



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
CENTRO DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**DOUGLAS TEIXEIRA MARTINS**

**GEOLOGIA DO TERRENO ARQUEANO GRANJEIRO (3,4 a 2,6 Ga),  
PROVÍNCIA BORBOREMA**

**FORTALEZA**

**2017**

DOUGLAS TEIXEIRA MARTINS

GEOLOGIA DO TERRENO ARQUEANO GRANJEIRO (3,4 a 2,6 Ga), PROVÍNCIA  
BORBOREMA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

FORTALEZA

2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária  
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

M342g Martins, Douglas Teixeira.  
Geologia do terreno arqueano Granjeiro (3,4 a 2,6 Ga), Província Borborema / Douglas  
Teixeira Martins. – 2017.  
52 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, 1, Fortaleza, 2017.  
Orientação: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral.

1. Arqueano. 2. Evolução tectônica. 3. Terreno Granjeiro. I. Título.

CDD

---

DOUGLAS TEIXEIRA MARTINS

GEOLOGIA DO TERRENO ARQUEANO GRANJEIRO (3,4 a 2,6 Ga), PROVÍNCIA  
BORBOREMA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: 31/ 07/ 2017.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral (Orientador)  
Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)

---

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Dr. Nilo Costa Pedrosa Junior  
Serviço Geológico do Brasil (RETE)

Aos meus pais, Bento e Auxiliadora.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao prof. Dr. Wagner Amaral pela oportunidade, compreensão e principalmente pela paciência durante todo o mestrado. Sua orientação e seu conhecimento foram de grande valia para a construção desta dissertação, bem como minha construção moral.

Aos meus colegas de universidade e hoje de vida Felipe Holanda e Evilarde, que desde da graduação me acompanham e influenciam no meu saber geológico, além de terem contribuído durante as várias fases da pesquisa aqui realizada.

Ao Daniel pelo excelente trabalho realizado no Laboratório de Geologia Isotópica da UNICAMP e responsável pelas belíssimas análises geocronológicas presentes nessa dissertação.

Ao prof. Ticiano pela recepção e apoio na preparação das amostras. Agradeço imensamente ao João Paulo Pitombeira por me receber em Campinas e ter me mostrado uma paixão, tida por poucos e muito esquecida, que é a geologia raiz (de boa qualidade).

Aos prof. Elson Oliveira, Wilson Teixeira e Elton Dantas pela ida a campo e por terem contribuído com discussões calorosas que foram fundamentais na construção da minha ideia.

Ao Prof. Clóvis pelas discussões, sugestões e reclamações (sempre bem vindas) que desde a graduação me norteiam e me inspiram.

Aos colegas da CPRM Residência Teresina, Evilarde Uchôa, Magno Freitas (Malucão) e Nilo (Birita), pelo apoio em campo e as diversas parcerias.

Aos amigos do IFPI Paulistana, Wladimir, Vinicius, Neto e Maykol, que durante os últimos anos foram minha família e pelos vários desvios de foco.

Ao Edmilson (meu aluno de IC) por me acompanhar durante os trabalhos de campo. Ao Ramon e ao Almir nas parcerias da vida e de geologia.

A minha família, principalmente aos meus pais, Bentão e Auxiliadora que sempre me apoiaram a tomar minhas próprias decisões e a minha irmã Amanda por me aguentar.

E a minha companheira Mariana, por me auxiliar nos momentos mais difíceis e por viver os momentos mais felizes.

”...Two problems dominate Archaean geology: understanding the origin of life, and discovering the tectonic system by which the surface of the Archaean Earth was constructed. These problems are closely interlinked and cannot be studied in isolation...”

”...The interpretation of Archaean rocks is very different from the interpretation of Phanerozoic rocks, and the philosophy of the Archaean geologist is correspondingly different from the philosophy of the Phanerozoic worker...”

Euan Nisbet, *The Young Earth An introduction to Archaean geology*

## RESUMO

O terreno arqueano Granjeiro localiza-se nos estados do Ceará, Piauí e Pernambuco, em parte encoberto pelas rochas sedimentares mesozóicas da Bacia do Araripe. É subdividido em dois domínios: o primeiro com direção E-W ao norte, do Lineamento Patos, no sul do estado do Ceará, constituído principalmente de gnaiss para- e ortoderivados; e o segundo de direção NE-SW ao sul do Lineamento Patos, nos estados do Piauí e Pernambuco, com uma associação metaplutônica de composição tonalítica a sienogranítica. Em ambos os domínios apresentam uma associação metavulcanossedimentar exalativa interpretada como remanescente de crosta oceânica. A sedimentação química desta crosta originou formações ferríferas bandadas, sendo a sua maior concentração e volume presentes na região do município de Curral Novo do Piauí, mais especificamente na localidade de Manga Velha. Neste trabalho apresentamos novos dados geocronológicos e deformacionais das rochas encaixantes das formações ferríferas bandadas, afim de compreender sua compartimentação lito-estrutural e evolução tectônica do Terreno Granjeiro. Foram datados dois ortognaisses por U-Pb LA-SF-ICP-MS em zircão: um de composição tonalítica com idade de 3,42 Ga e a outra de composição sienogranítica de idade 2,66 Ga. Análises estruturais geométricas e cinemáticas revelam pelo menos quatro eventos deformacionais ( $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  e  $D_4$ ):  $D_1$ , relaciona-se a fase de amalgamação de blocos paleo-mesoarqueanos durante o neoarqueano;  $D_2$ , evento posterior a 2,6 Ga possivelmente relacionado ao fechamento de uma bacia de back arc onde as Formações Ferríferas Bandadas se depositaram;  $D_3$ , fase deformacional relacionada à geração de zonas de cisalhamento brasileiras de transcorrência dextral;  $D_4$ , deformação rúptil responsável pela geração de falhas sintéticas, que controlam estruturalmente as formações ferríferas bandadas e antitéticas, que possivelmente serviram de conduto de fluidos hidrotermais, enriquecendo hidrotermalmente o minério. Com base na idade da rocha encaixante e suas relações stratigráficas propõe-se uma idade de aproximadamente de 2.5 Ga, para a sedimentação das Formações Ferríferas Bandadas.

**Palavras-chave:** Arqueano. Evolução tectônica. Terreno Granjeiro.



## ABSTRACT

The Archean Granjeiro terrain is located in the states Ceará, Piauí and Pernambuco, being partly covered by the Mesozoic sedimentary rocks of the Araripe Basin. It is subdivided into two sections: the first with direction E-W to the north, of the Patos Lineament, in the south of the state of Ceará, consisting mainly of gneiss para- and ortoderived; and the second with direction NE-SW south of the Patos Lineament, in the states of Piauí and Pernambuco, with a metaplutonic association of tonalitic to sienogranitic composition. In both sections present an exhalative metavulcanosedimentary association interpreted as remnant of oceanic crust. The chemical sedimentation of the crust originated the Banded Iron Formations, being its greatest concentration and volume present in the region of the Curral Novo do Piauí, more specifically in the locality of Manga Velha. In this work, we present new geochronological and deformational data of the host rocks of the Banded Ferriferous Formations, to understand its lithostructural compartmentalization and tectonic evolution. Two orthogneisses were dated by LA-SF-ICP-MS U-Pb in zircon: an of tonalitic composition with age of 3.42 Ga and the other of sienogranitic composition with age 2.661 Ga. Geometric and kinematic structural analyzes, reveal at least four deformational events (D1, D2, D3 e D4): D1, is related to the amalgamation phase of paleo-mesoarchean blocks during the neoarchean; D2, event after 2.6 Ga possibly related to the closure of a back arc basin, where the Banded Iron Formation were deposited; D3, deformational phase related to the generation of Brasiliano-age shear zones of dextral transcurrence; D4, the brittle deformation responsible for the generation of synthetic faults, which control structurally the Banded Iron Formations and antithetic faults, which possibly served as a conduit of hydrothermal fluids, hydrothermally enriching the ore. Based on the age of the host rock and its stratigraphic relationships, it is proposed an age of approximately 2.5 Ga, for the sedimentation of the Banded Iron Formations.

**Keywords:** Archean. Tectonic Evolution. Granjeiro Terrain.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo . . . . .	15
Figura 2 – Província Borborema. . . . .	17
Figura 3 – Contexto geológico regional do Terreno Granjeiro. . . . .	20
Figura 4 – Canal do Potássio. . . . .	24
Figura 5 – Canal do Tório. . . . .	24
Figura 6 – Canal do urânio. . . . .	25
Figura 7 – Ternário RGB. . . . .	26
Figura 8 – Mapa e seção geológica da área de estudo. . . . .	28
Figura 9 – (A)- Detalhe de afloramento do ortognaisse Manga Velha; (B)- banda- mento composicional exibindo alternância de feldspato potássico e plagi- oclásio (bandas rosa) e biotita e anfibólios (bandas de cor preto); (C) - mineralogia essencial, formado por quartzo, plagioclásio, ortoclásio, bio- tita e anfibólio; (D) presença de allanita como mineral secundário ou de alteração. . . . .	29
Figura 10 – (A) detalhe do afloramento do metatonalito Serra Vermelha exibindo al- ternância de bandas félsica e máficas centimétricas; (B) modo de ocorrência na forma de lajedo com direções de foliação NE-SW; (C) fotomicrografia apresentando a mineralogia essencial composta de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita; (D) alternância de bandas de quartzo e minerais máficos em seção delgada. . . . .	30
Figura 11 – (A) contato entre a rocha metabásica e a formação ferrífera bandada; (B) rocha metabásica exibindo dobra simétrica, fechada, com plano vertical ( $S_{n+1}$ ) e eixo com <i>trend</i> NE. . . . .	31
Figura 12 – Domínio Estrutural I: (A) paralelismo da foliação $S_{n+1}$ com o banda- mento gnáissico retrabalhado do metatonalito Serra Vermelha no NW e da área; (B) alternância de bandas centimétricas a decamétricas de com- posição quartzo-feldspática com alternância de bandas máficas ricas em anfíbólios e biotita; (C) foliação $S_{n+3}$ relacionada a geração das zonas de cisalhamento do evento deformacional $D_3$ ; (D) indicador cinemático de do cisalhamento simples com movimentação dextral. . . . .	33
Figura 13 – Domínio Estrutural II: (A e B) Dobras simétricas na rochas metabásicas, fechadas, com plano vertical ( $S_{n+2}$ ) e eixo com <i>trend</i> NNE ( $L_{x+2}$ ) e cai- mento suave na mesma direção; (C e D) dobras cerradas/isoclinais as- simétricas, com plano inclinado ( $S_{n+2}$ ) e caimento moderado. . . . .	34

Figura 14 – Domínio Estrutural III: (A e B) deformação é marcada por foliação vertical $S_{n+3}$ com direção NNE-SSW e intensa rotação (foliação SC) e fragmentação dos grãos produziu faixas que vão de miloníticas a ultramiloníticas com largura variada; (C) sigmoide representando cisalhamento transcorrente transpressivo dextral; (D) Dobras de arrasto. . . . .	35
Figura 15 – Domínio Estrutural IV: (A) deformação dútil da área, correspondendo a falhas sintéticas; (B, C e D) falhas antitéticas. . . . .	36
Figura 16 – Modelo geométrico das principais feições lineares das fácies deformacionais.	37
Figura 17 – (A) - representação espacial das falhas antitéticas e sintéticas em relação ao desenvolvimento do cisalhamento principal e da atuação dos esforços; (B) - gráfico de roseta apresentando a direção preferencial das principais famílias de falhas. . . . .	38
Figura 18 – Diagrama concórdia obtido a partir dos zircões da amostra RPW-04 . . .	42
Figura 19 – Imagens de catodoluminescência dos zircões obtidos na amostra SMD-011 com os <i>spots</i> analisados. . . . .	44
Figura 20 – Diagrama concórdia obtido a partir dos zircões da amostra SMD-011 . . .	44
Figura 21 – Modelo geodinâmico para as rochas do Terreno Granjeiro Sul. (A) Estabilidade Tectônica final do Ciclo Jequié; (B) <i>Rifteamento</i> com geração de magmatismo toléico; (C) 2.5 Ga geração de crosta oceânica e deposição das BIF em bacia de ante-arco; (D) Fechamento do mar no ciclo Transamazônico. . . . .	48

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Idades apresentadas por Dantas <i>et al.</i> (2004, 2013) para o MSJC. . . . .	18
Tabela 2 – Sumarização das principais características dos fácies e os respectivos eventos deformaçionais. . . . .	39
Tabela 3 – Isótopos radiogênicos do sistema U-Pb e suas respectivas meias-idades. . . . .	41
Tabela 4 – Resultados U-Th-Pb (LA-SF-ICP-MS) para os zircões da amostra RPW-04. . . . .	43
Tabela 5 – Resultados U-Th-Pb (LA-SF-ICP-MS) para os zircões da amostra SMD-011. . . . .	45

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO . . . . .	14
1.1	Apresentação . . . . .	14
1.2	Objetivos . . . . .	14
1.3	Localização . . . . .	15
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL . . . . .	16
2.1	Província Borborema . . . . .	16
2.2	O Arqueano na Província Borborema . . . . .	17
2.2.1	<i>Maciço São José do Campestre (MSJC)</i> . . . . .	18
2.2.2	<i>Complexo Mombaça e Complexo Cruzeta</i> . . . . .	19
2.2.3	<i>Terreno Granjeiro</i> . . . . .	19
3	METODOLOGIA . . . . .	21
3.1	Trabalhos preliminares . . . . .	22
3.2	Pesquisa geológica de Campo . . . . .	22
3.3	Organização das informações . . . . .	22
3.4	Trabalhos de laboratório . . . . .	22
3.5	Integração dos dados . . . . .	22
4	AEROGEOFÍSICA . . . . .	23
4.1	Introdução . . . . .	23
4.2	Materiais . . . . .	23
4.3	Processamento dos Dados . . . . .	23
4.3.1	<i>Canal do potássio</i> . . . . .	23
4.3.2	<i>Canal do tório</i> . . . . .	24
4.3.3	<i>Canal do urânio</i> . . . . .	25
4.3.4	<i>Ternário RGB</i> . . . . .	25
4.4	Interpretação Gamaespectrométrica . . . . .	26
5	INTEGRAÇÃO AEROGEOFÍSICA E GEOLÓGICA . . . . .	27
5.1	Ortognaise Manga Velha . . . . .	29
5.2	Metatonalito Serra Vermelha . . . . .	30
5.3	Rocha Metabásica . . . . .	31
6	ARQUITETURA ESTRUTURAL . . . . .	32
6.1	Fácies Deformacionais . . . . .	32
6.1.1	<i>Fácies Deformacional I</i> . . . . .	32
6.1.2	<i>Fácies Deformacional II</i> . . . . .	33
6.1.3	<i>Fácies Deformacional III</i> . . . . .	34
6.1.4	<i>Fácies Deformacional IV</i> . . . . .	35
6.2	Modelo Geométrico . . . . .	36

6.3	Eventos Deformacionais . . . . .	37
6.3.1	<i>Deformação D<sub>1</sub></i> . . . . .	37
6.3.2	<i>Deformação D<sub>2</sub></i> . . . . .	38
6.3.3	<i>Deformação D<sub>3</sub></i> . . . . .	38
6.3.4	<i>Deformação D<sub>4</sub></i> . . . . .	38
7	<b>GEOCRONOLOGIA</b> . . . . .	40
7.1	Geocronologia U-Pb . . . . .	40
7.2	RPW-04 . . . . .	41
7.3	SMD-011 . . . . .	44
8	<b>DISCUSSÕES E CONCLUSÕES</b> . . . . .	46
	<b>REFERÊNCIAS</b> . . . . .	49

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação

Terrenos tectonoestratigráficos são definidos como um pacote de rochas com estratigrafia e características geológicas distintas dos terrenos adjacentes, aos quais são limitados por falhas ou zonas de cisalhamento (Howell, 1989). A arquitetura estrutural e as sucessões estratigráficas são as peças fundamentais para estudar e compreensão a evolução destes terrenos. Os dados estratigráficos fornecem as informações necessárias de idades e correlações paleoambientais e o dados estruturais descrevem a configuração dos diferentes estratos (Howell, 1989).

Terrenos tectonoestratigráficos pré-cambrianos possuem uma história evolucionária extremamente complexa. Isso normalmente é ocasionado pela obliteração de informações estruturais e superposição de eventos deformacionais, se faz necessário a coleta do maior número de informações, pois ajudará a montar as "peças" do quebra-cabeça.

Na construção do modelo estrutural, o estudo geométrico é o primeiro passo. Ele serve para delimitar a distribuição espacial dos elementos geométrico, dando suporte para as demais análises estruturais (cinemática e dinâmica). O processamento de dados aeromagnéticos representam uma importante ferramenta na caracterização de estruturas rasas e profundas em terrenos polideformados. Através da aplicação de algoritmos, as anomalias magnéticas são realçadas expondo feições lineares e contatos entre os diferentes litotipos.

Outra técnica extremamente importante é a Geocronologia U-Pb em zircão. Esta ferramenta é essencial a organização temporal dos diferentes litotipos dentro de um terreno, pois fornece idade de cristalização de sistemas magmáticos ou idades de fontes detríticas em sequências deposicionais.

Na Província Borborema, o terreno arqueano Granjeiro é um bom exemplo de terreno tectonoestratigráfico pré-cambriano, altamente deformado e com uma história evolutiva complexa. Neste trabalho analisamos de forma integrada dados aeromagnéticos e estruturais para determinar e inferir os eventos deformacionais desta região, contribuindo para a compreensão de sua evolução tectônica. Para área de estudo foi escolhido o município de Cural Novo do Piauí pois abriga um representativo depósitos de Fe e por conter uma variada associação de litotipos.

## 1.2 Objetivos

Geral:

Este trabalho teve como objetivo reconhecer a relação temporal, deformacional e metamórfica entre os litotipos da porção sul do Terreno Granjeiro no estado do Piauí a

partir de dados aerogeofísicos, petrográficos e isotópicos. Bem como descobrir a possível idade de deposição das Formações Ferríferas Bandadas de Curral Novo do Piauí.

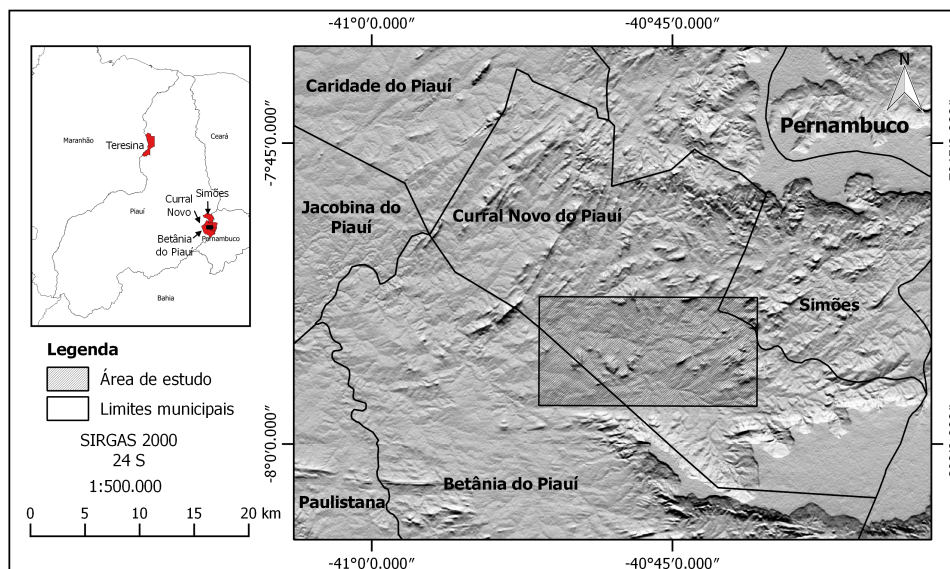
Específicos:

- Compreender os processos de deformação/metamorfismo atuantes na porção sul do Terreno Granjeiro;
- Obter a idade de cristalização das rochas encaixantes da mineralização de ferro;
- Contextualizar o ambiente deposicional das Formações Ferríferas de Curral Novo;
- Comparar deste depósito com outros de mesma idades e processos evolutivos semelhantes, a fim de estipular outras possíveis associações minerais na mesma área.

### 1.3 Localização

A área de estudo (Figura 1) abrange os municípios de Curral Novo do Piauí, Betânia do Piauí e Simões, localizados no interior do estado do Piauí (aproximadamente 480 km da capital Teresina). O acesso à área pode ser efetuado, saindo de Teresina, pela BR-316 seguindo por cerca de 300 km, em seguida pela BR-407 e PI-456 por cerca de 100 km até atingir a porção norte da área. A região é servida por diversas estradas estaduais e carroçais que liga entre si os principais distritos dos municípios.

Figura 1 – Localização da área de estudo



Fonte: Elaborado pelo autor.



## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Província Borborema

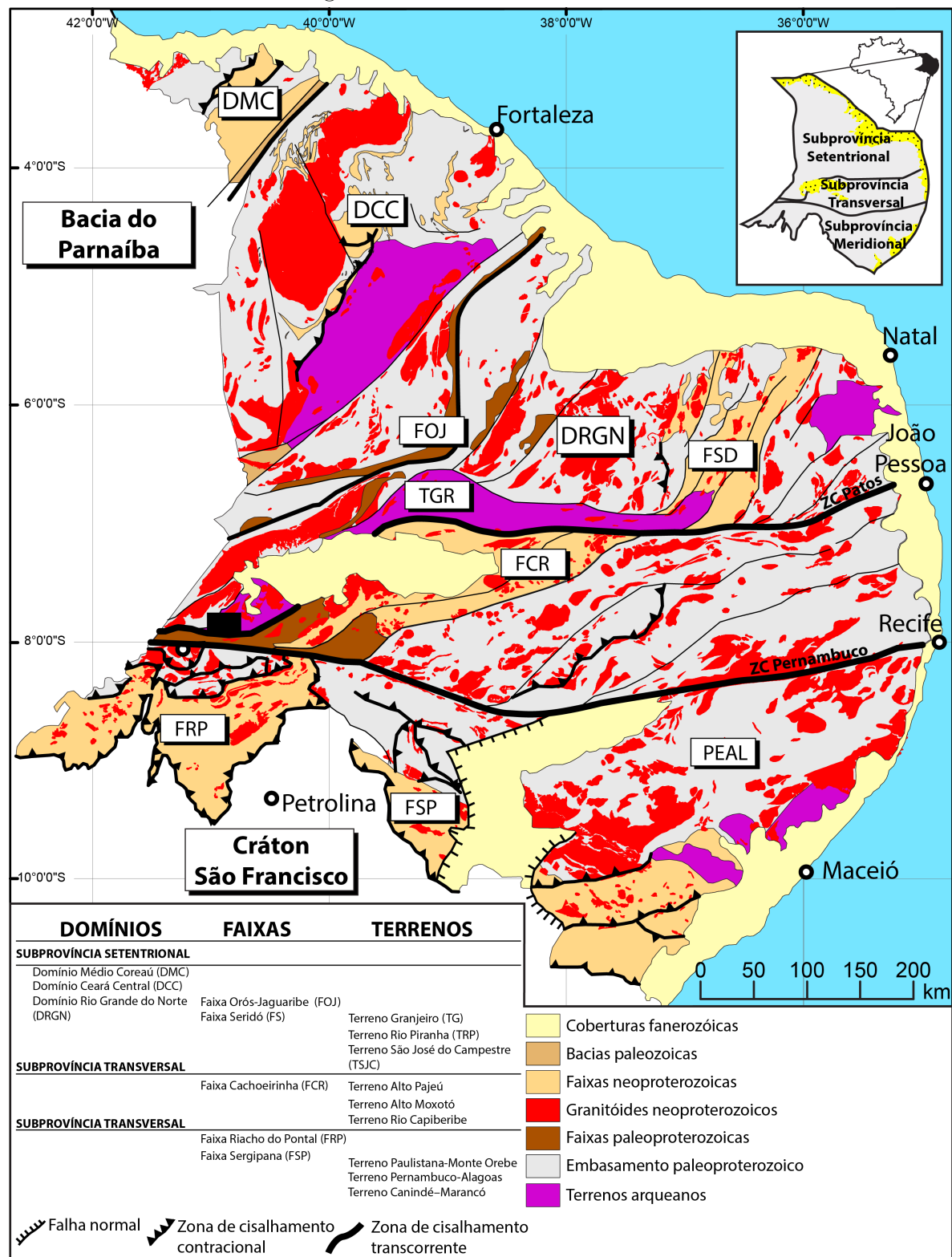
A Província Borborema (FIGURA 2), inicialmente descrita por Almeida *et al.* (1981), é uma complexa região tectono-estratigráfica, com aproximadamente 450.000 km<sup>2</sup>, formada pela junção de porções do embasamento arqueano e paleoproterozoico, coberturas proterozoicas dobradas, batólitos graníticos e coberturas fanerozoicas (Arthaud *et al.*, 2008).

Esta compartimentação litotectônica foi desenvolvida durante a evolução de quatro ciclos e/ou eventos tectônicos. Os dois primeiros são atribuídos a estágios de amalgamação de massas continentais durante o Arqueano (Dantas *et al.*, 1998, 2004) e Paleoproterozoico (Fetter *et al.*, 2003), cujas faixas móveis aglutinaram e retrabalham os núcleos arqueanos (Brito Neves *et al.*, 1995); e os outros dois são representados pela Orogênese Cariris Velhos que se estendeu do Mesoproterozoico Superior (1.2 Ga) até o início do Neoproterozoico (1.0-0.92 Ga) e a Orogênese Pan-Africana/Brasiliana, desencadeada durante o Neoproterozoico Superior (600 Ma) (Brito Neves and Cordani, 1991; Vauchez *et al.*, 1995).

A Orogênese Brasiliana é relacionada à colisão dos crátons Amazônico-São Luís/Oeste Africano e São Francisco-Congo/Kasai dando origem ao supercontinente Gondwana Ocidental (Brito Neves, 1975; Brito Neves and Cordani, 1991; Trompette, 1997). Como resultado desta convergência, foram geradas extensas zonas de cisalhamento dúctil (Vauchez *et al.*, 1995), que delimitam o contato entre diferentes blocos crustais ou domínios e faixas móveis nas adjacências dos blocos cratônicos, ambas marcadas por intenso magmatismo granítico (Brito Neves, 1975; Almeida *et al.*, 1981).

As zonas de cisalhamento dúctil possuem direção preferencial NNE-SSW e E-W, e são identificadas em campo por cinturões miloníticos bem desenvolvidos de alta a baixa temperatura. Elas individualizam e limitam a Província Borborema em três segmentos tectonoestratigráficos fundamentais (De Sá *et al.*, 1992; Brito Neves, Santos, and Van Schmus, 2000; Santos *et al.*, 2000; Van Schmus *et al.*, 1995, 2008): Subprovíncia Setentrional; Subprovíncia da Zona Transversal ou Central; Subprovíncia Meridional. Estes segmentos foram subdivididos em domínios, terrenos ou faixas, com base no conteúdo litoestratigráfico, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas.

Figura 2 – Província Borborema.

Modificado de Bizzi *et al.* (2003).

## 2.2 O Arqueano na Província Borborema

Rochas arqueanas preservadas ocorrem como pequenos blocos tectonicamente incorporados dentro de orógenos mais novos, geralmente <500 km de extensão, sendo

separados da crosta circundante por zonas de cisalhamento (Condie, 2007).

Na Província Borborema (PB) mais de 80% das rochas são pré-cambrianas, com idades que variam de paleoarqueanas a neoproterozóicas. São identificados três núcleos arqueanos:

1. Maciço São Jose do Campestre
2. Complexo Mombaça e Complexo Cruzeta Cruzeta
3. Complexo Granjeiro

### 2.2.1 *Maciço São José do Campestre (MSJC)*

O MSJC corresponde ao fragmento de crosta continental mais antigo da América do Sul. É formado por rochas matasupracrustais e granitoides arqueanos, com uma história magmática e deformacional complexa. É cercado por gnaisses paleoproterozóicos, que foram afetados por eventos tectono-termiais da orogênese Transamazônica (Dantas *et al.*, 2004, 2013). Dados geocronológicos indicam uma sucessão de seis episódios de geração da magmas (Dantas *et al.*, 2013). Estes episódios estão sumarizados na Tabela 1.

Tabela 1: Idades apresentadas por Dantas *et al.* (2004, 2013) para o MSJC.

Episódio	Idade U-Pb	Idades modelo (TDM)	Unidade
1°	3412 ± 8 Ma	4.1 a 3.5 Ga εNd positivo	<b>Gnaisse Bom Jesus</b> Tonalito a granodiorito com enclaves de diorito
2°	3356 ± 21 Ma e 3251 Ma	4.1 a 3.4 Ga εNd negativos a levemente positivo	<b>Complexo Presidente Juscelino</b> biotita monzogranito a diopsídio monzogranito
3°	3333 ± 77 Ma e 3187 ± Ma	3.6 a 3.2 Ga εNd positivo	<b>Complexo Brejinho</b> hornblenda tonalito a granodiorito
4°	3120 ± 22 Ma	3.5 Ga εNd negativo	<b>Gnaisse São Pedro de Potengi</b> biotita monzogranito.
5°	3033 ± 3 Ma		<b>Complexo Senador Eloí de Souza</b> anortosito e metagabro
6°	2685 ± 9 Ma e 2655 ± 4 Ma	3.9 a 3.3 Ga εNd negativo	<b>Complexo São José do Campestre</b> quartzodiorito a sienogranito

### 2.2.2 Complexo Mombaça e Complexo Cruzeta

Este complexo é formado por gnaisses migmatíticos que exibem um complexo bandamento composicional, com predominância de bandas granodioríticas, alternando-se com bandas tonalíticas e graníticas (Arthaud *et al.*, 2008). Estão presentes ainda boudins máficos e ultramáficos representando fragmentos de corpos acamadados, por vezes mineralizados em cromita.

A discriminação dos dois complexos é baseada em aerogeofísica e suave diferença em idades U-Pb em zircões (Fetter *et al.*, 2000). O Complexo Mombaça é datado em c.a 2.8Ga e o Complexo Cruzeta c.a 2.7 Ga. A idade mais velha destes complexos, 3.27Ga, foi obtida por Silva *et al.* (1997) através de SHRIMP U-Pb em zircões de metatonalitos do complexo Cruzeta, sendo interpretada como idade de cristalização.

Idades modelos TDM do Complexo Cruzeta estão entre 2.7 e 2.8 Ga, já o Complexo Mombaça tem idades entre 2.9 e 3.0 Ga. A formação é considerada derivada de crosta juvenil com contribuição de material crustal arqueano (Fetter *et al.*, 2000). Idades modelos em rochas paleoproterozoicas para o Complexo Cruzeta indica retrabalhamento de crosta arqueana (Arthaud *et al.*, 2008).

### 2.2.3 Terreno Granjeiro

O Terreno Granjeiro (FIGURA 3) possui duas principais áreas de exposição, uma na porção centro-leste, próximo a cidade homônima no estado do Ceará e outra no sudoeste da Folha Jaguaribe, no estado do Piauí, estando a continuidade entre os dois segmentos encoberta pela Bacia do Araripe (Vasconcelos and Gomes, 1998).

Este terreno situa-se entre os Terreno Rio Piranhas-Seridó a oeste, Faixa Orós-Jaguaribe ao norte, com a qual faz contato tectônico limitado pela zona de cisalhamento Malta. A sul faz fronteira com os domínios Paulistana-Monte Orebe e Cachoeirinha, limitado pelo Lineamento Patos (Delgado *et al.*, 2003). Forma uma faixa estreita com encurvamento transpressivo, com trechos E-W ao norte e ao sul conectados por um trecho de direção NE-SW (Hasui *et al.*, 2012), sobe a forma de megasigmóides, o que sugere fragmentos tectonicamente imbricados (Gomes and Vasconcelos, 2000).

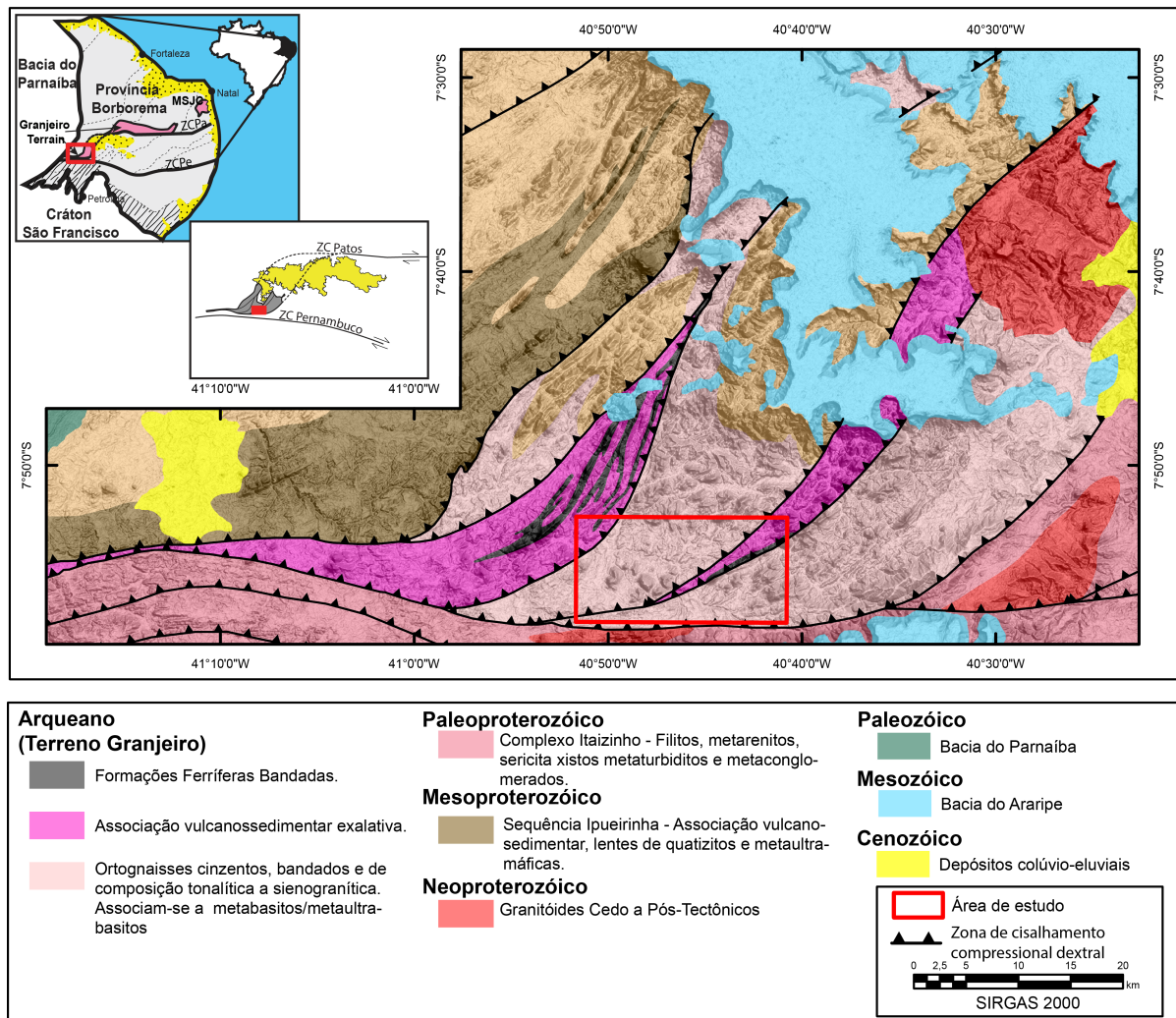
A unidade mais antiga deste terreno, denominada de Complexo Granjeiro, é constituída de, gnaisses para- e ortoderivados e uma associação metavulcano-sedimentar exalativa interpretada como remanescente de crosta oceânica, intrudida por metaplutônicas arqueanas de composição tonalítica a granodiorítica (Gomes and Vasconcelos, 2000). A associação metavulcano-sedimentar é composta de, formações ferríferas (tanto do lado cearense do Terreno como no sudoeste da folha no estado do Piauí), xistos, quartzitos, mármore, calcissilicáticas, metacherts, metabasitos anfibolitizados e metatufos félsicos e máficos (Vasconcelos and Gomes, 1998).

Silva *et al.* (1997) apresentam uma idade U-Pb em zircão de  $2,541 \pm 11$  Ma

para o Complexo Granjeiro e idades modelo de Nd ( $T_{DM}$ ) com 2,55 Ga e 2,65 Ga. Valores de  $\epsilon Nd$  positivos, indicam tratar-se de um terreno derivado de crosta juvenil.

Como unidades mais novas ocorrem as seqüências supracrustais neoproterozóicas Lavras da Mangabeira e Caipu. A seqüência Lavras da Mangabeira é constituída por xistos, quartzitos, metaconglomerados e, subordinadamente, calcissilicáticas e metavulcânicas. Já a seqüência Caipu há uma predominância de associação metavulcanosedimentar com predominância de metapelitos/metapsamitos de médio a baixo grau metamórfico, contendo intercalações de metavulcânicas básicas a intermediárias.

Figura 3 – Contexto geológico regional do Terreno Granjeiro.



Modificado de Bizzi *et al.* (2003).

### 3 METODOLOGIA

O reconhecimento das sucessões estratigráficas e o arranjo estrutural, são fundamentais para a compreensão da evolução de terrenos tectonoestratigráficos. No entanto tais informações, normalmente estão ausentes ou mascaradas em terrenos precambrianos (Howell, 1989), tornando o seu estudo extremamente difícil. Isso se deve a superposição de eventos deformacionais durante o metamorfismo regional e/ou diferentes estágios de erosão (Howell, 1989).

A descrição e o organização cronológica dos diferentes litotipos, é o primeiro passo a se fazer no estudo de um terreno. A Geocronologia U-Pb em zircão, é sem duvidas a técnica mais importante, pois fornece idade de cristalização de sistemas magmáticos ou idades de fontes detriticas em sequências deposicionais.

A construção do modelo estrutural é o passo seguinte, pois fornece o padrão geométrico, essencial para delimitar a distribuição espacial dos elementos estruturais. A organização destes elementos é fundamental para interpretar as forças (dinâmica) e os movimentos (cinemática) envolvidos na formação e evolução das estruturas e assim individualizar os eventos deformacionais. O processamento de dados aeromagnéticos representam uma importante ferramenta na caracterização geométrica de terrenos polideformados. Através da aplicação de algoritmos, as anomalias magnéticas são realçadas expondo feições lineares e contatos entre os diferentes litotipos.

Com a finalidade de caracterizar a porção sul do Terreno Arqueano Granjeiro e identificar suas unidade estratigráficas e sua arquitetura estutural, foi escolhida para estudo uma área localizada entre os municípios de Curral Novo do Piauí, Betânia do Piauí e Simões no estado do Piauí. Esta escolha levou em consideração, o fato da região comportar o maior depósito de ferro do tipo BIF da Província Borborema e conseqüentemente uma maior diversidade de litotipos dentro dos limites de um terreno tectonoestratigráfico.

Diante das várias dificuldades encontradas ao se trabalhar em terrenos tectonoestratigráficos precambrianos, procurou-se sistematizar ao máximo as etapas de trabalho. Por isso o delinear da pesquisa procedeu da seguinte forma:

1. **Trabalhos preliminares**
2. **Pesquisa geológica de Campo**
3. **Organização das informações**
4. **Trabalhos de laboratório**
5. **Integração dos dados**

A seguir serão detalhados os métodos utilizados durante as etapas de trabalho.

### 3.1 Trabalhos preliminares

Esta fase precedeu as atividades de campo, sendo realizada uma pesquisa sistemática da bibliográfica e do acervo cartográfico disponível para a região. Nesta etapa ocorreu também a fotointerpretação de imagens SRTM e aerogeofísicas, servindo de base para o mapeamento das unidades geológicas e seu arcabouço estrutural.

### 3.2 Pesquisa geológica de Campo

Após a etapa anterior, foi realizado mapeamento geológico em escala de 1:100.000, tendo como base a fotointerpretação das imagens aerogeofísica e SRTM. Foram coletadas amostras representativas para descrições petrográficas e estudos geocronológicos. Foram obtidos dados a partir das medições de estruturas planares e lineares, organizadas de acordo com sua relação espacial e eventos de deformação, servindo de base para o modelo geométrico estrutural.

### 3.3 Organização das informações

Nesta etapa todas as informações obtidas durante o mapeamento geológico foram organizadas e as amostras catalogadas e selecionadas para estudos petrográficos e geocronológicos.

### 3.4 Trabalhos de laboratório

A preparação das amostras e as datações apresentadas neste trabalho foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP).

As amostras coletadas nos trabalhos de campo foram cominuídas em britador de mandíbula e de disco. Posteriormente os zircões foram concentrados por bateamento e separados usando técnicas eletromagnéticas e líquidos densos. A seleção dos zircões ocorreu por meio de lupa binocular e microscópio.

Os grãos de zircão selecionados, foram imersos em um *mounts* de resina epox e polidos para expor sua estrutura interna. Após esta etapa, foram obtidas imagens por catodo luminescência (CL), que ajudaram localizar os melhores pontos para datação. As análises U-Pb foram realizadas usando o equipamento LA-SF-ICP-MS.

### 3.5 Integração dos dados

Todos os dados e informações obtidas foram armazenados em um banco de dados e processados em plataforma SIG. Tais informações serviram de base para as produções cartográficas em escala de detalhe e semi-detalhe.

## 4 AEROGEOFÍSICA

### 4.1 Introdução

As imagens aerogeofísicas foram utilizadas para delimitar os contatos entre os diferentes litotipos da área de estudo, além de auxiliar na determinação de feições lineares estruturais. As imagens obtidas foram interpretadas, servindo de base para o mapeamento litoestrutural.

Para melhorar a qualidade e interpretação dos dados aeromagnéticos, foram empregados filtros eficientes na determinação de contatos, lineamentos e feições estruturais. Já o processamento de dados gamaespectrométricos objetivou a criação de imagens para delimitar e diferenciar as unidades geológicas. Para tanto foram geradas imagens individuais de K, eTh, eU e combinações ternárias RGB envolvendo estes canais.

### 4.2 Materiais

Foram processados e interpretados dados Aerogeofísicos (Aeromagnéticos e Gamaespectrométricos) do Projeto Centro-Sudoeste do Ceará, gentilmente cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil. A aquisição destes dados foi feita com direção de linha de voo NS, com espaçamento de 0,5 km entre estas linhas e com uma altura média de 100m. As linhas de controle tiveram direção E-W e espaçamento de 10 km. O intervalo de aquisição dos dados magnéticos e gamaespectrométricos foi de 0,1s e 1,0s respectivamente.

### 4.3 Processamento dos Dados

O objetivo do processamento dos dados gamaespectrométricos foi gerar imagens dos canais individuais dos rádioelementos K, eTh e eU e sua combinação ternária RGB. Tais imagens foram interpretadas e possibilitaram a delimitação e diferenciação das principais unidades geológicas, sendo fundamental ao mapeamento.

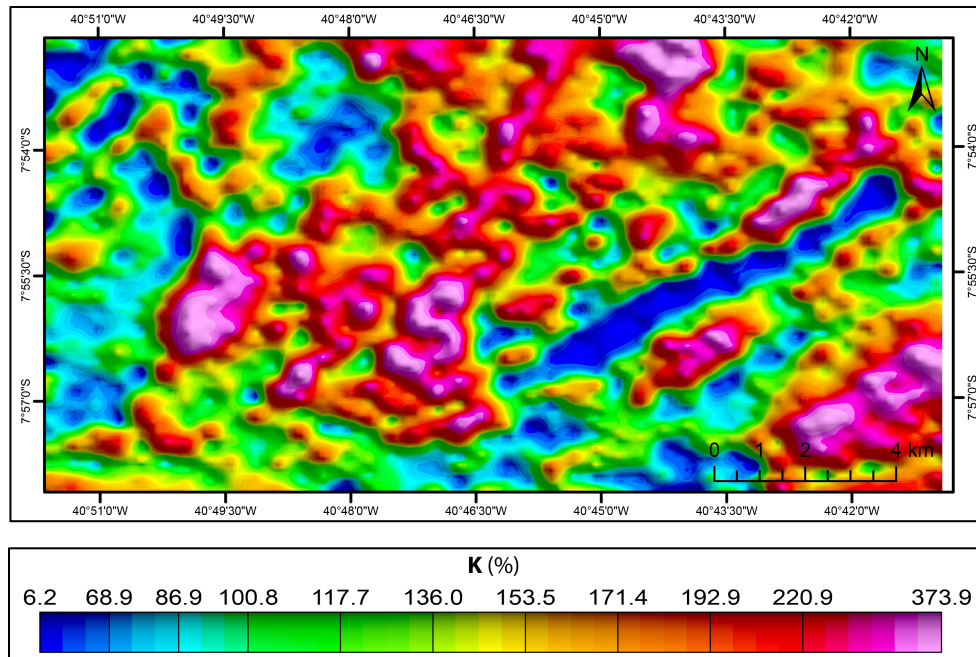
#### 4.3.1 Canal do potássio

O Potássio é um dos elementos mais abundante na crosta, ocorre principalmente nos álcali-feldspatos. Os polimorfos mais importantes são o ortoclásio e o microclínio, também aparecem nas micas, como flogopita, biotita e muscovita. Em decorrência estão presentes em rochas ígneas félsicas (granitoides e equivalentes vulcânicos), metamórficas micáceas como nos filitos, xistos e gnaisses, além de importantes constituintes de rochas sedimentares.

É um elemento extremamente móvel em ambientes de alteração hidrotermal e durante o intemperismo. O canal do potássio é medido em porcentagem (FIGURA 4.



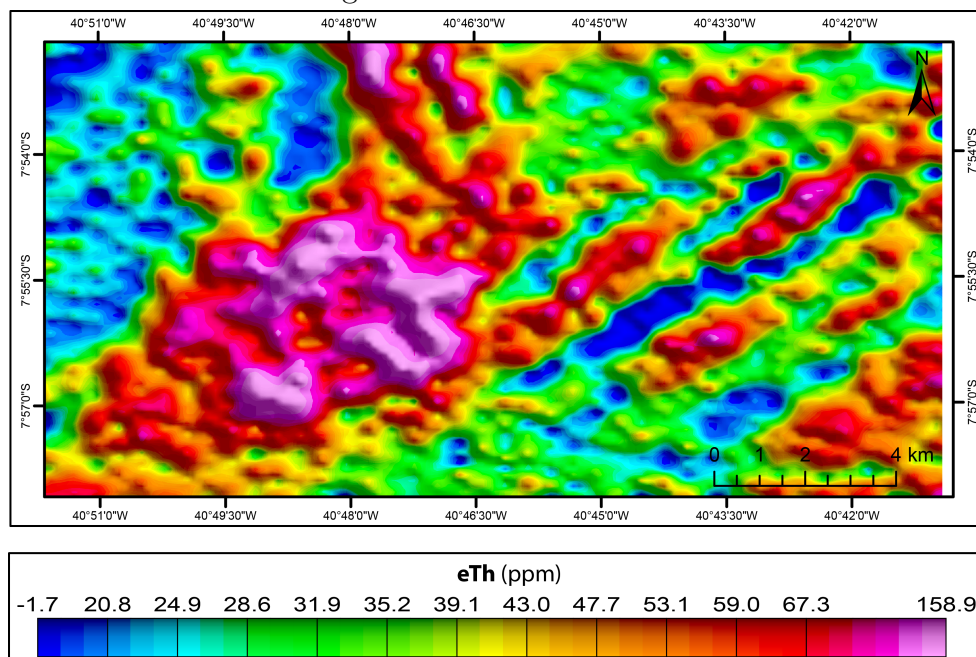
Figura 4 – Canal do Potássio.



#### 4.3.2 Canal do tório

O Tório é o elemento mais imóvel dos três, cuja concentração quando maior em relação a dos outros radioelementos indica regiões de intenso intemperismo químico. Ocorre em minerais acessórios em granitos, pegmatitos, ganisses e placeres (Telford *et al.*, 1990). O dados relativos ao Tório na área em estudo são mostrados na figura 5.

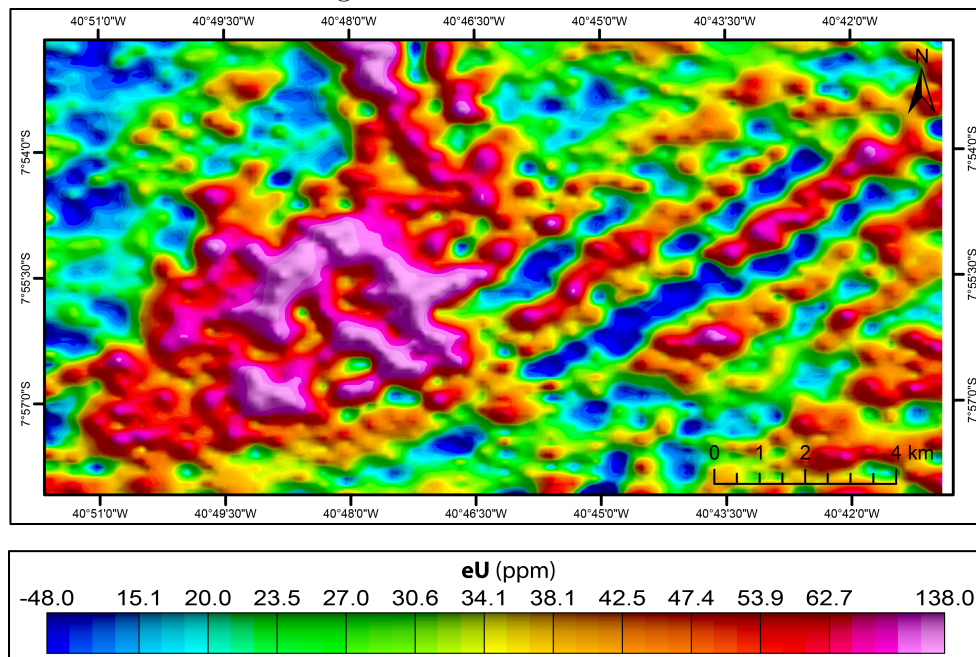
Figura 5 – Canal do Tório.



### 4.3.3 Canal do urânio

É o elemento de menor concentração. Também ocorre como mineral acessório, assim como o tório. Está presente em minerais como uraninita (terra raras) em granitos e pegmatitos, carnotita em arenitos e gumita como produto da alteração da uraninita (Telford *et al.*, 1990). O canal do elemento urânio medido em ppm está representado na figura 6.

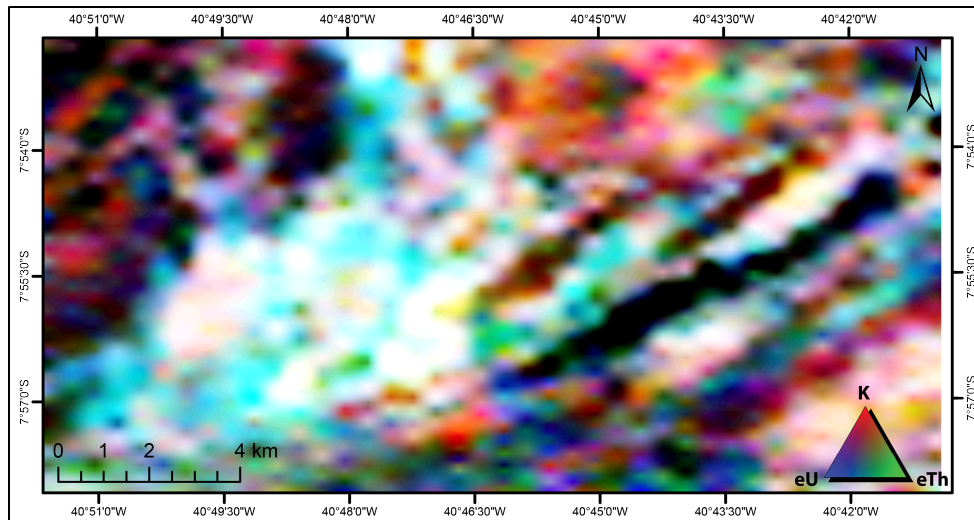
Figura 6 – Canal do urânio.



### 4.3.4 Ternário RGB

Para uma melhor representação dos dados gamaespectométricos são empregados mapas de composição ternária RGB (FIGURA 7). Para o canal do potássio é atribuída a cor vermelha (*red*), tório cor verde (*green*) e urânio a cor azul (*blue*). A cor branca representa presença dos três elementos (K, eTh e eU) e a cor preta a ausência.

Figura 7 – Ternário RGB.



#### 4.4 Interpretação Gamaespectrométrica

As imagens gamaespectrométricas permitiram individualizar e delimitar os principais litotipos da área, mapeáveis na escala de 1:100.000. Foram produzidas e interpretadas imagens dos canais individuais e a composição ternária RGB. As imagens dos canais permitiram individualizar em quatro domínios radiométricos: a porção central, o setor SE, as extremidades NW e as zonas intermediárias entre estas.

A porção central possui forte emissão dos três elementos e apresenta coloração esbranquiçada na imagem RGB, correspondendo em campo ao núcleo parcialmente migmatizado do ortogneisse Manga Velha. A forte anomalia positiva está ligada à formação de neossoma. O setor SE é um segmento de mesma assinatura que em campo corresponde a um granitoide de cor avermelhada e textura pegmatítica em contato com o ortogneisse.

No extremo NW da área, tem-se a menor emissão de K, eTh e eU. Esta região é marcada em campo por duas zonas de cisalhamento, onde o ortogneisse está fortemente milonitizado, exibindo uma textura ultramilonítica com pórfiros de granadas.

As zonas intermediárias entre o setor NW e o central apresentam uma assinatura com valores de emissão intermediária. Esta porção corresponde em sua maior parte ao ortogneisse Manga Velha, ocorrendo porém, uma faixa de mais baixa emissão dos radioelementos com direção NE-SW correspondente às lentes de BIFs. Na imagem ternária o minério é facilmente identificado pela tonalidade escura. O metatonalito ocorre também neste setor, sendo identificado por baixos valores de K.

## 5 INTEGRAÇÃO AEROGEOFÍSICA E GEOLÓGICA

A integração dos dados aerogeofísicos e as informações geológicas de campo foram fundamentais para a compreensão das relações entre os diferentes litotipos e o arcabouço estrutural da área de estudo. Foram identificadas oito unidades geológicas, porém seis destas são mais representativas (FIGURA 8).

A principal unidade e que corresponde ao maior volume é um ortognaisse de composição predominantemente sienogranítica. Neste trabalho esta rocha foi denominado de ortognaisse Manga Velha, nome atribuído a localidade situada a leste da área de estudo e que apresenta os melhores afloramentos.

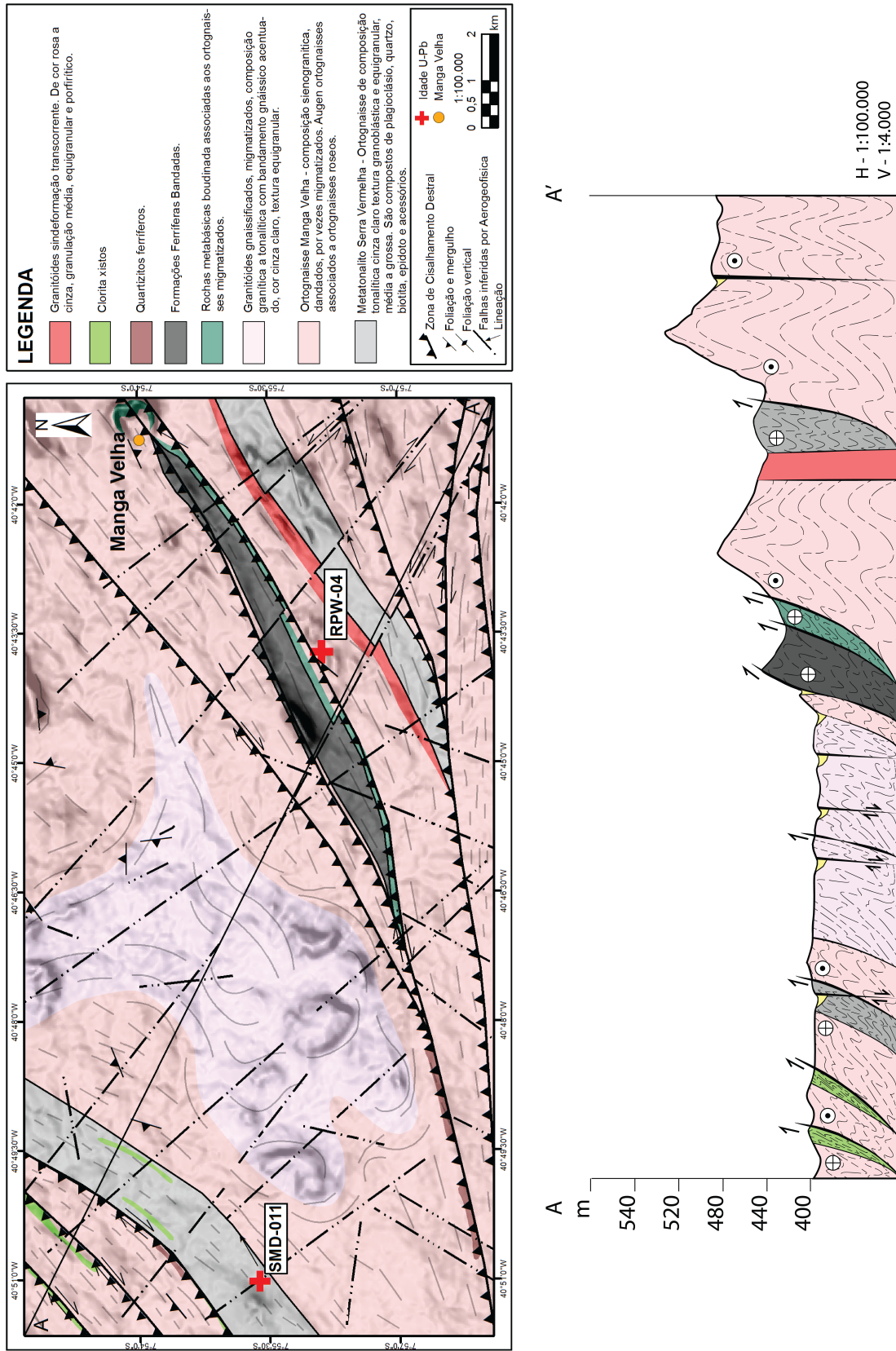
Em contato com este ortognaisse Manga Velha, aparece um metatonalito de cor cinza, muito semelhante aos *gray gnaisses*, denominado de metatonalito Serra Vermelha. Esta unidade aflora em duas áreas, a sudeste e a noroeste.

Na porção central da área ocorrem rochas migmatizadas, diatexitos, cujo paleossoma é caracterizado pelos restos do metatonalito. Já o neossoma é leucocrático e de composição quartzo feldspática.

A rocha metabásica foi observada em um único, porém, expressivo afloramento, em contato direto com as formações ferríferas bandadas. Ocorre como uma lente alongada de direção NE-SW entre o ortognaisse Manga Velha e o minério.

Por fim foram identificados também, alguns poucos afloramentos de cloritas xistos e quartzito. Ambas as unidades são mal individualizadas na escala do trabalho.

Figura 8 – Mapa e seção geológica da área de estudo.

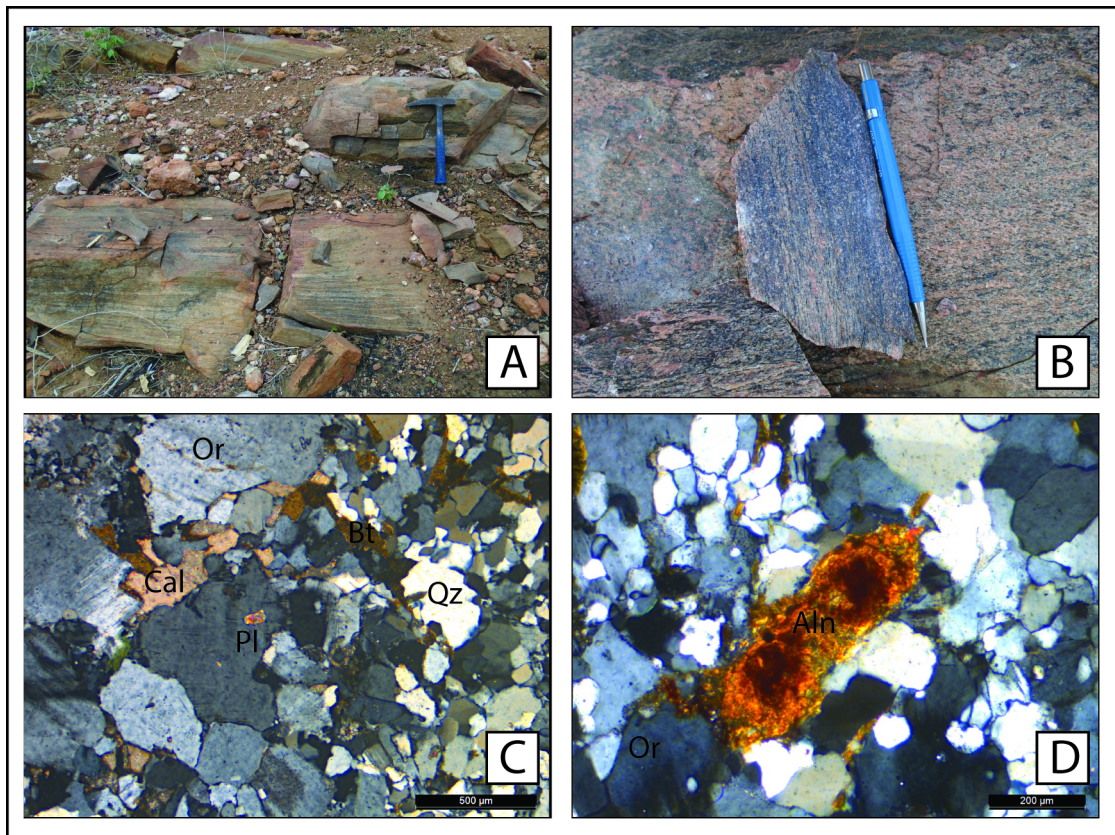


## 5.1 Ortognaisse Manga Velha

O ortognaisse Manga Velha de composição sienogranítica está presente por toda área de estudo na forma de lajedos e exibe foliação de direção NE-SW (FIGURA 9 A). Apresenta granulação média a grossa, com alternância de bandas rosa (ricas em feldspato potássico e plagioclásio) e escuras (compostas por biotita e anfibólio) (FIGURA 9 B).

Os minerais essenciais consiste de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio e biotita. Exibe textura de agregados poligonais, com quartzo e plagioclásio recristalizados em sub-grãos, extinção ondulante e rotacionados (FIGURA 9 C). Alguns cristais de feldspatos potássicos exibem textura poiquilítica, por vezes com inclusões de biotita recristalizada em grãos muito finos. Os minerais acessórios são granada, titanita e zircão e secundário allanita (FIGURA 9 D).

Figura 9 – (A)- Detalhe de afloramento do ortognaisse Manga Velha; (B)- bandamento composicional exibindo alternância de feldspato potássico e plagioclásio (bandas rosa) e biotita e anfibólios (bandas de cor preto); (C) - mineralogia essencial, formado por quartzo, plagioclásio, ortoclásio, biotita e anfibólio; (D) presença de allanita como mineral secundário ou de alteração.

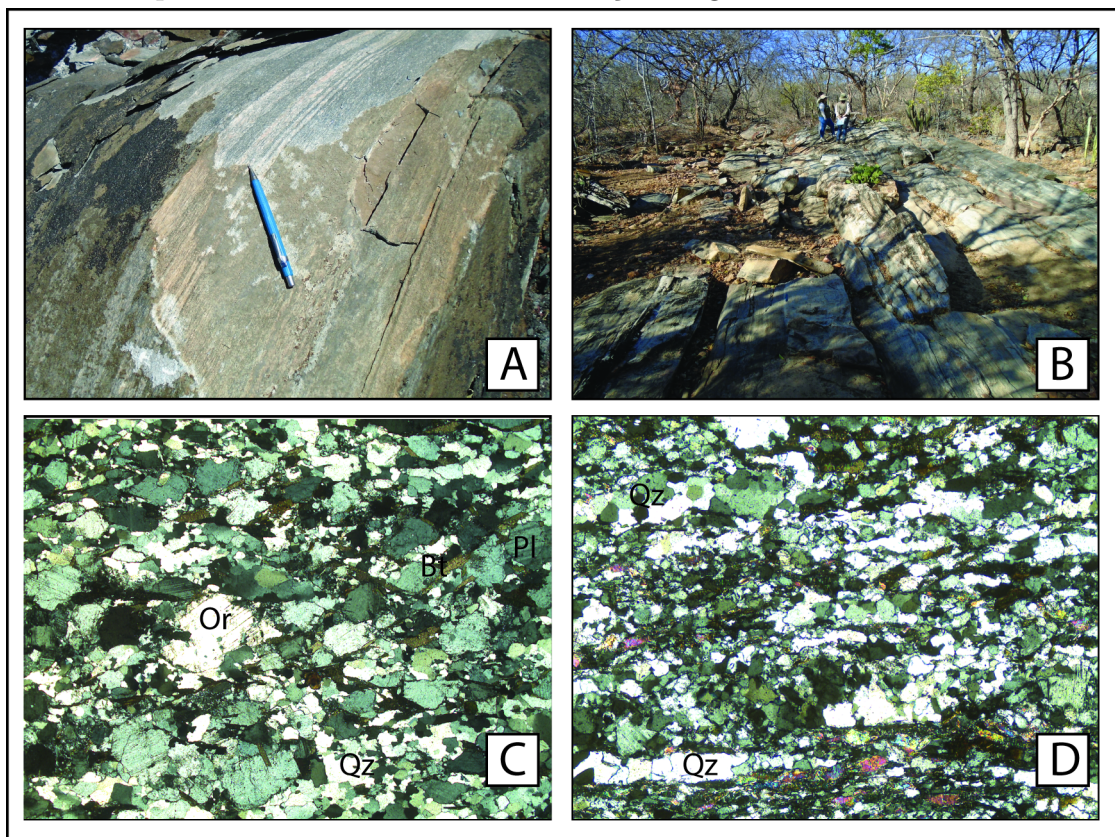


## 5.2 Metatonalito Serra Vermelha

O metatonalito Serra Vermelha está presente nos setores NW e SE da área, fazendo contato com o ortognaisse Manga Velha. Correspondem a lajedos acinzentados de direção NESW (FIGURA 10 A e B) e mergulho aproximado de 60° para SE. Sigmóides formado pela rotação de quartzo/feldspato, mostram cinemática destal. Possui um significativo bandamento composicional, em algumas regiões com bandas decimétricas.

Em seção delgada, possui granulação fina a média com alternância de bandas félsicas (quartzo e feldspatos) e bandas máficas (anfíbólios e biotitas), paralelas a foliação regional ( $S_{n+1}$ ). É possível ver o desenvolvimento de uma foliação  $S_{n+2}$  dando origem a uma foliação do tipo S/C. Alguns cristais estão rotacionados e exibem uma linhas ( $S_{n-1}$ ) contrárias as  $S_{n+1}$ . É formado essencialmente por quartzo (fitado e recristalizado em subgãos), plagioclásio, feldspato potássico, anfíbólio e biotita (FIGURA 10 C e D). Zircão aparece como mineral acessório (2) e clorita como mineral secundário. A exceção da biotita, todos os outros minerais estão extremamente fragmentados.

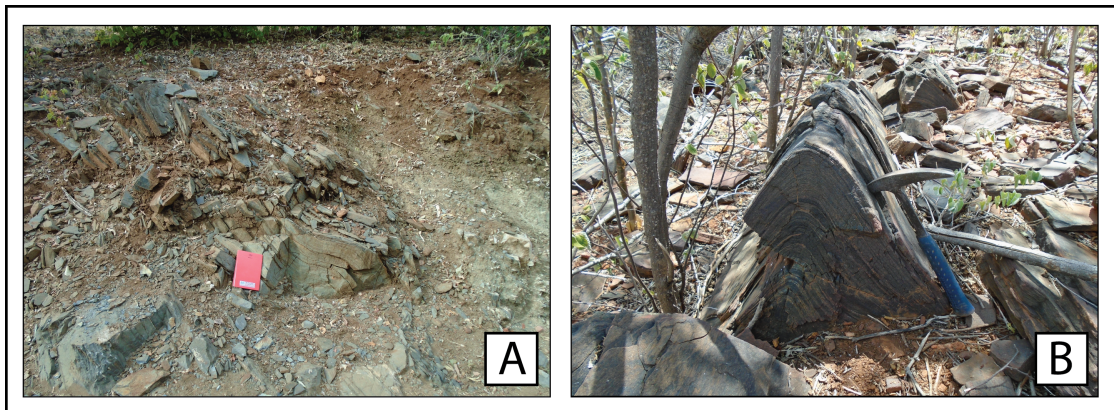
Figura 10 – (A) detalhe do afloramento do metatonalito Serra Vermelha exibindo alternância de bandas félsica e máficas centimétricas; (B) modo de ocorrência na forma de lajedo com direções de foliação NE-SW; (C) fotomicrografia apresentando a mineralogia essencial composta de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita; (D) alternância de bandas de quartzo e minerais máficos em seção delgada.



### 5.3 Rocha Metabásica

O afloramento de rocha metabásica (FIGURA 11 A), faz contato direto com as FFB, esta unidade também foi coletada, porém não foram encontrados zircões. Trata-se de um corpo de coloração cinza esverdeado lenticular, de direção NNE-SSW que margeia todo o lado NE-SE do depósito, com aproximadamente 8km de comprimento por 2km de largura. Esta unidade foi extremamente deformada, sendo caracterizada pela formação de dobras simétricas fechadas, com plano vertical ( $S_{n+2}$ ) e eixo com trend NNE ( $Lx2$ ) e caimento suave na mesma direção (FIGURA 11 B). A rocha é orientada, com textura granonematoblástica. Como minerais essenciais apresenta anfibólios, plagioclásio e quartzo. Titanita ocorre como mineral acessório e epidoto como secundário.

Figura 11 – (A) contato entre a rocha metabásica e a formação ferrífera bandada; (B) rocha metabásica exibindo dobra simétrica, fechada, com plano vertical ( $S_{n+1}$ ) e eixo com *trend* NE.





## 6 ARQUITETURA ESTRUTURAL

Terrenos tectonoestratigráficos pré-cambrianos possuem um complexo arranjo estratigráfico e estrutural normalmente marcado pela obliteração de informações ocasionada pela superposição de eventos magmáticos, metamórficos e deformacionais (Howell, 1989). Reconhecer a arquitetura estrutural e as diferentes sucessões estratigráficas são peças fundamentais para a compreensão da evolução deste blocos crustais.

Para reconhecer e interpretar os possíveis eventos deformacionais atuantes na porção sul do Terreno Granjerio, foi empregado um mapeamento estrutural sistemático seguindo o conceito de fácies deformacionais (Hansen, 1971).

### 6.1 Fácies Deformacionais

O termo fácies é comumente usado em geologia para indicar os aspectos de uma rocha, consequentemente atuando na sua classificação ou interpretação. Um bom exemplo deste termo é o seu uso na classificação de rochas metamórficas, fácies metamórfico, que indica um intervalo de temperatura e pressão por meio do aparecimento de um mineral índice. Em geologia estrutural o conceito de fácies é usado para classificar características estruturais de uma única fase de deformação. Isto é possível a partir da separação de estruturas por meio de suas semelhanças na forma, orientação e gênese (Hansen, 1971).

Esta metodologia foi primeiramente utilizada para a classificação de dobras mesoscópicas da região montanhosa de Trollheimen a sudoeste de Trondheim a 350km de Oslo na Noruega por Hansen (1971). Tikoff and Fossen (1999) propuseram a partir do conceito inicial de fácies deformacionais usar como critérios de classificação a orientação de tectonitos do tipo L (lineações de estiramento, eixos de dobras, etc) e tectonitos do tipo S (planos de foliações) dentro de zonas de deformação.

Usando o mesmo critério empregado por Tikoff and Fossen (1999) identificou-se na área de estudo três gerações de foliações e três lineações. As feições planares foram classificadas respeitando sua ordem cronológica assim, foram denominadas de  $S_{n-1}$ ,  $S_n$ ,  $S_{n+1}$ ,  $S_{n+2}$ ,  $S_{n+3}$ ... $S_{n+n}$ . Já as feições lineares foram classificadas de  $L_x$  quando relacionada as eixos de dobras e  $L_b$  para estiramento mineral.

#### 6.1.1 Fácies Deformacional I

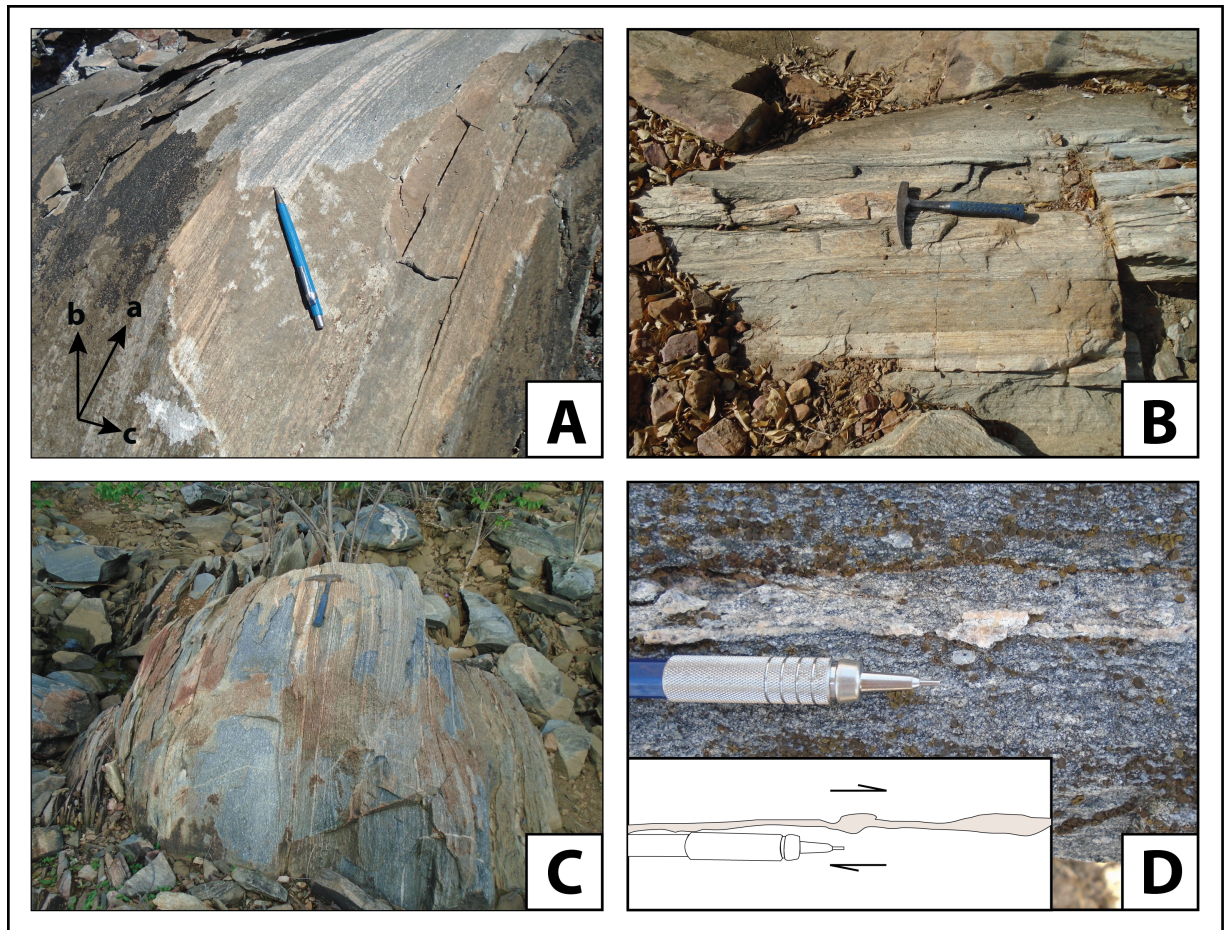
O Fácies Deformacional I é representado pela foliação  $S_{n+1}$  de direção preferencial NNE-SSW, paralela ao bandamento gnáissico retrabalhado do metatonalito Serra Vermelha. Esta foliação corresponde ao plano *ab* de deformação. O bandamento gnáissico é formado pela alternância de bandas centimétricas a decimétricas felsicas, de composição quartzo-feldspática e máficas ricas em anfibólios e biotita (FIGURA 12A e 12B).

O metatonalito Serra Vermelha é afetado também pela foliação  $S_{n+3}$ , presente

na porção SE relacionada a geração das zonas de cisalhamento de idade brasileira (FIGURA 12C). A deformação ocorre por cisalhamento simples e movimentação dextral (FIGURA 12D).

A lineação é de estiramento mineral ( $L_b$ ) tanto no trend NNE ao longo do plano de deformação  $ac$  relacionada a alongação, quanto no trend ESE com caimento oblíquo relacionado ao transporte durante o cisalhamento.

Figura 12 – Domínio Estrutural I:(A) paralelismo da foliação  $S_{n+1}$  com o bandamento gnáissico retrabalhado do metatonalito Serra Vermelha no NW e da área; (B) alternância de bandas centimétricas a decamétricas de composição quartzo-feldspática com alternância de bandas máficas ricas em anfibólios e biotita; (C) foliação  $S_{n+3}$  relacionada a geração das zonas de cisalhamento do evento deformacional  $D_3$ ; (D) indicador cinemático de do cisalhamento simples com movimentação dextral.



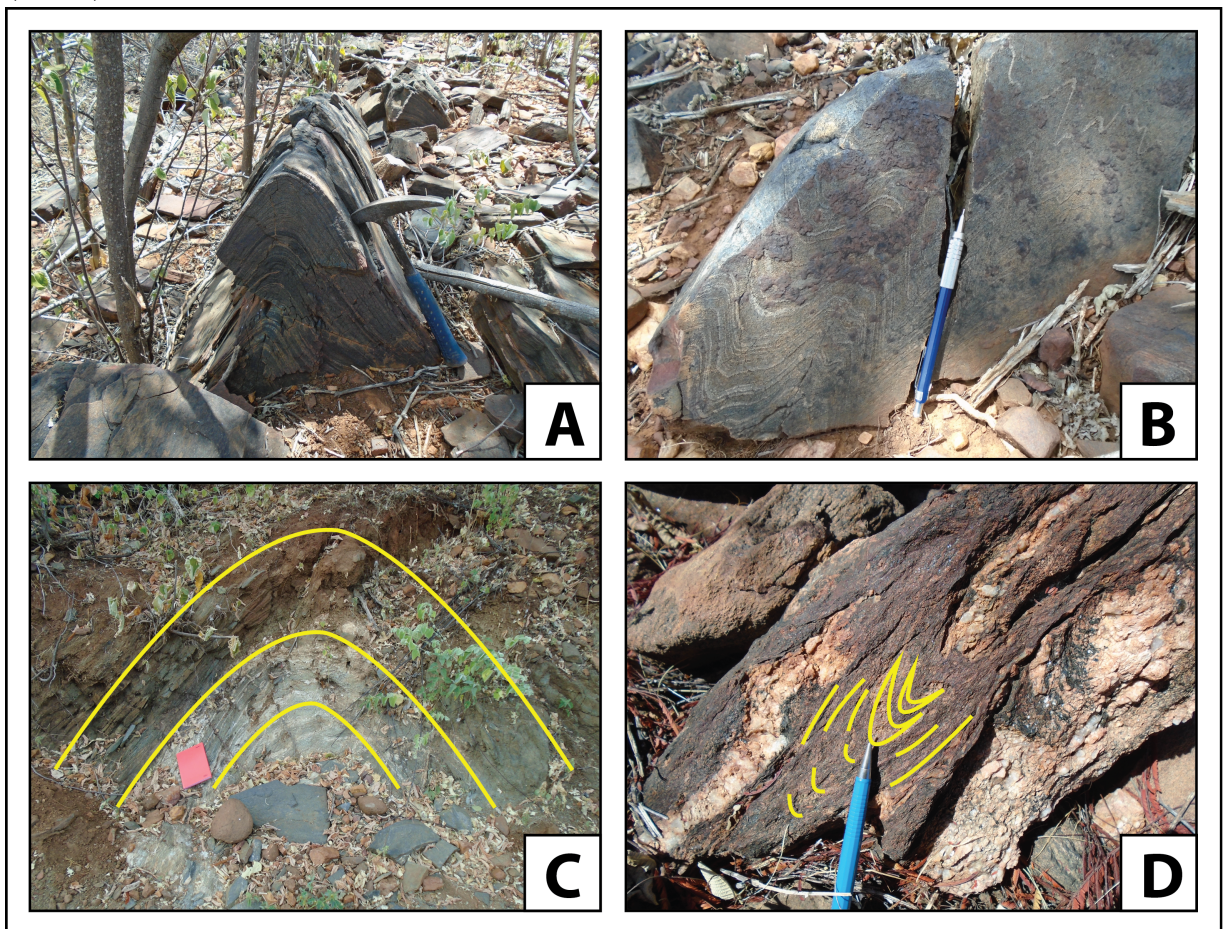
### 6.1.2 *Fácies Deformacional II*

O fácies deformacional II ocupa o centro-leste da área, onde ocorrem as formações ferríferas bandadas e sua encaixante matabásica anfibolitizada. Este domínio possui uma forma lenticular alongada segundo a NNE-SSW com cerca de 8km de comprimento por 2km de largura. É caracterizado por intenso dobramento, relacionado pro-

vavelmente ao evento compressivo posterior a 2.6 Ga - 2.5 Ga.

Foram identificados dois grupos de dobras: o primeiro está presente nas rochas metabásicas e o segundo nas formações ferríferas. O primeiro grupo é formado por dobras simétricas fechadas, com plano vertical ( $S_{n+2}$ ) e eixo com trend NNE ( $L_{x1}$ ) e caimento suave na mesma direção (FIGURA 13A e 13B). O segundo grupo compreende dobras cerradas/isoclinais assimétricas, com plano inclinado ( $S_{n+2}$ ) e caimento moderado ( $L_{x2}$ ), nas formações ferríferas (FIGURA 13C e 13D ).

Figura 13 – Domínio Estrutural II: (A e B) Dobras simétricas na rochas metabásicas, fechadas, com plano vertical ( $S_{n+2}$ ) e eixo com trend NNE ( $L_{x+2}$ ) e caimento suave na mesma direção; (C e D) dobras cerradas/isoclinais assimétricas, com plano inclinado ( $S_{n+2}$ ) e caimento moderado.



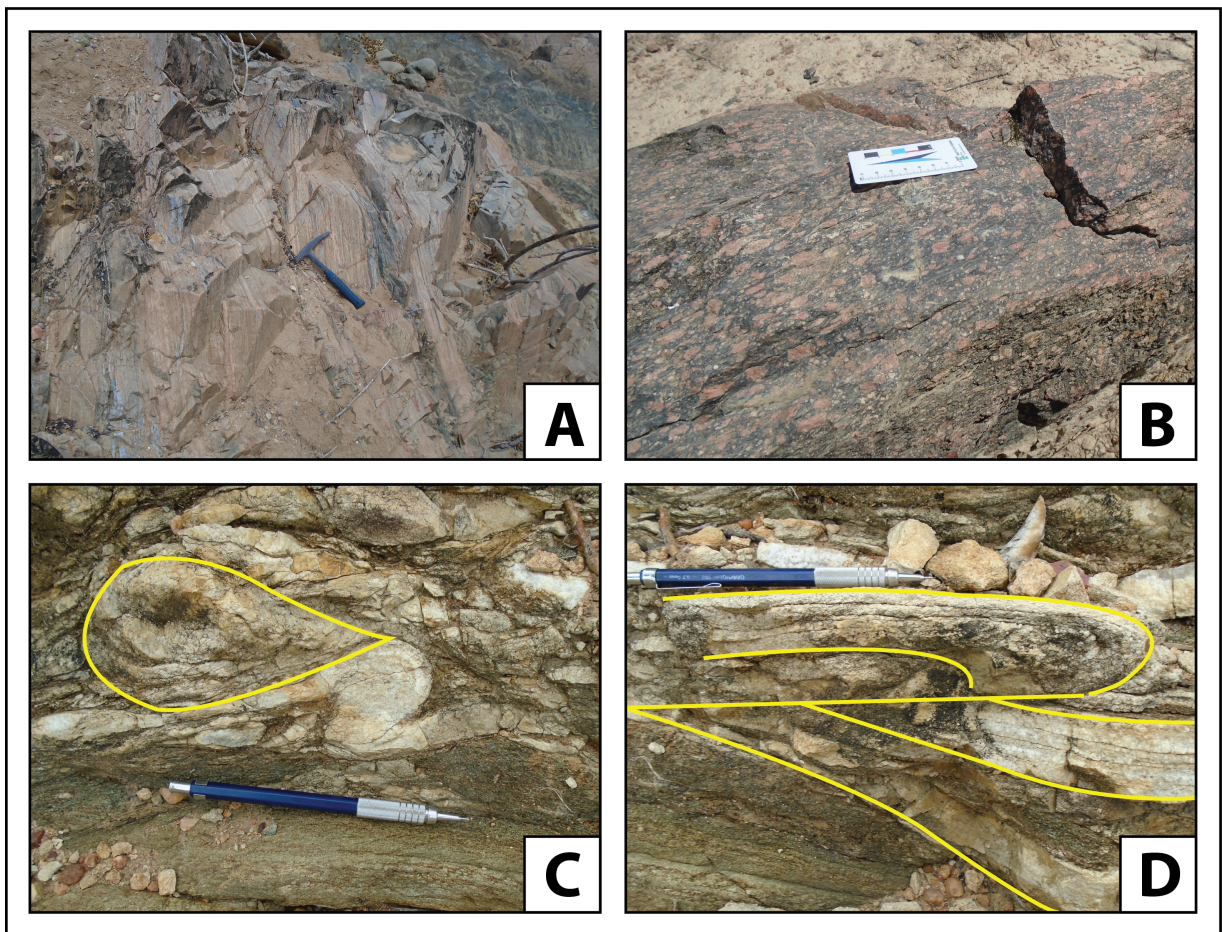
### 6.1.3 *Fácies Deformacional III*

Este fácies deformacional está relacionado ao cisalhamento transcorrente-transpressivo dextral (ver sigmoide na figura FIGURA 12D). Na área de estudo ocorrem como zonas de cisalhamento de segunda ordem, associadas a formação da Zona de Cisalhamento Pernambuco.

A foliação característica deste fácies ( $S_{n+3}$ ) é vertical, com direção NNE-SSW, intensa rotação (foliação SC) e fragmentação dos grãos. Produziu-se como resultado, faixas que vão de miloníticas a ultramiloníticas com largura de algumas centenas de metros (FIGURA 14A e 14B).

A formação dessas ZCs é atribuída a amalgamação de blocos na Orogenia Brasileira. É o evento deformacional mais expressivo da área afetando todos os litotipos, seja na geração de milonitos/ultramilonitos, como na formação de dobras de arrasto e em bainha (FIGURA 14C e 14D).

Figura 14 – Domínio Estrutural III: (A e B) deformação é marcada por foliação vertical  $S_{n+3}$  com direção NNE-SSW e intensa rotação (foliação SC) e fragmentação dos grãos produziu faixas que vão de miloníticas a ultramiloníticas com largura variada; (C) sigmoide representando cisalhamento transcorrente transpressivo dextral; (D) Dobras de arrasto.

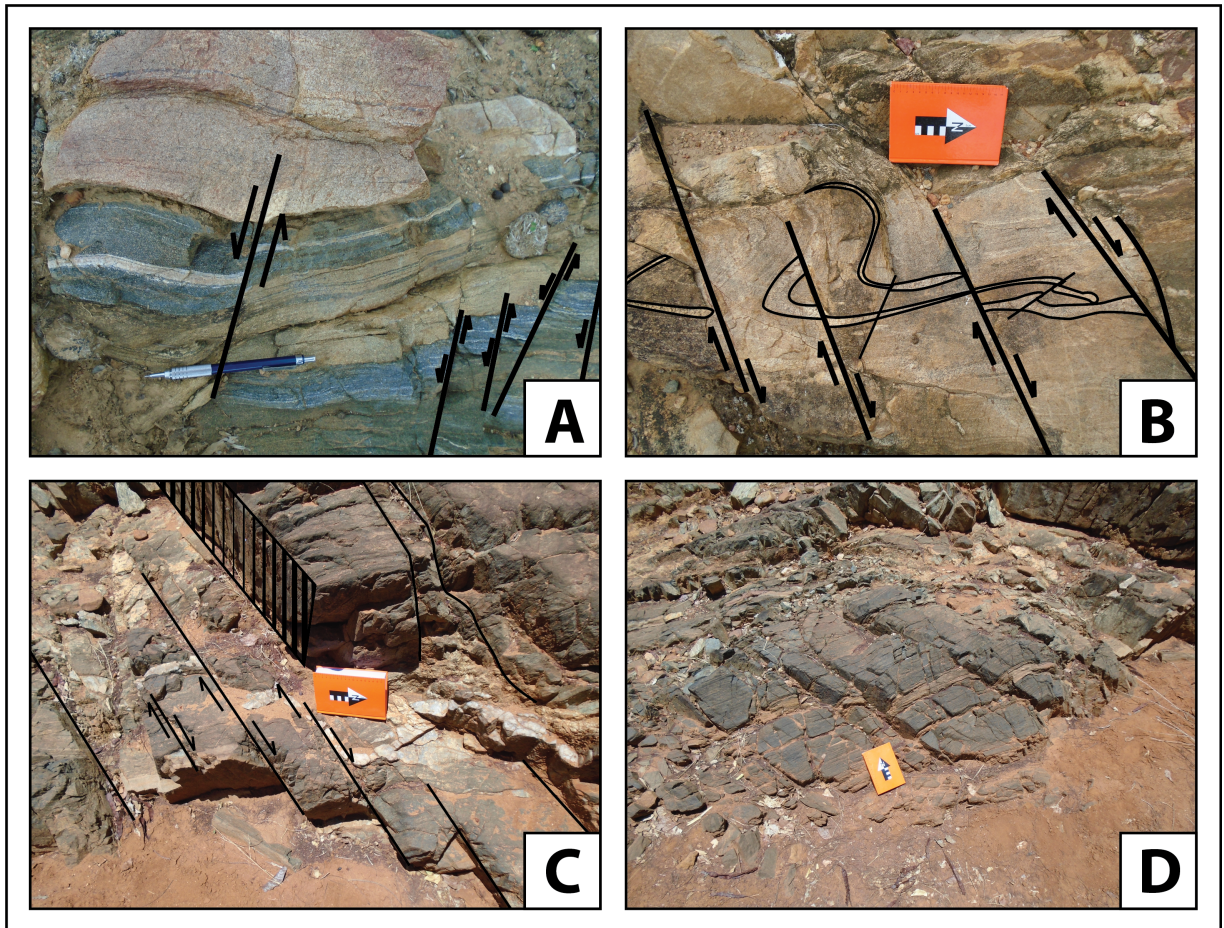


#### 6.1.4 *Fácies Deformacional IV*

O fácies deformacional IV está relacionado a geração de estruturas de caráter rúptil. Corresponde a falhas sintéticas e antitéticas de Riedel (FIGURA 15A, B, C e D), possivelmente relacionadas ao final da transcorrência. Estas estruturas são identificadas

em escalas variadas, tanto em afloramento, quanto nas imagens aerogeofísicas. Na figura 17B são apresentas as direções preferenciais destas falhas.

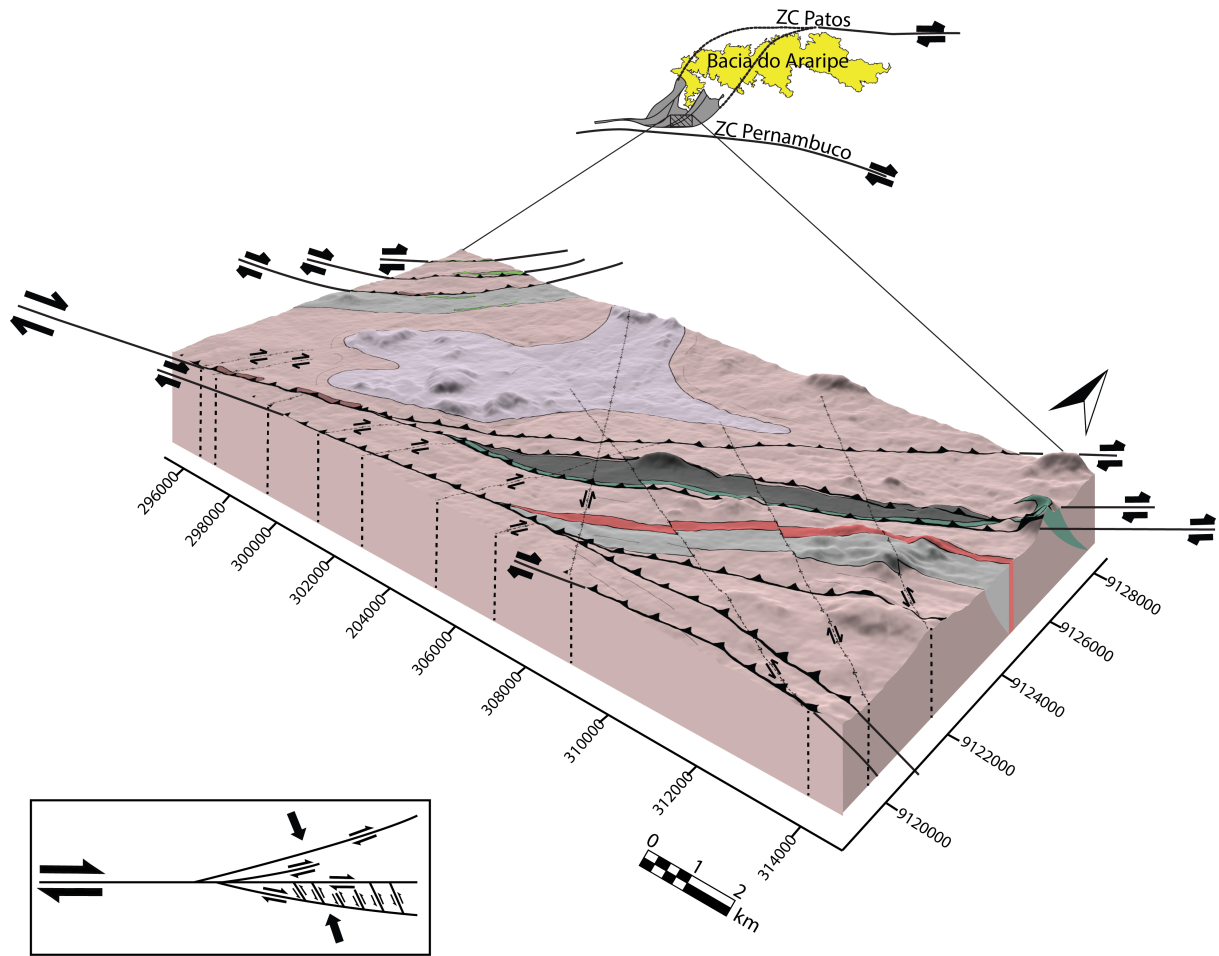
Figura 15 – Domínio Estrutural IV: (A) deformação rúptil da área, correspondendo a falhas sintéticas; (B, C e D) falhas antitéticas.



## 6.2 Modelo Geométrico

A figura 16, apresenta as principais feições geométricas estruturais dos quatro fácies deformacionais obtidas durante os levantamentos geológicos de campo.

Figura 16 – Modelo geométrico das principais feições lineares dos fácies deformacionais.



### 6.3 Eventos Deformacionais

Os diversos litotipos da área passaram por intensa deformação e apresentam uma evolução estrutural complexa. No entanto foi possível identificar pelo menos quatro eventos deformacionais com base na interpretação geométrica de feições planares e lineares (TABELA 2).

#### 6.3.1 Deformação $D_1$

O evento deformacional  $D_1$  é caracterizado pela geração de foliação  $S_{n+1}$  com direção preferencial NE-SW com ângulo de mergulho moderado a alto. Esta foliação está paralelizada ao bandamento gnáissico, presente como bandas de alternância composicional no metatonalito. Paralela a estas bandas, ocorre lineação de estiramento mineral  $L_{x+1}$  com trend NNE. A idade para o desenvolvimento deste evento é interpretada como anterior a 2.6 Ga e relacionada a amalgamação de blocos paleo- e mesoarqueanos no neoarqueano.

### 6.3.2 Deformação $D_2$

A deformação  $D_2$  é marcado pela foliação  $S_{n+2}$  de direção NE-SW e mergulho com ângulo moderado para NNW.  $L_{x+2}$  corresponde a planos axiais de dobras fechadas com trend NNE e caimento suave para a mesma direção. Este evento deformacional foi relacionado a fase de a convergência, possivelmente posterior a 2.6 Ga.

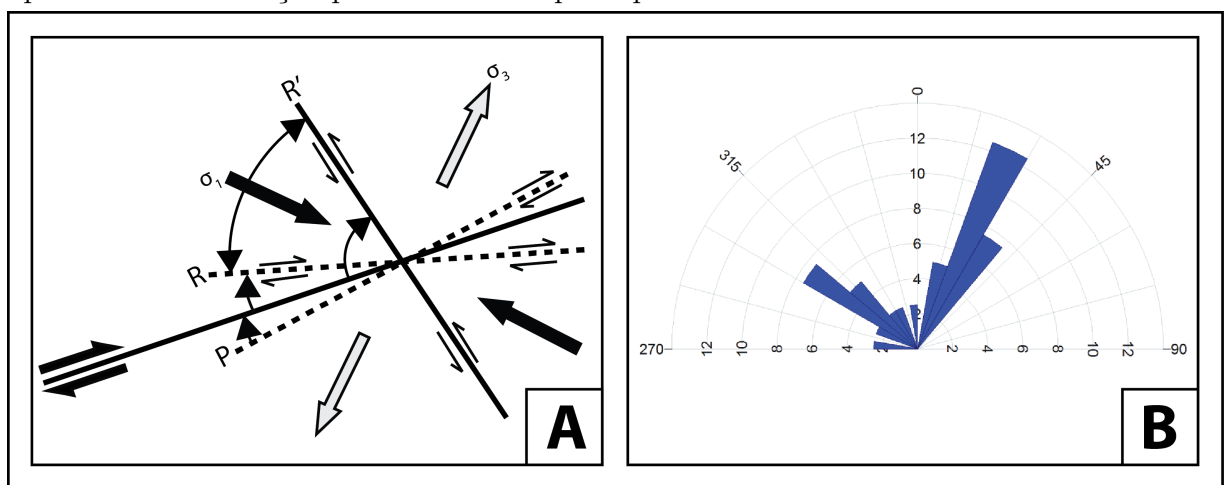
### 6.3.3 Deformação $D_3$

A deformação  $D_3$  é caracterizada por uma foliação  $S_{n+3}$  subvertical, milonítica de direção NE-SW e E-W e  $L_{x+3}$  lineação de estiramento com caimento oblíquo, de alto ângulo para ESE mais próximo ao cisalhamento e de baixo ângulo com distancias maiores que 200m em relação a ZC. Este evento afeta tanto o ortognaisse quanto o metatonalito. Esta fase deformacional é relacionada geração da Zona de Cisalhamento Pernambuco de idade brasileira e transcorrência destal.

### 6.3.4 Deformação $D_4$

A deformação  $D_4$  é responsável pela formação das estruturas rúpteis. Ela é representada por uma associação de falhas sintéticas e antitéticas de Riedel (17 A). As falhas sintéticas controlam estruturalmente as formações ferríferas na área de estudo. Já as falhas antitéticas, podem ter funcionado como possível zona de migração de fluidos que afeta as BIFs (Costa, 2010). Na Figura 17 B, são apresentas as direções preferenciais destas falhas.

Figura 17 – (A) - representação espacial das falhas antitéticas e sintéticas em relação ao desenvolvimento do cisalhamento principal e da atua do esforços; (B) - gráfico de roseta apresentando a direção preferencial das principais famílias de falhas.



(A)modificado de (Davis G. H., 2011).

Tabela 2: Sumarização das principais características dos fácies e os respectivos eventos deformacionais.

<b>FÁCIES</b>	<b>TECTONITOS DO TIPO S</b>	<b>TECTONITOS DO TIPO L</b>	<b>CORRELAÇÃO TEMPORAL</b>
<b>I</b>	Sn+1 Foliação paralela ao bandamento gnáissico direção NE-SW	Lb1 Lineação de estiramento com direção NNE	Anterior a 2.6 Ga, relacionada a amalgamação de blocos paleo e meso-arqueanos no Neoarqueano
<b>II</b>	Sn+2 Planos axiais de dobras fechadas com mergulho moderado e direção NE-SW	Lx1 Eixo de dobras com caimento suave para NNE	Fase de convergência posterior a 2.6 Ga
	Planos axiais de dobras cerradas/ isoclinais assimétricas	Lx2 Eixo de dobras com caimento moderado para NNE	
<b>III</b>	Sn+3 Foliação subvertical milonítica de direção NE-SW e E-W	Lb2 Estiramento mineral com caimento oblíquo e alto ângulo para ESE	Geração da Zona de Cisalhamento Pernambuco de idade brasiliana e transcorrência dextral
<b>IV</b>	Falhas sintéticas (NE - SW) e antitéticas (NW-SE)	Não identificadas	Reativações das zonas de cisalhamento secundárias



## 7 GEOCRONOLOGIA

A determinação das idades absolutas das rochas ocorre por meio da razão de decaimento de isótopos radioativos. Este método baseia-se nas razões de decaimento (desintegração nuclear) de um nuclídeo radioativos (ou nuclidio pai com estado de energia metaestável) por unidade de tempo, e o produto final da desintegração nuclear é chamado de nuclídeo radiogênico (nuclídeo filho). Durante este decaimento são emitidas radiações e partículas nucleares.

A desintegração de núcleos por unidade de tempo é fração constante do número de núcleos presente independentemente da temperatura, pressão, forma química ou outras condições ambientais, sendo escrito como:

$$\frac{dP}{Pdt} = -\lambda,$$

onde,  $P$  é o número de núcleos,  $\lambda$  é a constante de decaimento definida pela probabilidade de decaimento radioativo e  $dt$  é o intervalo de tempo.

A expressão é chamada de atividade e é o número de desintegração por unidade de tempo, é medido em Curies (1 Ci =  $3.7 \times 10^{10}$  desintegrações por segundo, que é a atividade de 1g de  $^{226}\text{Ra}$ ).

Integrando a equação temos:

$$P = P_0 e^{-\lambda t}$$

onde,  $P$  é o número de nuclídeos de um determinado elemento medido hoje,  $P_0$  é o número inicial de nuclídeos radioativos no momento do fechamento do sistema e  $t$  é o intervalo de tempo geológico. O tempo gasto para que metade da quantidade inicial do nuclídeo pai sofra decaimento radioativo é chamado de meia vida ( $T_{1/2}$ ) e expressa em unidades de tempo em milhares, milhões ou bilhões de anos. A meia vida corresponde a  $\log_{2/\lambda}$ , assim:

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

### 7.1 Geocronologia U-Pb

A vantagem do método U-Pb, está nos seus nuclídeos radioativos ( $^{238}\text{U}$  e  $^{235}\text{U}$ ) e radiogênicos serem pares de isótopos de mesmos elementos (Albarède, 2012). Esta técnica baseia-se no decaimento radioativo do sistema U-Pb, onde um núcleo de U se transforma espontaneamente em outro núcleo de Pb. O elemento Pb possui naturalmente quatro isótopos estáveis,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$ , produzidos pelo decaimento do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  respectivamente.

Tabela 3: Isótopos radiogênicos do sistema U-Pb e suas respectivas meias-idades.

Radioativo	Radiogênico	Decaimento	$T_{1/2}$ anos	$\lambda(\text{anos}^{-1})$
$^{232}\text{Th}_{90}$	$^{208}\text{Th}_{82}$	$6\alpha + 4\beta -$	$10 \times 10^9$	$4,947 \times 10^{-11}$
$^{235}\text{U}_{92}$	$^{207}\text{Pb}_{82}$	$7\alpha + 4\beta -$	$0,704 \times 10^9$	$9,848 \times 10^{-11}$
$^{238}\text{U}_{92}$	$^{206}\text{Pb}_{82}$	$8\alpha + 6\beta -$	$4,47 \times 10^9$	$1,551 \times 10^{-11}$

Fonte: Modificado de (Allègre, 2008).

Foram selecionadas duas amostras representativas da área em estudo para datação U-Pb em zircão usando a técnica LA-SF-ICP-MS: RPW-04 ( $-40^{\circ}43'42.75''$ ;  $-07^{\circ}56'6.97''$ ) - rocha de composição sienogranítica; SMD-011 ( $-40^{\circ}51'0.4''$ ;  $-07^{\circ}55'23.04''$ ) - gnaiss de composição tonalítica a granodiorítica.

Os zircões foram concentrados por bateamento, separados usando técnicas eletromagnéticas e líquidos densos e selecionados com o uso de microscópio. Os grãos de zircão foram imersos em um mounts de resina epóxi e polidos para expor sua estrutura interna. Após esta etapa, foram obtidas imagens por catodo luminescência (CL), que ajudaram localizar os melhores pontos para datação U-Pb. Os ensaios U-Pb foram realizadas usando o equipamento LA-SF-ICP-MS do laboratório de Geologia Isotópica da UNICAMP.

## 7.2 RPW-04

Foram examinados 20 zircões da amostra RPW-04. Os dados isotópicos encontram-se sumarizados na tabela 4. Os grãos são anedrais e não exibem um bom zoneamento como os zircões da amostra SDM-011. Após a regressão a idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  mais velha obtida foi de  $2661.4 \text{ Ma} \pm 3.6$  ( $n=1$ ;  $\text{MSWD} = 2.5$ ) (FIGURA18). O outro grupo idade obtida foi de  $1063.4 \text{ Ma} \pm 2.0$  ( $n=2$ ;  $\text{MSWD} = 1.3$ ). Nesta amostra não foi encontrado nenhum grão com idade brasileira.

Figura 18 – Diagrama concórdia obtido a partir do zircões da amostra RPW-04

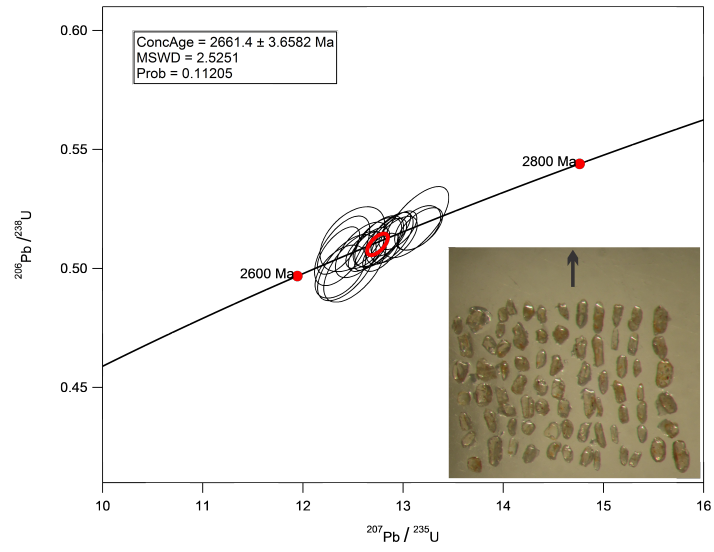


Tabela 4: Resultados U-Th-Pb (LA-SF-ICP-MS) para os zircões da amostra RPW-04.

RPW04_ Spot	f 206 (%)	U (mg.g-1)	2 $\sigma$	Th (mg.g-1)	2 $\sigma$	Pb (mg.g-1)	2 $\sigma$	Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 $\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 $\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 $\sigma$	% conc2
01	0.02	333	8	137	4	202	6	0.41	81700	2685	20	2693	64	2690	23	100
02	0.05	131	2	87	2	117	5	0.66	36100	2694	15	2667	46	2670	17	99
03	0.03	282	9	94	5	136	5	0.33	71000	2660	13	2649	40	2654	15	100
04	0.03	232	8	77	2	115	5	0.33	57200	2658	18	2648	46	2652	18	100
05	0.02	459	11	428	8	616	12	0.93	113700	2678	15	2685	38	2686	16	100
06	0.03	281	13	157	10	225	13	0.56	72200	2662	13	2676	35	2672	14	101
07	0.03	289	7	164	5	252	7	0.57	71750	2680	15	2664	42	2667	17	99
08	0.05	149	4	59	2	85	4	0.39	39250	2656	20	2610	48	2631	19	98
09	0.02	433	10	549	17	741	24	1.27	109200	2671	14	2641	34	2662	13	99
10	0.03	292	7	145	3	222	7	0.50	67500	2632	23	2640	62	2638	21	100
11	0.02	484	13	225	15	305	20	0.46	112050	2678	16	2638	50	2649	20	99
12	0.03	301	9	106	2	157	5	0.35	69350	2664	22	2620	59	2641	21	98
13	0.02	329	13	362	14	543	23	1.10	85600	2628	15	2649	43	2631	16	101
14	0.05	144	7	98	6	125	7	0.68	35850	2696	17	2682	40	2682	16	99
15	0.05	157	5	81	3	108	3	0.51	40600	2668	17	2659	44	2654	18	100
16	0.05	153	4	113	4	105	5	0.74	34250	2656	29	2658	58	2646	23	100
17	0.02	376	19	215	12	324	18	0.57	91300	2666	13	2666	34	2669	13	100
18	0.04	212	10	78	2	114	4	0.37	51600	2651	14	2646	33	2646	14	100
19	0.03	285	7	68	2	95	4	0.24	64900	2682	25	2605	64	2641	23	97
20	0.03	261	5	169	6	257	10	0.65	66900	2689	19	2644	51	2651	20	98

### 7.3 SMD-011

Foram analisados 30 zircões do metatonalito Serra Vermelha (FIGURA 19), grande parte dos grãos exibem hábito prismático e são fortemente zonados. Após a plotagem de todos os dados dos zircões obteve-se três grupos de idades (TABELA 5). A regressão para os grãos mais velhos e mais abundantes foi a idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $3424.5 \text{ Ma} \pm 3.3 \text{ Ma}$  ( $n=5$ ;  $\text{MSWD} = 3.7$ ) e interpretada como idade de fechamento do protólito ígneo (FIGURA 20). Os dois grupos mais jovens apresentam idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $1062.9 \text{ Ma} \pm 3.6$  ( $n=2$ ;  $\text{MSWD} = 1.3$ ) e  $561.5 \text{ Ma} \pm 2.5$  ( $n=1$ ;  $\text{MSWD} = 2.9$ ).

Figura 19 – Imagens de catodoluminescência dos zircões obtidos na amostra SMD-011 com os *spots* analisados.

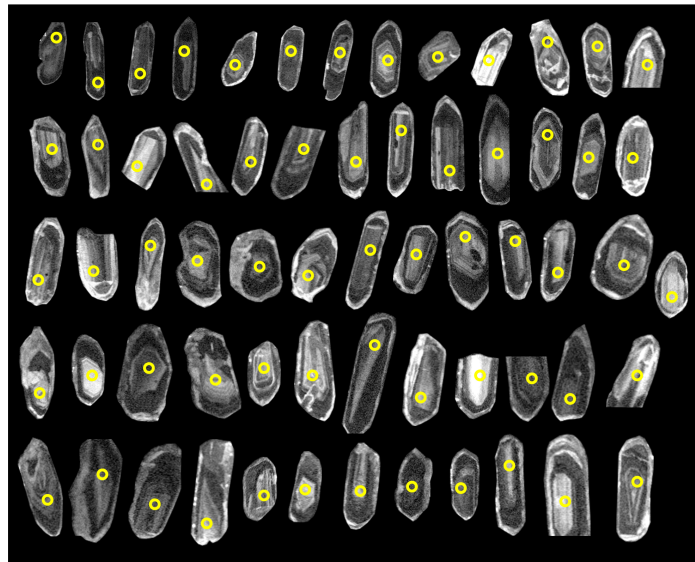


Figura 20 – Diagrama concórdia obtido a partir do zircões da amostra SMD-011

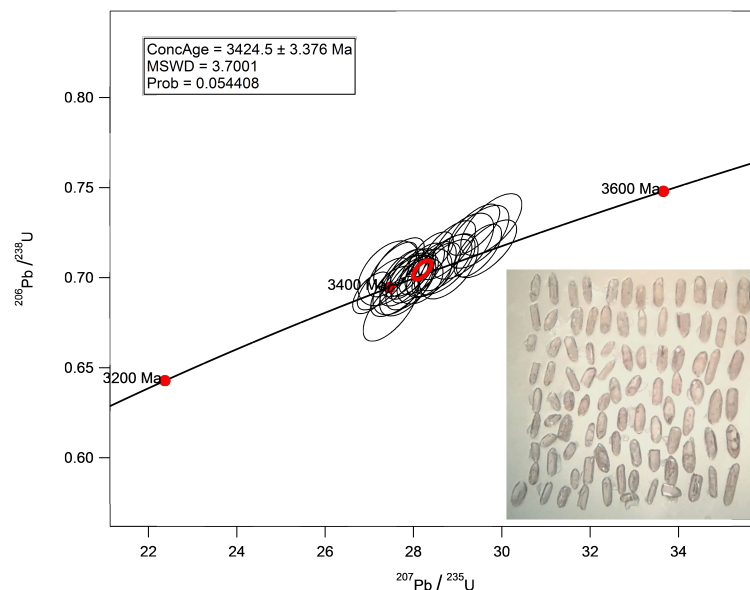


Tabela 5: Resultados U-Th-Pb (LA-SF-ICP-MS) para os zircões da amostra SMD-011.

SMD011_ Spot	f 206 (%)	U (mg.g-1)	2 $\sigma$	Th (mg.g-1)	2 $\sigma$	Pb (mg.g-1)	2 $\sigma$	Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 $\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 $\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 $\sigma$	% conc2
01	0.03	112	3	72	2	120	4	0.65	60550	3446	14	3473	59	3469	23	101
02	0.02	203	7	166	5	284	11	0.82	110700	3436	14	3474	56	3469	18	101
03	0.09	42	1	28	1	45	2	0.66	21030	3440	15	3402	56	3406	20	99
04	0.02	156	9	173	15	282	21	1.11	79300	3404	14	3441	53	3445	20	101
05	0.02	166	7	80	2	119	3	0.48	81200	3362	12	3411	50	3414	19	101
06	0.06	72	3	68	2	107	4	0.95	33600	3382	14	3390	51	3392	20	100
07	0.01	372	19	229	8	343	11	0.62	175500	3373	13	3469	47	3424	18	103
08	0.02	251	12	246	12	379	18	0.98	119000	3382	14	3451	52	3401	20	102
09	0.02	205	6	152	3	242	5	0.74	95700	3394	13	3409	48	3407	19	100
10	0.04	93	2	104	3	167	6	1.12	45750	3357	18	3513	65	3464	23	105
11	0.09	48	2	44	2	69	4	0.92	21650	3375	20	3382	66	3405	25	100
12	0.02	185	8	172	7	295	12	0.93	83150	3392	13	3421	50	3414	19	101
13	0.05	88	6	66	5	105	8	0.75	41350	3361	19	3446	68	3447	23	103
14	0.02	170	10	75	9	118	14	0.44	78000	3349	14	3423	50	3411	18	102
15	0.06	76	5	40	2	67	4	0.52	33250	3417	15	3410	53	3402	19	100
16	0.02	238	6	162	3	276	5	0.68	103200	3410	12	3423	49	3418	19	100
17	0.10	44	2	38	1	68	3	0.87	19550	3413	20	3480	67	3443	23	102
18	0.04	95	9	76	9	130	14	0.80	41600	3406	16	3326	68	3399	22	98
19	0.06	77	2	44	1	72	2	0.57	33050	3399	15	3426	54	3428	18	101
20	0.15	29	1	16	1	27	1	0.56	12510	3401	19	3382	64	3408	22	99
21	0.03	140	6	81	4	136	6	0.58	57250	3387	14	3431	57	3401	19	101
22	0.04	102	4	71	2	114	4	0.69	42600	3387	15	3413	52	3406	18	101
23	0.02	315	18	131	7	229	12	0.42	119500	3409	17	3426	68	3390	27	100
24	0.02	292	7	265	7	439	15	0.91	120350	3345	14	3393	55	3390	21	101
25	0.01	322	13	101	5	161	8	0.31	126900	3386	12	3378	44	3382	16	100
26	0.07	63	3	59	3	94	4	0.94	26500	3409	18	3441	63	3439	23	101
28	0.03	157	8	158	8	255	12	1.01	65650	3393	15	3460	61	3441	22	102
29	0.04	115	5	64	3	109	5	0.56	44900	3419	15	3432	57	3433	19	100
30	0.02	199	11	251	17	399	26	1.26	81600	3395	15	3435	58	3429	20	101
31	0.04	122	5	71	3	123	5	0.59	51500	3379	14	3516	53	3467	19	104

## 8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os levantamentos geológicos de campo realizados durante esta pesquisa, juntamente com os dados geocronológicos, foram fundamentais para o conhecimento genético e evolutivo das Formações Ferríferas Bandadas - FFB de Curral Novo do Piauí. As idades obtidas situam esta importante reserva de ferro no tempo geológico, além de revelar uma das rochas mais antiga da América do Sul.

O objetivo central deste trabalho foi compreender a organização litoestrutural das rochas encaixante das FFB da localidade de Manga Velha-PI e apresentar uma idade relativa para deposição deste minério. O capítulo 2 apresenta informações acerca da geologia local, relações estratigráficas e petrológicas das rochas encaixantes da mineralização e apresenta a descoberta de rochas paleoarqueanas  $\approx$  3.4 Ga obtidas no Metatonalito Serra Vermelha. Até então rochas paleoarqueanas só haviam sido identificadas no Maciço São José do Campestre, no metatonalito Bom Jesus (Dantas *et al.*, 2004).

A idade de 2.6 Ga definida para o ortognaisse Manga Velha é fundamental para estipular a idade de deposição das BIFs, uma vez que está tectonicamente imbricado com o minério e sucessivos afloramentos de rochas metabásicas. Uma idade de 2.5 Ga é assim inferida, para a deposição das formações ferríferas de Manga Velha do Piauí. Formações Ferríferas Bandadas com idades arqueanas são as mais abundantes e economicamente viáveis ao redor do globo e tem como principal característica a deposição em bacias do tipo back-arc e tendo como fontes de ferro fluidos hidrotermais associados a expansão de assoalhos oceânico (BEKKER *et al.* 2014). A idade do ortognaisse Manga Velha é também condizente com as obtidas para o Complexo São José do Campestre, último evento de crescimento de crosta continental arqueana no MSJC (Dantas *et al.*, 2004).

Embora as idades exibam um intervalo relativamente grande entre elas, estes são condizentes com as idades apresentadas por Dantas *et al.* (2004) para dois dos seis pulsos magmáticos identificados no Maciço São José do Campestre. Dados geocronológicos do MSJC indicam uma sucessão de seis episódios de geração de magmas (Dantas *et al.*, 2013): 1° -  $3412 \pm 8$  Ma Gnaisse Bom Jesus - Tonalito a granodiorito com enclaves de diorito; 2° -  $3356 \pm 21$  Ma e  $3251$  Ma Complexo Presidente Juscelino - Biotita monzogranito a diopsídio monzogranito; 3° -  $3333 \pm 77$  Ma e  $3187 \pm$  Ma Complexo Brejinho - Hornblenda tonalito a granodiorito; 4° -  $3120 \pm 22$  Ma Gnaisse São Pedro de Potengi - Biotita monzogranito; 5° -  $3033 \pm 3$  Ma Complexo Senador Eloi de Souza - Anortosito e metagabro; 6° -  $2685 \pm 9$ Ma e  $2655 \pm 4$ Ma Complexo São José do Campestre - Quartzodiorito a Sienogranito.

Com base nas idades podemos supor até o momento que o Terreno Granjeiro possa a vir ser é um remanescente de um possível bloco cratônico Paleoarqueano. Tal bloco também teria dado origem ao maciço São José do Campestre. Dantas *et al.* (2004), sugerem que o MSJC fazia parte de um bloco cratônico Arqueano e que foi fragmentado

no final do arqueano/início do Paleoproterozoico. Podemos, com certa cautela afirmar que o Terreno Granjeiro trata-se de um representante bem preservado deste fragmento crustal, visto que em área é mais representativo.

Admitimos a idéia do Terreno Granjeiro, ser de fato um Terreno *stricto sensu*, objetivou-se no capítulo 6 caracterizá-lo do ponto de vista estrutural, visto que a arquitetura estrutural e as sucessões estratigráficas são as peças fundamentais para a análise e compreensão da evolução de terrenos. Para esta caracterização utilizou-se dados magnéticos de alta qualidade/resolução, que após o seu processamento e interpretação se mostrou de extrema importância na determinação de feições geométricas, sendo o ponto de partida para a análise estrutural.

Análises geométricas e cinemáticas revelam pelo menos quatro eventos deformacionais (D1, D2, D3 e D4): D1, relaciona-se à fase de amalgamação de blocos no Neoarqueano; D2, evento posterior a 2.6 Ga, possivelmente relacionado ao fechamento de uma bacia de back arc onde as FFB depositaram; D3, fase deformacional relacionada à geração de zonas de cisalhamento brasileiras de transcorrência dextral; D4, deformação rúptil responsável pela geração de falhas sintéticas, que controlam estruturalmente as BIFs e antitéticas, que possivelmente serviram de conduto de fluidos hidrotermais, enriquecendo hidrotermalmente o minério.

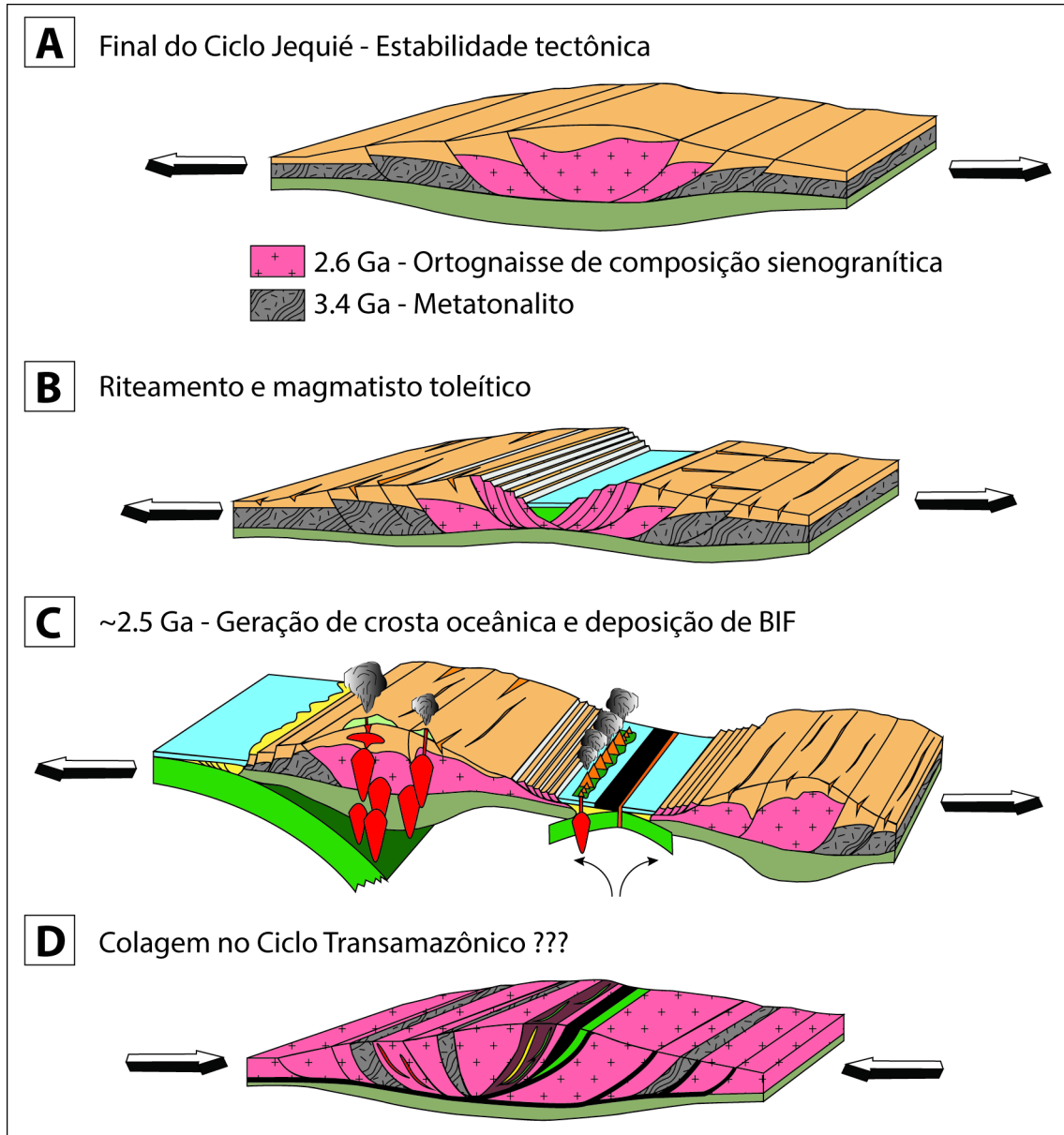
A partir da compreensão litoestratigráfica, dos eventos deformacionais e das idades obtidas para as maiores unidades da área de estudo, chegou-se as seguintes conclusões (FIGURA 21):

1. A idade de 3.4 Ga obtida para o metatonalito Serra Vermelha sugere, fragmentos, remanescentes de um possível Cráton arqueano com intenso reatrabalhamneto crustal.
2. A idade de 2.6 Ga para o ortognaisse Manga Velha pode ser inferida como último estágio colisional sofrido por este bloco neoarqueano.
3. Após o evento colisional de 2.6 Ga ocorreu uma fragmentação desta crosta e geração de magmatismo toleítico, que deu origem a um ambiente marinho, ocasionado a precipitação dos sedimentos químicos que deram origem as BIFs de Curral Novo do Piauí.
4. Embora não se tenha idade do fechamento deste mar, o evento deformacional está presente, sendo marcado em sua encaixante metamáfica e em algumas rochas metassedimentares preservadas, que exibem intensa deformação compressional representadas por dobras fechadas simétricas e assimétricas.
5. O evento colisional brasileiro é marcado na área pela formação de zonas de cisalhamento transpressionais com movimentação dextral e geração de granitóides sincollisionais que seguem a foliação do ortognaisse Manga Velha. Este evento colisional é também caracterizado também pela formação de dobras de arrasto e de bainha.
6. Por fim, a área é marcada por uma deformação rúptil possivelmente relacionada com o fim da transcorrência (ou reativação), que deu origem a falhas sintéticas e



antitéticas, que serviram como mecanismo de transporte de fluidos hidrotermais, o que pode ter ocasionado a formação do minério hidrotermal.

Figura 21 – Modelo geodinâmico para as rochas do Terreno Granjeiro Sul. (A) Estabilidade Tectônica final do Ciclo Jequié; (B) *Rifteamento* com geração de magmatismo toleítico; (C) 2.5 Ga geração de crosta oceânica e deposição das BIF em bacia de ante-arco; (D) Fechamento do mar no ciclo Transamazônico.



## REFERÊNCIAS

- Albarède, Francis. *Geochemistry: an introduction*. Cambridge University Press, 2012.
- Allègre, Claude J. *Isotope geology*. Cambridge University Press Cambridge, 2008.
- Almeida, FFM de; Hasui, Y; de Brito Neves, BB; Fuck, RA. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1-2, p. 1–29, 1981.
- Arthaud, M H; Caby, R; Fuck, R A; Dantas, E L; Parente, C V. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, n. 1, p. 49–67, 2008. URL <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/SP294.4>.
- Bizzi, Luiz Augusto; Schobbenhaus, Carlos; VIDOTTI, Roberta Mary; GONÇALVES, João Henrique. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM, 2003.
- Brito Neves, BB; Santos, EJ dos; Van Schmus, WR. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Tectonic Evolution of South America*, v. 1, p. 151e182, 2000.
- Brito Neves, Benjamim Bley de. *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino*. Universidade de São Paulo, 1975.
- Brito Neves, Benjamim Bley de; de Sá, Jaziel Martins; Nilson, Ariplínio A; Botelho, Nilson. A TAFROGÊNESE ESTATERIANA NOS BLOCOS PALEOPROTEROZÓICOS DA AMÉRICA DO SUL E PROCESSOS SUSEQUENTES. *Revista Geonomos*, v. 3, n. 2, 1995.
- Brito Neves, Benjamin Bley; Cordani, Umberto G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, n. 1-2, p. 23–40, 1991.
- Condie, Kent. .2 The Distribution of Paleoproterozoic Crust. *Developments in Precambrian Geology*, v. 15, p. 9–18, 2007.
- Costa, Ádila Fernandes. Litogeoquímica Das Rochas Encaixantes E Do Minério De Ferro Da Região De Curral Novo. *Trabalho de conclusão de curso, UFBA, Salvador*, 2010.
- Dantas, Elton L; Van Schmus, WR; Hackspacher, PC; Fetter, AH; de Brito Neves, BB; Cordani, Umberto; Nutman, AP; Williams, IS. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, v. 130, n. 1, p. 113–137, 2004.

Dantas, Elton Luiz; De Souza, Zorano Sérgio; Wernick, Eberhard; Hackspacher, Peter Christian; Martin, Hervé; Xiaodong, Deng; Li, Jian-Wei. Crustal growth in the 3.4–2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, v. 227, p. 120–156, 2013.

Dantas, Elton Luiz; Hackspacher, Peter Christian; Van Schmus, William Randall; Brito Neves, BB de. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 221–228, 1998.

Davis G. H., Kluth C., Reynolds S. J. *Structural geology of rocks and regions*. Wiley, 2011.

De Sá, Emanuel F Jardim; Macedo, Maria HE; Fuck, Reinhardt A; Kawashita, Koji. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, v. 22, n. 4, p. 472–480, 1992.

Delgado, I de M; Souza, JD de; Silva, LC da; Silveira Filho, NC da; Santos, RA dos; Pedreira, AJ; Guimarães, J Torres; Angelim, LA de A; Vasconcelos, AM; Gomes, IP; *et al.* Geotectônica do escudo atlântico. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, v. 5, p. 227–334, 2003.

Fetter, Allen H; dos Santos, Ticiano J Saraiva; Van Schmus, William R; Hackspacher, Peter C; de Brito Neves, Benjamin Bley; Arthaud, Michel H; Neto, José A Nogueira; Wernick, Eberhard. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, v. 6, n. 2, p. 265–273, 2003.

Fetter, Allen Hutcheson; Van Schmus, William Randall; dos Santos, Ticiano José Saraiva; Neto, José Araujo Nogueira; ARTHAUD, MICHEL HENRI. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 102–106, 2000.

Gomes, José Roberto de Carvalho; Vasconcelos, Antonio Maurílio. Jaguaribe SW: folha SB. 24-Y. 2000.

Hansen, E. *Strain Facies*, 207 pp. Springer Verlag, New York, 1971.

Hasui, Yociteru; Carneiro, Celso Dal Ré; de Almeida, Fernando Flávio Marques; Bartorelli, Andrea. *Geologia do Brasil*. Beca, 2012.

Howell, David G. *Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth*. Springer Science & Business Media, 1989.

Santos, EJ; Brito Neves, BB; Van Schmus, WR; Oliveira, RG; Medeiros, VC. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. *International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform*. 2000, p. 5–9.

Silva, LC da; McNaughton, NJ; Vasconcelos, AM; Gomes, JRC; Fletcher, IR. U-Pb SHRIMP ages in southern State of Ceará, Borborema province, NE Brazil: Archean TTG accretion and Proterozoic crustal reworking. *SBG/Núcleo Bahia, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*. 1997, v. 2, p. 280–281.

Telford, William Murray; Telford, WM; Geldart, LP; Sheriff, Robert E. *Applied geophysics*, v. 1. Cambridge university press, 1990.

Tikoff, Basil; Fossen, Haakon. Three-dimensional reference deformations and strain facies. *Journal of Structural Geology*, v. 21, n. 11, p. 1497–1512, 1999.

Trompette, Roland. Neoproterozoic ( ~ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, v. 82, n. 1-2, p. 101–112, 1997.

Van Schmus, WR; de Brito Neves, BB; Hackspacher, P; Babinski, M. UPb and SmNd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 3-4, p. 267–288, 1995.

Van Schmus, WR; Oliveira, EP; Da Silva Filho, AF; Toteu, SF; Penaye, J; Guimarães, IP. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, n. 1, p. 69–99, 2008.

Vasconcelos, Antonio Maurílio; Gomes, Francisco Edson Mendonça. Iguatu: folha SB. 24-YB. 1998.

Vaucher, A; Neves, S; Caby, R; Corsini, M; Egydio-Silva, M; Arthaud, M; Amaro, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 3-4, p. 247–266, 1995.