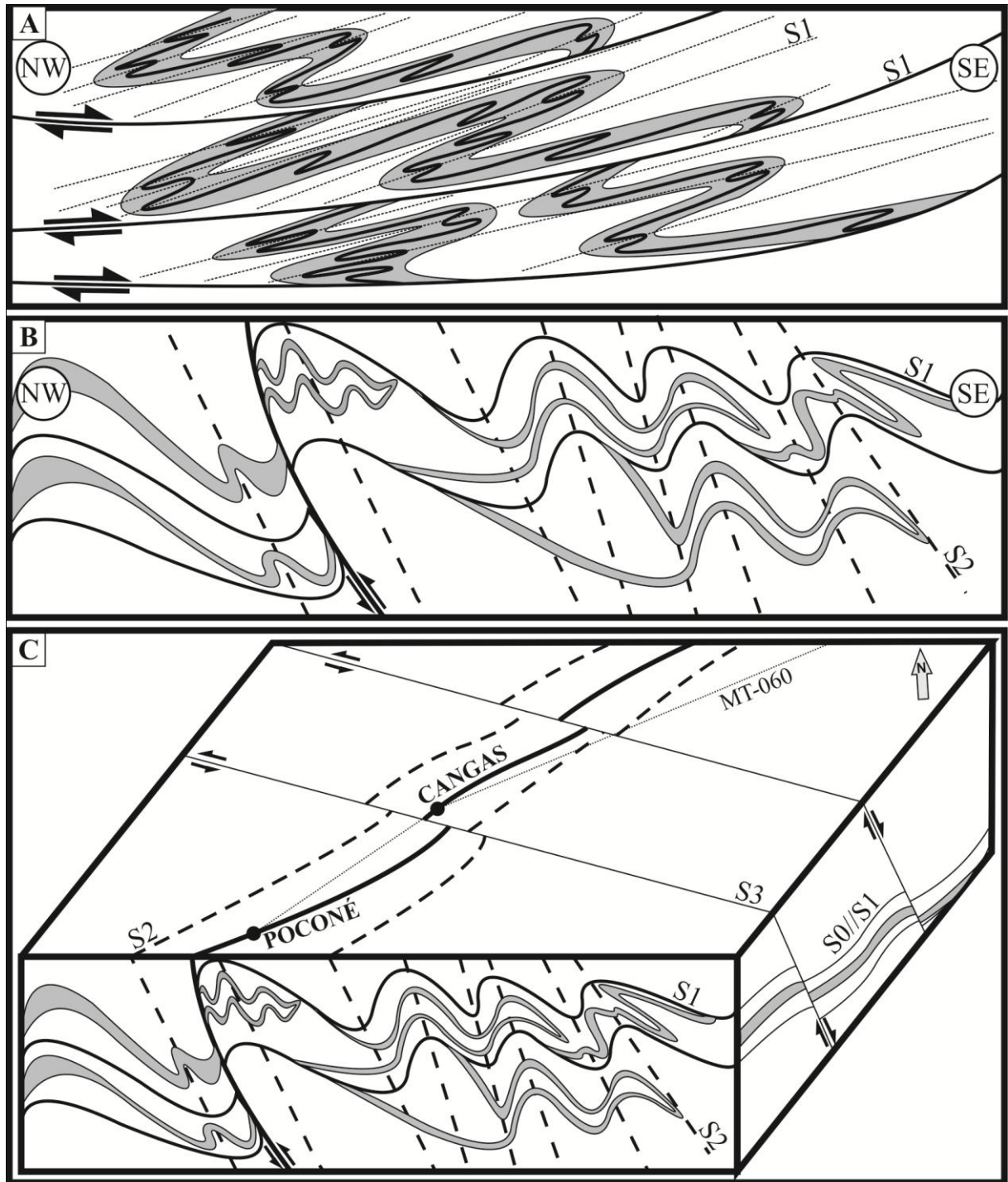


Figura 17. Modelo da evolução deformacional do Grupo Cuiabá na região de Poconé (MT), destacando-se as fases deformacionais sobrepostas. (A) Feições relacionadas à primeira fase. (B) Feições relacionadas à segunda fase. (C) Croqui 3D mostrando a estruturação regional proposta resultante das três fases deformacionais propostas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos o apoio técnico e financeiro das seguintes instituições: Programa de Pós-graduação em Geociências-PPGEOC, Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT e a Cooperativa de Desenvolvimento Mineral de Poconé - COOPERPOCONÉ.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. 1965a. *Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso)*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 96 p. (Boletim 219).
- Almeida F.F.M. 1965b. Geossinclíneo Paraguai. *In: Semana de Debates Geológicos*, 1, Porto Alegre, Centro Acad. Est. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, *atas*, p.87-101.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins - setor sudoeste. *In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. eds. O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed.Blücher. p. 265-281.
- Alvarenga C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:323-327.
- Alvarenga C.J.S. 1990. *Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Transition Chaîne-Craton: Exemple de la Chaîne Paraguai d 'age proterozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil*. These Doct. Sei. Univ. Aix-Marseille III. Marseille, 177 p.
- Alvarenga C.J.S. & Saes G.S. 1992. Estratigrafia e Sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **22** (4): 493-499.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Brasileiro tectonic of the Paraguai Belt: the structural development of the Cuiaba region. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**:18-30.
- Barbosa E.S.; 2008. *Gênese e Controle Estrutural das Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, na Província Cuiabá-Poconé, Centro Sul do Estado de Mato Grosso*. Tese de Doutorado – UERJ. Rio de Janeiro. 155p.
- Barros A.M.; Adalberto R.H.; Cardoso O.R.F.A.; Freire F.A.; Souza J.J.; Rivete M.; Luz, D.S.; Palmeira R.C.B.; Tassinari C.C.G. 1982. *Folha SD.21 Cuiabá, Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia. V. 26, p. 25-192.
- Campanha G.A.C.; Boggiani P.C.; Filho W.S.; Sá F.R.; Zuquim M.P.S.; Placentini T. 2011. A Faixa de Dobramentos Paraguai na Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. São Paulo, *Geol. USP, Sér. cient.*, **v.11**, n. 3, p. 79-96.
- Corrêa J.A.; Correia Filho F.C.L.; Scslewski G.; Neto C.; Cavallon LA; Cerqueira N.L.S.; Nogueira V.L. 1979. *Geologia das Regiões Centro e Oeste de Mato Grosso do Sul*. Brasília, DNPM. 111 p. (Geologia Básica 3).
- Costa J.L.G.; Ruiz A.S.; Weber F.; Paes de Barros A.J. 1998. Controle Estrutural do Depósito Aurífero da Fazenda Salinas, Poconé-MT. *In. XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, Anais., SBG-MG.

D'el-Rey Silva L.J.H., 1990. Ouro no Grupo Cuiabá, Mato Grosso: controles estruturais e implicações Tectônicas. *In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Natal, Anais SBG, 6: 2520-2534.

De Min A.; Hendriks B.; Slejko F.; Comin-Chiaramonti P.; Girardi V.; Ruberti E.; Gomes C.B.; Neder R.D.; Pinho F.C. 2013. Age of Ultramafic High-K rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **41**: 57-64.

Dunlap W.J.; Hirth G.; Teyssier C. 1997. Thermomechanical Evolution of a Ductile Duplex. *Tectonics*. **16**: 983-1000

Evans J. W. 1894. The geology of Mato Grosso. *Quart. Geol. Soc. London*. **50**(2):85-104.

Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural*. Trad. de Fabio R.D. de Andrade. São Paulo: Oficina de Texto, 584 p.

Godoy A.M.; Pinho F.E.C.; Manzano J.C.; Araujo L.M.B.; Silva J.A.; Figueiredo M. 2010. Estudos Isotópicos das Rochas Granitóides Neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai. *Revista Brasileira de Geociências*. **40** (3): 380-391.

Lacerda Filho J.V.; Abreu Filho W.; Valente C.R.; Oliveira C.C.; Albuquerque M.C. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso.il Mapas Esc.: 1:1.000.000*. Cuiabá: CPRM/SICME-MT, 235p.

Luz J.S.; Oliveira A.M.; Souza J.O.; Motta J.F.M.; Tanno L.C.; Carmo L.S.; Souza N.B. 1980. *Projeto Coxipó. Relatório Final*. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1, 136 p.

Manzano J.C.; Godoy A.M.; Araujo L.M.B. 2008. Contexto Tectônico dos Granitóides Neoproterozóicos da Faixa de Dobramentos Paraguai, MS e MT. *Unesp. Geociências*, v. **27**, n. 4, p. 493-507.

Nishikawa O.; Takeshita T. 1999. Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. *Tectonophysics*. **301**:21-34.

Nogueira V.L & Oliveira C.C. 1978. *Projeto Bonito Aquidauana. Relatório Final*. Goiânia, DNPM/CPRM. V.1, 121 p.

Paes de Barros A.J., Costa J.J.G., Resenda W.M. 1998. Tipologia das Mineralizações Auríferas da Fazenda Salinas, Poconé, MT. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, *Bol. de Resumos*, p.235.

Paschier C.W., Trouw R.A.J. (2ªEd). 2005. *Microtectonics*. Berlin: Springer, 353 p.

Pires F.R.M.; Gonçalves F.T.T.; Ribeiro L.A.S.; Siqueira A.J.B. 1986. Controle das mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, Mato Grosso. *In: 34 Congresso Brasileiro de Geologia*. Goiânia, Anais. SBG. v. 5, p. 2383-2395.

Pluijm B.A.V.D.; Marshak S. (2° Ed). 2003. *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. New York: W.W.Norton & Company, 656 p.

Seer H.J. 1985. *Geologia, Deformação e Mineralização de Cobre do Complexo Vulcano Sedimentar de Bom Jardim de Goiás*. Dissertação de Mestrado, UNB, Brasília. 181 p.

Seer H.J. & Nilson A. A. 1985. Contribuição à geologia das unidades Pré- Cambrianas da região de Bom Jardim de Goiás. *In: II Simpósio de Geologia de Centro-Oeste*. Atas... Goiânia, SBG. p. 267-281.

Silva C.H.; 1999. *Caracterização Estrutural de Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT)*. Dissertação de Mestrado, UNESP, Rio Claro, 134 p.

Silva C.H., Simões L.S.A., Ruiz A.S. 2002. Caracterização estrutural dos veios auríferos da região de Cuiabá, MT. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(04). 407-418.

Souza N.B. 1981. O Grupo Cuiabá na área do Projeto Coxipó. Estratigrafia e potencialidade econômica. *In: I Simpósio de Geologia de Centro-Oeste*. Goiânia. Atas. SBG. p. 226-239.

Stesky R.M.; Brace W.F.; Riley D.K.; Robin P.Y.F. 1974. Friction in faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics* **23**:177–203.

Stesky R.M. 1978. Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite. *Can J Earth Sci*, **15**:361–375.

Stipp M.; Stünitz H.; Heilbronner R.; Schmid S.M. 2002. The Eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 205 to 700°C. *J. Struct. Geol.* **24**:1861-1884.

Tokashiki C. C. & Saes G. S. 2008. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4): 661-675.

Van Daalen M.; Heilbronner R.; Kunze K. 1999. Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. *Tectonophysics*. **303**:83-107

Vernon R.H. (3° Ed). 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge. Cambridge, 594 p.

CAPÍTULO III

DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A composição química média dos metarritmitos do Membro Cangas mostra que quando comparados com a média das análises de metassedimentos pelíticos (ardósias de baixo grau) com desvio padrão, de Shaw (1956) *apud* Yardley (2004), mostram-se fortemente enriquecidos em Fe e levemente empobrecidos em Al (Fig. 18 e AnexoI).

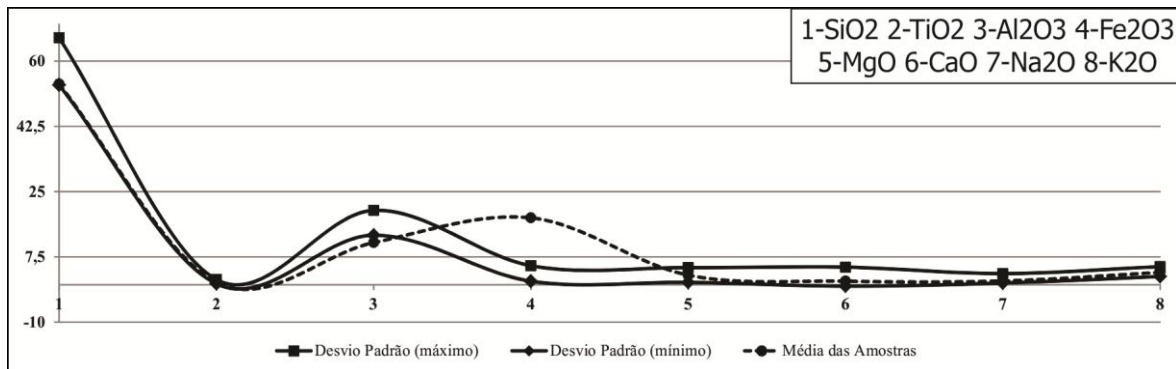


Figura 18. Gráfico da composição química média de 21 amostras dos metarritmitos pelíticos do Membro Cangas (Grupo Cuiabá), comparado com a média de ardósias de baixo grau, com desvio padrão máximo e mínimo, proposto por Shaw (1956 *apud* Yardley, 2004).

Para metapelitos com tais características, Bucher e Grapes (2011) sugerem, utilizando o sistema KFMASH, que biotita seja formada a partir de 400°C (Fig. 19A), e seja estável com clorita e muscovita acima de 420°C e 350MPa (Fig. 19B). Para estas mesmas litologias, sugerem que o aparecimento de espessartita (granada Fe-Mn) ocorra em temperaturas mais baixas que a do aparecimento de almandina, sugerindo, segundo o sistema KFMASH que granada Fe-Mn em metassedimentos ricos em Fe apareça em temperatura próxima de 450°C. Sendo assim, a presença de biotita, clorita e muscovita e ausência de granada Fe-Mg na foliação S1 (Fig. 20A) indicam que durante a primeira fase deformacional (F1) as condições metamórficas atuantes nas rochas da região estavam entre 420°C e 450°C, sob pressões próximas a 350MPa. Corroboram com esse intervalo de temperatura as feições microestruturais relacionadas a F1, como o predomínio de recristalização por rotação de subgrãos (Fig. 20B), abundante atuação de mecanismos de recuperação (fig. 20C) e achatamento de cristais (Fig. 20C), são fenômenos que atuam no intervalo de temperatura entre 400°C e 500°C, conforme Paschier & Trow (2005) e Vernon (2004).

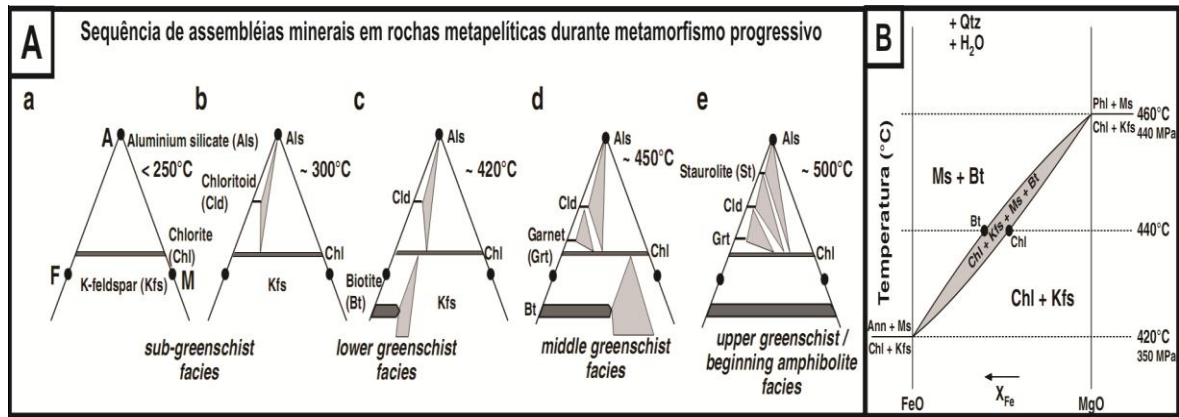


Figura 19 – Diagrama de temperaturas: (A) seqüência esquemática em diagramas AFM no sistema KFMASH, mostrando assembleias minerais em rochas metapelíticas durante metamorfismo progressivo; (B) estabilidade da assembleia Kfs – Ms - Bt – Chl no intervalo entre 420°C e 460°C. (Figuras extraídas de Bucher & Grapes, 2011).

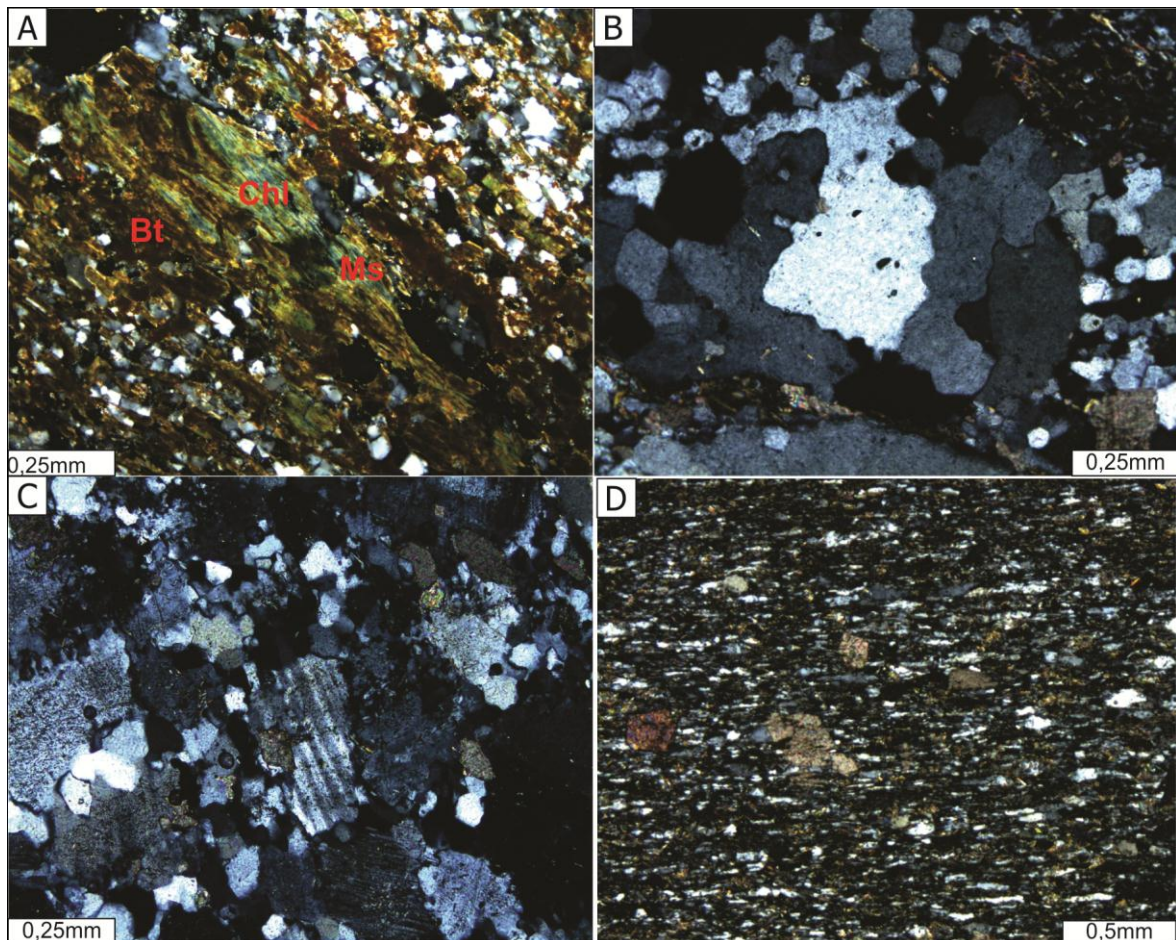


Figura 20 – Fotomicrografias das unidades do Membro Cangas (polarizador cruzado): (A) associação metamórfica desenvolvida durante F1, caracterizada por Bt-Chl-Ms-Qtz; (B) detalhe dos mecanismos de rotação de subgrãos de quartzo; (C) detalhe dos mecanismos de recuperação, caracterizados por lamelas e bandas de deformação; (D) detalhe do intenso achatamento de grãos de quartzo segundo o plano S1.

Tais condições são corroboradas pela deformação predominantemente dúctil que acomodou o encurtamento atuante durante a deformação F1. A morfologia das estruturas observadas para esta fase indica que o início do encurtamento nas rochas da região nessa fase, teve vergência para sudeste, para o interior do cinturão, provavelmente em resposta à aproximação do Cráton Paranapanema. Este encurtamento foi o responsável pela geração do dobramento por cisalhamento simples passivo que produziu as dobras D1, acomodando o encurtamento máximo sofrido pelas rochas e atingindo o ápice metamórfico, fácies xisto verde zona da biotita. Além do intenso dobramento, este encurtamento foi acomodado também através de falhas sub-horizontais nucleadas nos planos da foliação S1 (**Fig. 24A**), principalmente onde estas estavam paralelas a descontinuidades litológicas/reológicas. Conforme descrito anteriormente os indicadores cinemáticos deste falhamento, nas diferentes escalas, mostram movimento de topo para SE e devido as falhas estarem sempre associadas à foliação S1, interpreta-se que estas tenham sido nucleadas nos momentos finais de F1, ou seja, sejam falhas tardi-F1 e pré-F2, pois os planos de falha apresentam dobras D2. O comportamento deformacional predominantemente dúctil desta fase indicam, segundo [Pluijm e Marshak \(2003\)](#), utilizando o modelo de falhamento em uma crosta continental ideal de Sibson-Scholz (**Fig.21A**), que as rochas nos momentos iniciais estavam a profundidades superiores a 14 km e inferiores a 18 km. Essa profundidade é corroborada pelas condições PT interpretadas, pois segundo os mesmos autores, o gradiente geotermal de uma crosta ideal durante processos de espessamento, indicam profundidade próximas a 16 km para a temperatura de 420°C (**Fig.21B**).

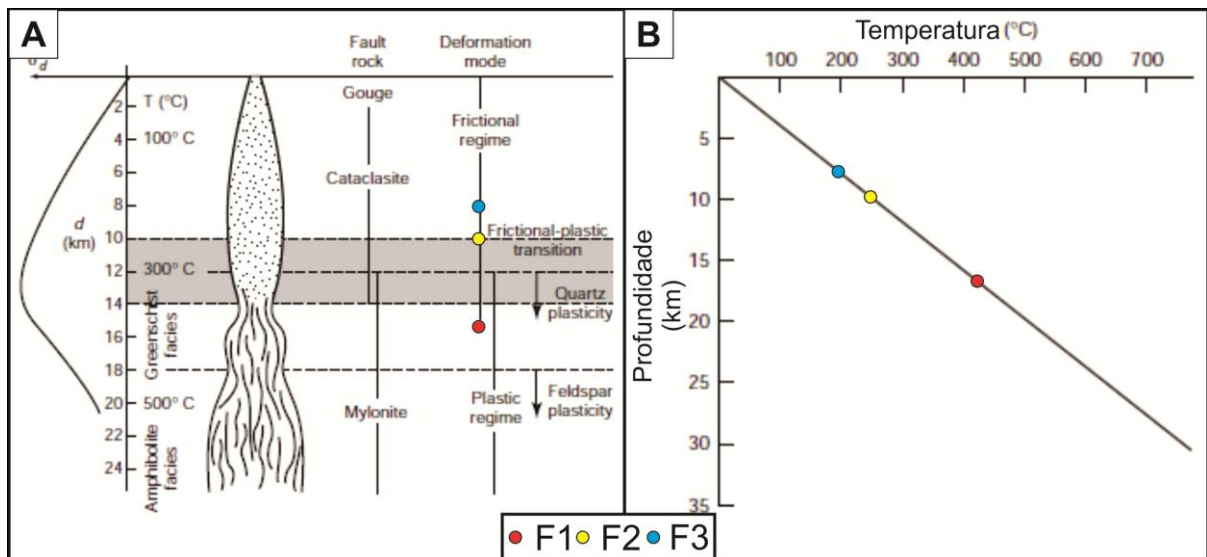


Figura 21 – Modelos: (A) de falhamento de Sibson-Scholz, mostrando o comportamento deformacional rúptil e plástico e zona de transição, relacionados com o nível crustal em que costumam ser encontrados; (B) geotermal simplificado, utilizando o gradiente de 25°C/km. (Extraídas de [Pluijm & Marshak, 2003](#)).

Para a segunda fase deformacional (F2) o comportamento rúptil dos cristais de biotita (**Fig. 20A**) acomodando o encurtamento através de *kinks*, segundo [Stesky et al. \(1974\)](#) e [Stesky \(1978\)](#) é característico de temperaturas abaixo de 250°C. Tal afirmação é corroborada pelo intenso fraturamento, recristalização por rotação de subgrãos e processos de recuperação nos cristais de quartzo, além da intensa precipitação de material residual da dissolução sob pressão segundo os planos S2. Tais feições, segundo [Dunlap et al. \(1997\)](#), [Van Darlen et al. \(1999\)](#) e [Stipp et al. \(2002\)](#), são fenômenos característicos de temperatura abaixo de 300°C, condizente com a cristalização de mica branca (Ms-III), em condições metamórficas de muito baixo grau, nos planos S2 (**Fig. 22B**) e o predomínio da reorientação das micas formadas durante F1. Tais características são concordantes com condições de deformação rúptil-dúctil observada em estruturas F2, em várias escalas. Segundo [Pluijm e Marshak \(2003\)](#), estas condições indicam que as rochas estavam a profundidades próximas a 10km durante a atuação desta fase, na interface entre os comportamentos dúctil e rúptil (**Fig. 21A e B**), o que indica que o encurtamento acomodado na F1, soergueu as rochas da região a níveis crustais mais rasos, modificando as condições PT.

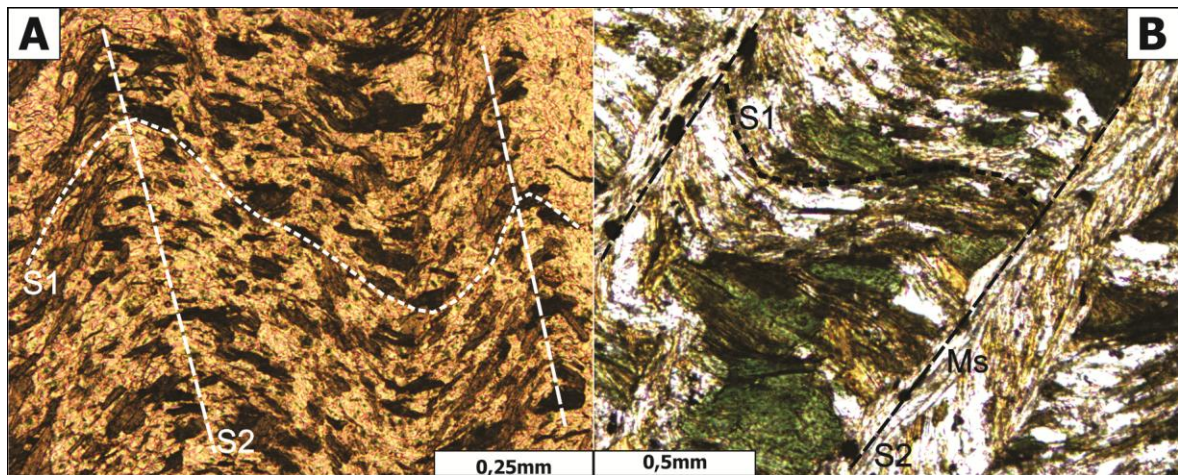


Figura 22 – Fotomicrografias do Membro Cangas (Grupo Cuiabá): (A) biotita cristalizada em S1, mostrando dobras D2 definindo a crenulação S2, notar que o dobramento (D2) é acomodado de maneira rúptil. (B) septo da S2 mostrando cristalização de muscovita e reorientação de biotita. Luz natural em A e polarizadores cruzados em B.

Tais mudanças fizeram com que a acomodação do encurtamento atuante durante F2 tenha ocorrido de maneira predominantemente rúptil nos litotipos competentes e de maneira rúptil-dúctil nos litotipos menos competentes, através de dobramento por cisalhamento puro passivo, produzindo dobras D2 e falhas reversas subverticais nucleadas nos planos da foliação S2 (**Fig. 24B**). A mudança na vergência desta fase indica que neste momento o Cráton Amazônico atuava como principal anteparo para o cinturão, estando mais próximo devido ao intenso encurtamento atuante durante F1.

A terceira fase deformacional (F3) mostra somente atuação de deformação rúptil nos grãos de quartzo e mica, e precipitação de material residual da dissolução por pressão nos planos de fratura S3, feições que segundo [Dunlap et al. \(1997\)](#), [Van Darlen et al. \(1999\)](#), [Stipp et al. \(2002\)](#) são também fenômenos característicos de temperaturas abaixo de 300°C. Porém como não foram observadas estruturas dúcteis associadas a F3, possivelmente a deformação F2 deve ter soerguido ainda mais as rochas da região, colocando-as em níveis crustais superiores, onde predominou o comportamento rúptil. Segundo [Pluijm & Marshak, \(2003\)](#), tais condições ocorrem a profundidades inferiores a 10 km (**Fig. 21A e B**), onde o comportamento é predominantemente rúptil e as temperaturas são inferiores a 250°C.

A cinemática transcorrente sinistral associada às falhas S3 (**Fig. 23A e B**) foi interpretada como resultado do encurtamento iniciado em F1 e atuante também em F2, através de deformação progressiva, nucleando nesta última fase F3, falhas de alívio ortogonais à direção de encurtamento. Porém feições microestruturais observadas em seções delgadas de veios encaixados nas fraturas e falhas S3 mostram deformação através de lamelas e bandas de deformação em cristais de quartzo em planos paralelos a S1 e faturamento associado a planos S2, o que indica que alguns destes veios podem ter gênese relacionada com as fases de deformação iniciais. Possivelmente os planos S2 e S3 foram reativados nas fases finais (*drift*) ou ainda após a Orogênese Brasiliana, gerando falhamentos normais, possivelmente como reflexo de fases distensivas relacionadas a abertura das bacias fanerozoicas e mesozoicas da Plataforma Sul-Americana.

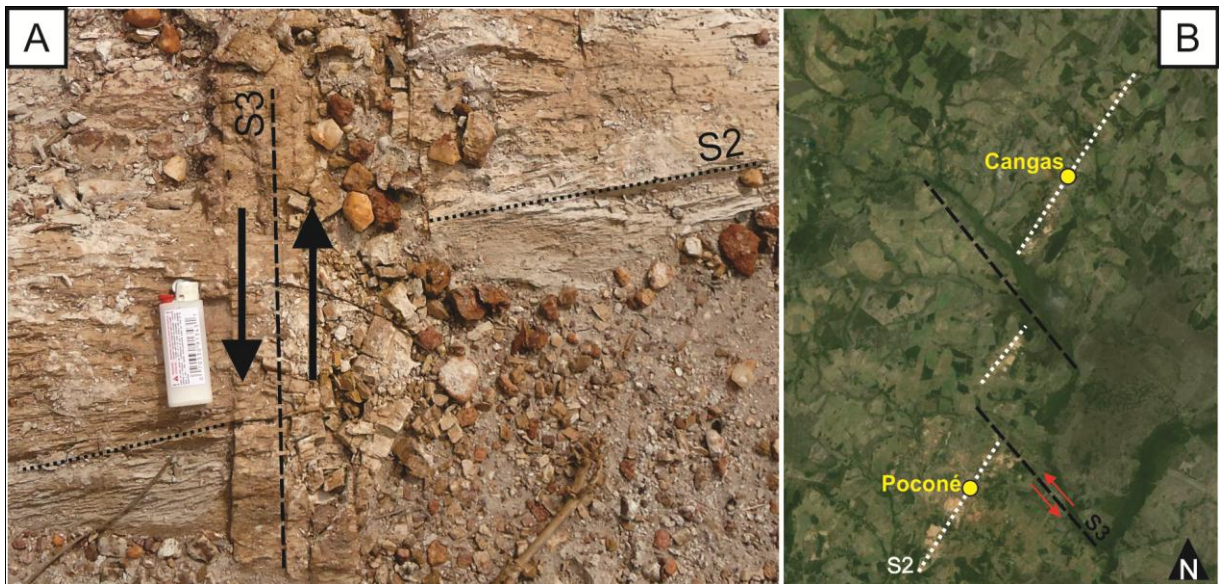


Figura 23 – Ilustrações da cinemática associada a F3 nas escalas de afloramento e mapa; (A) cinemática sinistral relacionada ao plano S3 (notar *offset* centimétrico); (B) cinemática sinistral associada ao plano S3, (notar *offset* decamétrico marcado pelo alinhamento entre as principais cavas) (Fonte: [Google Earth](#) em 20/10/2014).

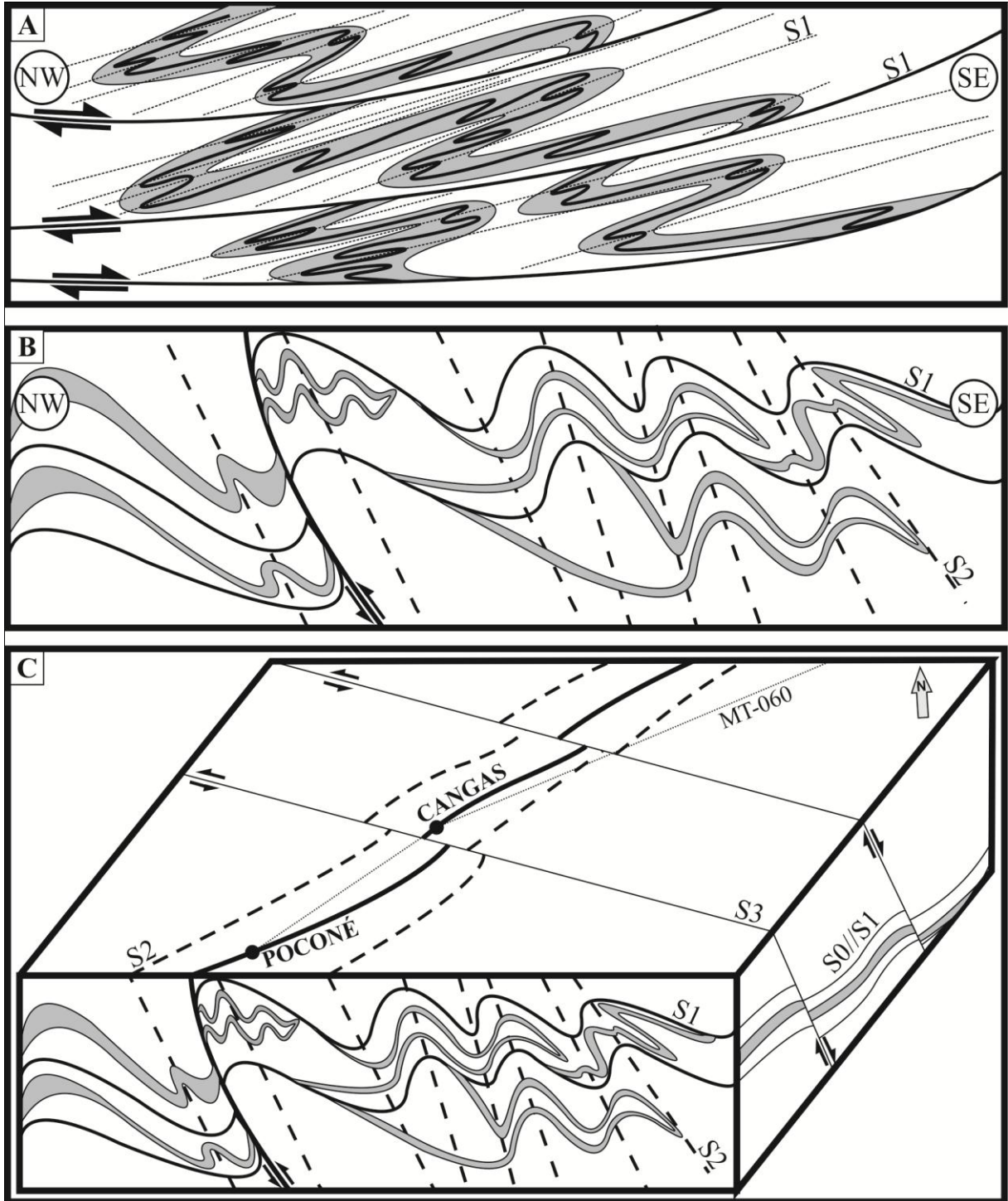


Figura 24. Croqui das morfologias e interpretações cinemáticas das diferentes fases deformacionais propostas para a área de estudo; (A) feições relacionadas à primeira fase. (B) feições relacionadas à segunda fase; (C) croqui 3D mostrando a estruturação regional resultante das três fases deformacionais propostas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M.1964a. *Geologia do Centro-Oeste Matogrossense*. Rio de Janeiro, DNPM7DGM. 137 p. (Boletim 215).
- Almeida F.F.M. 1964b. *Glaciação Eocambriana em Mato Grosso*. Rio de Janeiro, DNPM7NPE. 10 p. (Boletim 117).
- Almeida F.F.M. 1965a. Geossinclíneo Paraguai. *In: Semana de Debates Geológicos*, 1, Porto Alegre, Centro Acad. Est. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, atas, p.87-101.
- Almeida F. F. M. 1965b. *Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso)*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 96 p. (Boletim 219).
- Almeida F.F.M.A.; Hasui Y.; Brito Neves B.B.; Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste*. Campina Grande, Atas, p. 363-391.
- Almeida F.F.M. 1984. *Província Tocantins - setor sudoeste*. *In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. eds. O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed.Blücher. p. 265-281.
- Alvarenga C.J.S. 1985. Evidências de facies turbidíticas grosseiras no Grupo Cuiabá, MT. *In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE*, 2, Goiânia, 1985. Atas... Goiânia, SBG. p. 256-266.
- Alvarenga C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 18:323-327.
- Alvarenga C.J.S. 1990. *Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Transition Chaîne-Craton: Exemple de la Chaîne Paraguai d 'age proterozoique supérieur, Mato Grosso, Brésil*. These Doct. Sei. Univ. Aix-Marseille III. Marseille, 177 p.
- Alvarenga C.J.S. & Saes G.S. 1992. Estratigrafia e Sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (4): 493-499.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Brasiliano tectonic of the Paraguai Belt: the structural development of the Cuiaba region. *Revista Brasileira de Geociências*, 23:18-30.
- Barbosa E.S.; 2008. *Gênese e Controle Estrutural das Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, na Província Cuiabá-Poconé, Centro Sul do Estado de Mato Grosso*. Tese de Doutorado – UERJ. Rio de Janeiro. 155p.
- Barros A.M.; Adalberto R.H.; Cardoso O.R.F.A.; Freire F.A.; Souza J.J.; Rivete M.; Luz D.S.; Palmeira R.C.B.; Tassinari C.C.G. 1982. *Folha SD.21 Cuiabá, Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia. V. 26, p. 25-192.

Bucher K.; Grapes R.. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. (8 Edição). Berlin: Springer, 428 p.

Campanha G.A.C.; Boggiani P.C.; Filho W.S.; Sá F.R.; Zuquim M.P.S.; Placentini T. 2011. A Faixa de Dobramentos Paraguai na Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. São Paulo, *Geol. USP, Sér. cient.*, **v.11**, n. 3, p. 79-96.

Corrêa J.A.; Correia Filho F.C.L.; Scslewski G.; Neto C.; Cavallon LA; Cerqueira N.L.S.; Nogueira V.L 1979. *Geologia das Regiões Centro e Oeste de Mato Grosso do Sul*. Brasília, DNPM. 111 p. (Geologia Básica 3).

D'el-Rey Silva L.J.H., 1990. Ouro no Grupo Cuiabá, Mato Grosso: controles estruturais e implicações Tectônicas. *In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Natal, Anais SBG, 6: 2520-2534.

De Min A.; Hendriks B.; Slejko F.; Comin-Chiaramonti P.; Girardi V.; Ruberti E.; Gomes C.B.; Neder R.D.; Pinho F.C. 2013. Age of Ultramafic High-K rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **41**: 57-64.

Del'Arco J.O.; Silva R.H.; Tarapanoff L; Freire F.A; Pereira L.G.M.; Souza S.L.; Luz L.G.; Palmeira R.C.B.; Tassinari C.C.G. 1982. *Folha SE. 21 Corumbá e Parte da Folha SE. 20, Geologia*. *In: RADAMBRASIL*. Rio de Janeiro, MME. p. 25-160. (Levantamento de Recursos Naturais 27).

Dunlap W.J.; Hirth G.; Teyssier C. 1997. Thermomechanical Evolution of a Ductile Duplex. *Tectonics*. **16**: 983-1000

Evans J. W. 1894. The geology of Mato Grosso. *Geol. Soe*. London. **50**:85-104.

Figueiredo A.J.A. & Olivatti O. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 11, 173 p. (Relatório Final Integrado).

Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural*. Trad. de Fabio R.D. de Andrade. São Paulo: Oficina de Texto, 584 p.

Godoy A.M.; Pinho F.E.C.; Manzano J.C.; Araujo L.M.B.; Silva J.A.; Figueiredo M. 2010. Estudos Isotópicos das Rochas Granitóides Neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai. *Revista Brasileira de Geociências*. **40** (3): 380-391.

Grohmann C.H., Campanha G.A.C. and Soares Junior A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. *In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. [IN PORTUGUESE].

Hasui Y. & Almeida F.F.M. 1970. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **19**:5-26.

Hasui Y.; Dal Ré Carneiro, C.; Almeida F.F.M.; Bartorelli A. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012. 900p.

Kennedy W.Q. 1964. The structural differentiation of Africa in the Pan-African (\pm 500 m.y.) tectonic episodes: *Res. Inst. Afr. Geol.*, Univ. of Leeds, 8th Ann. Re., p. 48-49.

Kröner A.; Stern R.J. 2005. Pan-African Orogeny. *Encyclopedia of Geology. Geology of Africa*. 01. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.

Lacerda Filho J.V.; Abreu Filho W.; Valente C.R.; Oliveira C.C.; Albuquerque, M.C. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso.il Mapas Esc.: 1:1.000.000*. Cuiabá: CPRM/SICME-MT, 235p

Luz J.S.; Oliveira A.M.; Lemos D.B.; Argolo J.L; Souza N.B.; Abreu Filho W. 1978. *Projeto Província Serrana*. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1, 105 p. (Relatório Final).

Luz J.S.; Oliveira A.M.; Souza J.O.; Motta J.F.M.; Tanno L.C.; Carmo L.S.; Souza N.B. 1980. *Projeto Coxipó. Relatório Final*. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1, 136 p.

Manzano J.C.; Godoy A.M.; Araujo L.M.B. 2008. Contexto Tectônico dos Granitóides Neoproterozóicos da Faixa de Dobramentos Paraguai, MS e MT. *Unesp. Geociências*, v. **27**, n. 4, p. 493-507.

Nishikawa O.; Takeshita T. 1999. Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. *Tectonophysics*. **301**:21-34.

Nogueira V.L & Oliveira C.C. 1978. *Projeto Bonito Aquidauana. Relatório Final*. Goiânia, DNPM/CPRM. 121 p. V.1

Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **36** (4): 576-587.

Oliva LA.; Olivatti O.; Ribeiro Filho W.; Schobbenhaus Filho C. 1979. *Folha SD21 Cuiabá*. Brasília, DNPM. (Carta geológica do Brasil ao milionésimo).

Paes de Barros A.J., Costa J.J.G., Resenda W.M. 1998. Tipologia das Mineralizações Auríferas da Fazenda Salinas, Poconé, MT. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, **40**, Belo Horizonte, *Bol. de Resumos*, p.235.

Paschier C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. (2^oEd). Berlin: Springer, 353 p.

Pires F.R.M.; Gonçalves F.T.T.; Ribeiro L.A.S.; Siqueira A.J.B. 1986. Controle das mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, Mato Grosso. *In: 34 Congresso Brasileiro de Geologia*. Goiânia, Anais... SBG. v. 5, p. 2383-2395.

Pluijm B.A.V.D.; Marshak S. 2003. *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. (2º Ed). New York: W.W.Norton&Company, 656 p.

Rapela C.W.; Fanning C.M.; Casquet C.; Pankhurst R. J.; Spalletti L.; Poiré D.; Baldo E.G. 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terrenos: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, **20** (4): 673-690.

Ribeiro Filho W. & Figueiredo A.J. A. 1974. Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*. 28. Porto Alegre, *Anais...*, SBG. v. 4, p. 27-35.

Ribeiro Filho W; Luz J.S.; Abreu Filho W. 1975. *Projeto Serra Azul*. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1, 104 p. (Relatório Final).

Schobbenhaus Filho C. & Oliva LA. 1979. *Folha SE2J Corumbá*. Brasília, DNPM. (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo).

Schobbenhaus Filho C. & Soares M.E.S. 1979. *Folha SF21 Rio Apa*. Brasília, DNPM. (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo).

Seer H.J. 1985. *Geologia, Deformação e Mineralização de Cobre do Complexo Vulcano Sedimentar de Bom Jardim de Goiás*. Dissertação de Mestrado, UNB, Brasília. 181 p.

Seer H.J. & Nilson A. A. 1985. Contribuição à geologia das unidades Pré- Cambrianas da região de Bom Jardim de Goiás. *In: II Simpósio de Geologia de Centro-Oeste*. Atas... Goiânia, SBG. p. 267-281.

Shaw D.M. 1956. Geochemistry of Pelitic Rocks. Part: III: Major Elements and General Geochemistry. *Geological Society of American Bulletin*, **n.67**, p. 371-378.

Silva C.H.; 1999. *Caracterização Estrutural de Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT)*. Dissertação de Mestrado, UNESP, Rio Claro, 134 p.

Silva C.H., Simões L.S.A., Ruiz A.S. 2002. Caracterização estrutural dos veios auríferos da região de Cuiabá, MT. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(04). 407-418.

Souza N.B. 1981. O Grupo Cuiabá na área do Projeto Coxipó. Estratigrafia e potencialidade econômica. *In: I Simpósio de Geologia de Centro-Oeste*. Goiânia. Atas... SBG. p. 226-239.

Stesky R.M.; Brace W.F.; Riley D.K.; Robin P.Y.F. 1974. Friction in faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics* **23**:177-203

Stesky R.M. 1978. Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite. *Can J Earth Sci*, **15**:361-375

Stipp M.; Stünitz H.; Heilbronner R.; Schmid S.M. 2002. The Eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 205 to 700°C. *J. Struct. Geol.* **24**:1861-1884.

Tokashiki C. C. & Saes G. S. 2008. Revisão estratiográfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4): 661-675.

Tohver E.; Trindade R.I.F.; Solum C.M.; Hall C.M.; Riccomini C; Nogueira A.C. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*. Vol. 38. p. 267-270.

Tohver E & Trindade R.I.F., 2014. Comment on “Was there an Ediacaran Clymene Ocean in Central South America?” by U.G. Cordani and others. *American Journal of Science*, Vol. 314, p. 805-813.

Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. (2 Edição). Trad. de Reinhardt Adolfo Fuck. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 434 p.

Van Daalen M.; Heilbronner R.; Kunze K. 1999. Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. *Tectonophysics*. **303**:83-107

Vernon R.H. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. (3° Ed). Cambridge. Cambridge, 594 p.

Winkler H.G. 1985. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. (5 Edição). Berlin: Springer, 348p.

ANEXO I

Tabela 01 – Dados Geoquímicos de amostras da área de estudo comparadas com os valores médios de ardósias de baixo grau de Shaw (1956). Para os dados de Shaw (últimas 4 linhas) são apresentados valores médios, desvio padrão (σ), valor máximo (Max) e valor mínimo (Min).

	Amostras	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %
Amostras de Filitos e Ardósias da formação Acorizal na Área de Estudo.	B-12-A	46,40	1,58	17,58	9,93	3,55	0,70	0,06	0,37
	B-12-B	65,75	0,59	10,35	9,22	1,68	0,20	0,08	2,48
	B-12-C	81,71	0,35	6,09	4,74	0,98	0,15	0,11	1,41
	AM-01-X	45,67	0,67	12,81	22,52	3,17	2,13	2,30	3,39
	AM-01-Y	45,87	0,71	12,43	25,10	2,90	1,32	1,90	3,45
	AM-02	63,40	0,52	9,58	14,71	2,14	0,90	1,43	2,84
	AM-03	63,43	0,47	8,93	15,75	1,95	1,15	1,27	2,61
	AM04	65,24	0,40	11,11	6,45	2,05	3,24	4,16	1,49
	AM-05-X	48,81	0,72	11,38	26,18	2,66	0,58	1,34	3,73
	AM-05-Y	55,87	0,50	9,61	22,00	2,41	0,71	1,23	3,01
	AM-06-X	64,31	0,41	7,97	13,34	2,35	2,29	1,53	2,04
	AM-06-Y	64,06	0,42	8,00	13,51	2,44	2,23	1,43	2,22
	AM-07	64,75	0,63	12,24	9,79	2,31	0,51	1,66	3,86
	AM-08	38,66	0,69	12,42	27,17	1,87	0,28	0,07	4,65
	AM-09-X	42,54	0,72	13,40	23,22	3,20	0,39	0,07	5,18
	AM-09-Y	39,85	0,74	13,96	23,74	3,50	0,42	0,06	5,39
	AM-10	48,14	0,71	11,06	26,35	2,80	0,83	1,85	3,18
	JM-A	38,13	0,86	13,48	24,71	3,46	0,38	0,06	5,11
	JM-B1	56,45	0,77	10,46	18,80	2,25	1,20	0,73	3,80
	JM-B2-X	47,74	0,67	12,91	17,56	3,59	0,44	0,06	4,95
JM-B2-Y	44,84	0,78	11,46	22,38	3,00	0,37	0,05	4,37	
	Médias	53,89	0,66	11,30	17,96	2,58	0,97	1,02	3,31
Shaw (1956)	Médias	59,93	0,85	16,62	3,03	2,63	2,18	1,73	3,54
	σ	6,33	0,57	3,33	2,08	1,98	2,54	1,27	1,33
	Max	66,26	1,42	19,95	5,11	4,61	4,72	3,00	4,87
	Min	53,60	0,28	13,29	0,95	0,65	-0,36	0,46	2,21