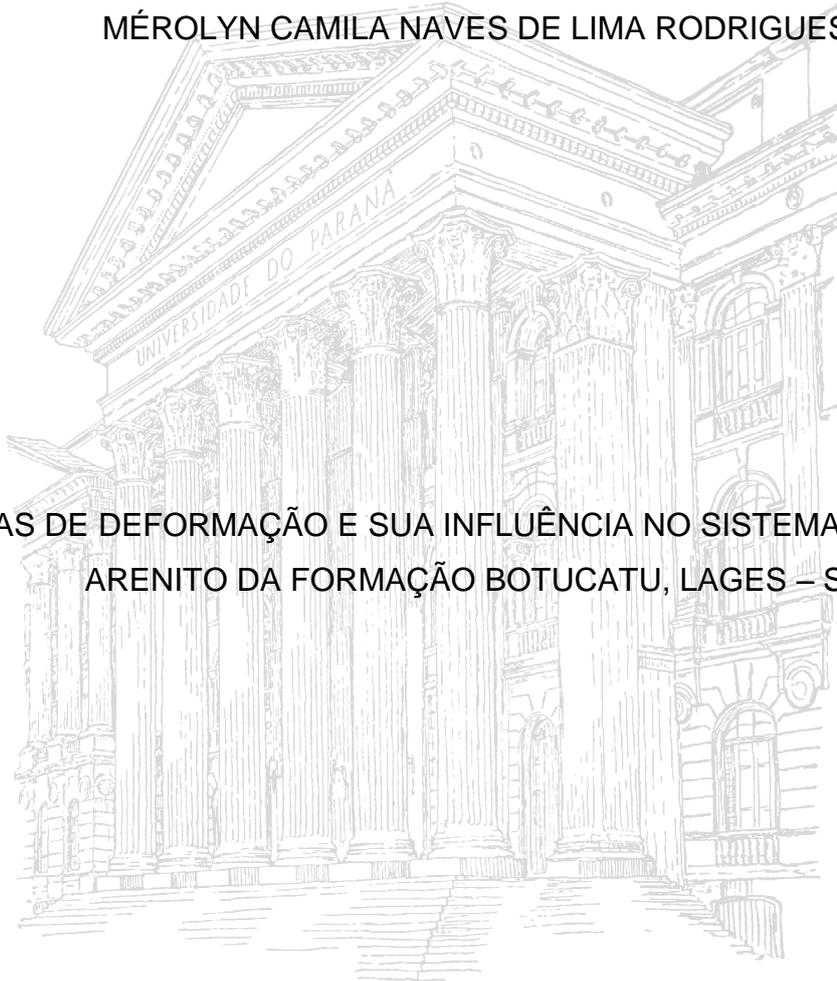


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MÉROLYN CAMILA NAVES DE LIMA RODRIGUES

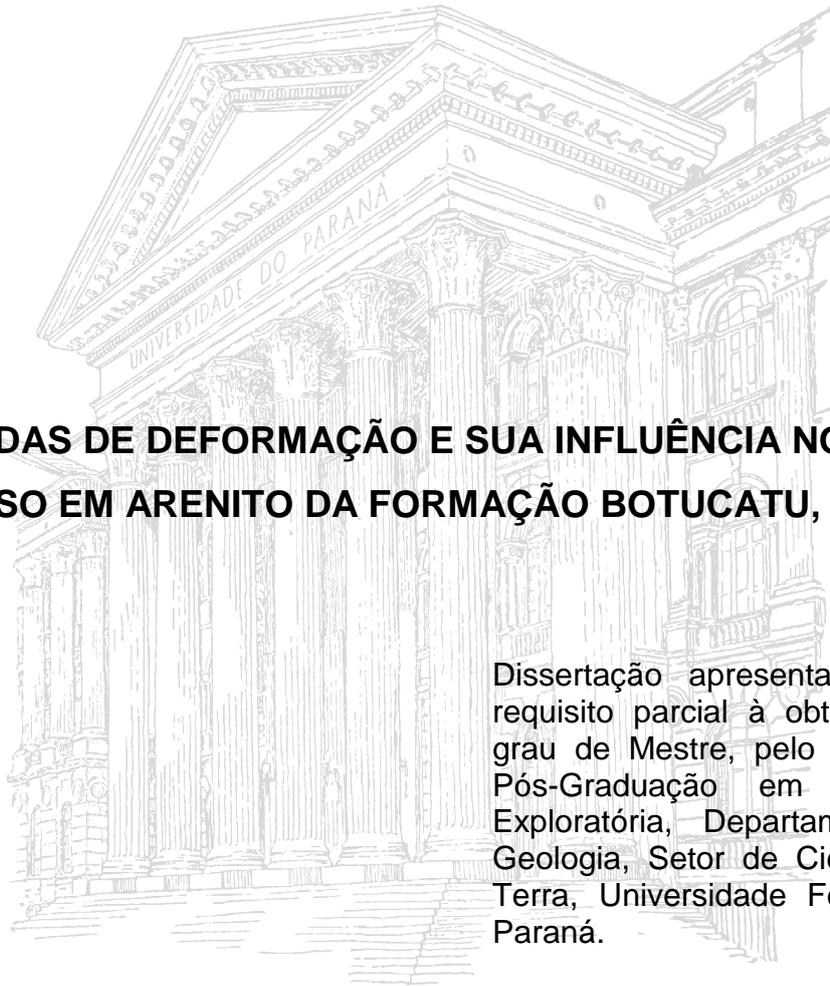
BANDAS DE DEFORMAÇÃO E SUA INFLUÊNCIA NO SISTEMA POROSO EM  
ARENITO DA FORMAÇÃO BOTUCATU, LAGES – SC



CURITIBA

2014

MÉROLYN CAMILA NAVES DE LIMA RODRIGUES



**BANDAS DE DEFORMAÇÃO E SUA INFLUÊNCIA NO SISTEMA  
POROSO EM ARENITO DA FORMAÇÃO BOTUCATU, LAGES – SC**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre, pelo Curso de Pós-Graduação em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Barbara Trzaskos

CURITIBA

2014

## SUMÁRIO

Lista de figuras .....	iii
Lista de tabelas .....	vi
Agradecimentos .....	vii
Resumo .....	viii
ABSTRACT .....	ix
CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO .....	1
1.1. APRESENTAÇÃO .....	1
1.2. OBJETIVOS .....	2
1.3. ÁREA DE ESTUDO .....	2
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS .....	3
1.4.1. Pesquisa bibliográfica .....	3
1.4.2. Atividades de campo .....	3
1.4.3. Tratamento e organização dos dados estruturais .....	4
1.4.4. Microscopia ótica .....	4
1.4.5. Catodoluminescência ótica .....	5
1.4.6. Microtomografia de raios X .....	5
1.5. CONCEITOS E TERMOS EMPREGADOS .....	7
1.5.1. Bandas de deformação .....	9
1.6. CONTEXTO GEOLÓGICO .....	16
1.6.1. Bacia do Paraná .....	16
1.6.2. Formação Botucatu .....	20
1.6.3. Domo de Lages .....	22
1.6.4. Sistema Aquífero Guarani .....	25
CAPÍTULO 2 - IMPACT OF DEFORMATION BANDS IN POROUS SANDSTONES OF THE BOTUCATU FORMATION IN EASTERN PARANÁ BASIN, BRAZIL .....	28
2.1. ABSTRACT .....	28

2.2. RESUMO .....	28
2.3. INTRODUCTION.....	28
2.4. GEOLOGICAL SETTING .....	29
2.4.1. Paraná Basin and Botucatu Formation .....	30
2.4.2. Guarani Aquifer System.....	32
2.5. STUDY AREA AND METHODS.....	34
2.6. OUTCROP CHARACTERISTICS OF DEFORMATION BANDS.....	35
2.7. MICROSCOPIC CHARACTERISTICS OF DEFORMATION BANDS .....	39
2.7.1. Parental rock.....	39
2.7.2. Shear bands .....	40
2.7.3. Compaction bands and shear-enhanced compaction bands .....	42
2.8. DEFORMATION BAND DEVELOPMENT.....	44
2.9. EXPLORATORY IMPLICATIONS .....	46
2.10. CONCLUSION .....	48
CAPÍTULO 3 - INFLUÊNCIA DAS BANDAS DE DEFORMAÇÃO NA POROSIDADE DE ARENITOS: ESTUDO DE CASO UTILIZANDO IMAGENS MICROTOMOGRÁFICAS TRIDIMENSIONAIS.....	
3.1. RESUMO .....	50
3.2. Abstract.....	50
3.3. INTRODUÇÃO .....	51
3.4. CONTEXTO GEOLÓGICO .....	52
3.5. MÉTODOS.....	54
3.6. ASPECTOS MACRO E MICROSCÓPICOS DOS ARENITOS E BANDAS DE DEFORMAÇÃO.....	55
3.7. MICROTOMOGRAFIA .....	59
3.7.1. Arcabouço poroso das bandas de cisalhamento .....	59
3.7.2. Arcabouço poroso das bandas de compactação e bandas de compactação reforçadas por cisalhamento.....	65

3.8. DISCUSSÃO .....	70
3.9. CONCLUSÕES .....	73
CAPÍTULO 4 - CONCLUSÕES .....	75
Referencias .....	78

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização e acesso a área estudada. ....	2
Figura 1.2: Área de estudo com a localização dos pontos descritos .....	4
Figura 1.3: Modelo conceitual de zona de falha com protólito removido.....	9
Figura 1.4: Modelo geral de formação de falhas em arenitos porosos, proposto por Aydin & Johnson (1978). ....	10
Figura 1.5: Figuras esquemáticas de bandas de deformação em escala microscópica .....	11
Figura 1.6: Diferentes tipos de bandas de deformação, separadas em função do mecanismo dominante de deformação. ....	14
Figura 1.7: Diferentes tipos de bandas de deformação formadas em diferentes estágios de soterramento .....	15
Figura 1.8: Variação do grau de deformação e da espessura em bandas de deformação. ....	16
Figura 1.9: Mapa geológico com supersequências para a Bacia do Paraná, contorno estrutural do embasamento.....	19
Figura 1.10: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná e correlação com as principais orogenias fanerozóicas sul-americanas indicadas por Zalán (2004).....	20
Figura 1.11: Área de exposição e mapa de isópacas de subsuperfície da Formação Botucatu e unidades correlatas nas bacias do Paraná e Chaco-Paraná. ....	21
Figura 1.12: Contexto geológico da porção centro-leste do Estado de Santa Catarina mostrando os principais lineamentos estruturais da borda leste da Bacia do Paraná e do escudo catarinense. ....	25
Figura 1.13: Mapa da extensão do SAG na América do Sul .....	27
Figura 2.1: Stratigraphic chart of the Paraná Basin (adapted from Milani <i>et al.</i> 2007) with the Botucatu Formation highlighted. ....	31

Figura 2.2: Map with delimitation of the Guarani aquifer system (GAS) and the exposure areas of the Botucatu Formation and correlative units.....	33
Figura 2.3: Geologic map of the Lages Dome showing the location of the study area .....	34
Figura 2.4: A) Distribution of shear bands (SB), compaction bands (rectilinear-CB(I) and anastomosing–CB(II)) and shear-enhanced compaction bands (SECB) in the study area. B) Sandstone outcrop with cross-stratification characteristic of the Botucatu Formation in the study area. C) Anastomosing shear bands. D) Rectilinear compaction bands. E) Cluster of anastomosing shear-enhanced compaction bands. ....	37
Figure 2.5. A) Single shear band. B) Cluster of anastomosing shear bands. C) Single rectilinear compaction band. D) Cluster of anastomosing compaction bands. E) and F) Cluster of shear-enhanced compaction bands.....	38
Figure 2.6. Synoptic stereographic diagram: A) Shear bands. B) Compaction bands. C) Shear-enhanced compaction bands.....	39
Figure 2.7. Photomicrographs of the parent rock composed of quartz, feldspar, and lithic clasts. A) Bimodal laminated sandstone with primary and secondary pores. B) Sandstone with illite rim, vermicular kaolinite filling the intergranular pores, and primary and secondary pores.....	40
Figura 2.8: Photomicrographs of shear bands. A) and B) Shear bands characterized by cataclastic matrix and surviving grains. C) and D) Shear bands formed by core and damage zones under natural and polarized light, respectively. E) and F) Shear band under natural light and optical cathodoluminescence, respectively. ....	41
Figura 2.9: Photomicrographs of compaction bands and shear-enhanced compaction bands. A) and B) Compaction band (CB) characterized by reduced porosity, grains with concave-convex boundaries, crushed lithic clasts, and cataclasis. B) C) and D) Shear-enhanced compaction bands (SECB) in which orientation of the grains, fragments. E) Grains with crushing features under polarized light and in detail with a gypsum plate, within compaction band. F) Overgrowth of quartz grains within the compaction band. G) and H) CB under natural light and optical cathodoluminescence, respectively.....	43

Figura 10: A) Regional structural framework of the Paraná Basin demarcating areas with deformation bands in sandstones of the GAS and highlighting the intercepted lineament/fault zones. ....	47
Figura 3.1: A) Áreas de exposição da Formação Botucatu e unidades correlativas. B) Mapa geológico do Domo de Lages com localização da área de estudo (Fonte: .....	53
Figura 3.2: A) Imagem de satélite da área de estudo com a localização dos pontos descritos e distribuição espacial dos diferentes tipos de bandas encontrados. B) Estratificação cruzada de grande porte.....	57
Figura 3.3. A) Bandas de cisalhamento (SB) agrupadas. B) Fotomicrografia evidenciando a cominuição dos grãos na SB. C) Bandas de compactação (CB) retilíneas e subparalelas. D) Fotomicrografia da CB com evidencia da redução da porosidade. E) Banda de compactação reforçada por cisalhamento (SECB). F) Fotomicrografia da SECB, características similares a CB e diferencia-se dessas pela presença de grãos e fragmentos orientados. ....	58
Figura 3.4: Banda de cisalhamento, amostra M13C: A) Modelo tridimensional da amostra com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases. B) Fotomicrografias das bandas de cisalhamento. C) Seções microtomográficas e respectivas seções binarizadas. ....	62
Figura 3.5: Banda de cisalhamento, amostra M13A: A) Modelo tridimensional da amostra com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases. B) Fotomicrografias da banda de cisalhamento. C) Seções microtomográficas e respectivas seções binarizadas.....	63
Figura 3.6: Banda de cisalhamento, amostra M16B. A) Modelo tridimensional da amostra com demarcação de volume selecionado para separação das fases. Modelo tridimensional do volume selecionado com separação das fases. B) Fotomicrografia com bandas de cisalhamento com diferentes graus de cominuição. C) Seções microtomográficas e respectivas seções binarizadas. ....	64
Figura 3.7: Banda de compactação reforçada por cisalhamento (SECB), amostra M2B: A) Modelo tridimensional da amostra com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das	

fases. B) Fotomicrografias da banda de compactação com cisalhamento. C) Seções microtomográficas e respectivas seções binarizadas. ....	66
Figura 3.8: Banda de compactação reforçada por cisalhamento (SECB), amostra M2E: A) Modelo tridimensional da amostra com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases. B) Fotomicrografias das bandas de compactação com cisalhamento. C) Seções microtomográficas e respectivas seções binarizadas .....	67
Figura 3.9: Modelo tridimensional de volume da banda de compactação reforçada por cisalhamento, amostra M2B, com poros alongados com formato oblato. ....	68
Figura 3.10: Banda de compactação (CB), amostra M18A: A) Modelo tridimensional da amostra com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases. B) Fotomicrografias da CB e rocha parental (PR). C) Seções microtomográficas e respectivas seções binarizadas. ....	69

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Porosidade total e conectividade de poros por micro-CT em volume de banda cisalhamento (SB) e rocha parental (RP) de cada amostra, e azimuth das SB. ....	61
Tabela 3.2: Porosidade e conectividade de poros por micro-CT em volume de bandas de compactação reforçada por cisalhamento (SECB), bandas de compactação (CB) e rocha parental (RP) de cada amostra, e azimuth das estruturas. ....	69

## AGRADECIMENTOS

À Professora Dr.<sup>a</sup> Barbara Trzaskos pela orientação, contribuições, discussões esclarecedoras, confiança e demais auxílios intelectuais e financeiros.

Aos relatores da qualificação Professores Fernando Silva (UFRN) e Eduardo Salamuni (UFPR) pelas correções e sugestões que enriqueceram o manuscrito.

À CAPES e ao REUNI pela concessão de bolsa de mestrado.

À UFPR pela disponibilização de seus laboratórios e infraestrutura.

Ao curso de pós-graduação em Geologia da UFPR pelo suporte acadêmico.

Ao Professor Fernando Mancini por me permitir utilizar a infraestrutura do LABAP (Laboratório de Análise de Bacias e Petrofísica) para a realização dos trabalhos de campo e escritório. Também pela revisão de um dos artigos.

Ao LAMIR (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas) e professor José Manoel dos Reis Neto pelo apoio financeiro a parte das etapas de campo e pelas análises laboratoriais. Aos funcionários do LAMIR pelo auxílio nas análises, em especial a Clarice e Guilherme.

A todos os novos amigos que fiz durante a estadia na UFOP e na UFRGS pela parceria e aos professores Leonardo Lagoeiro (UFOP) e Luiz Fernando de Ros (UFRGS).

Ao Laboratório de Laminação do DEGEOL/UFPR, pela confecção e impregnação das lâminas e preparação de amostras para microtomografia.

Ao Professor Leonardo Fadel Cury pelo apoio no início da orientação.

A todos meus companheiros de pós-graduação, amigos da graduação e não geólogos que de alguma forma me ajudaram. Em especial: Suzane Beraldin, Guilherme Arruda, Gabriel Fontanella, Bruno Chiarello (Gaúcho), Ariadne Borgo, Dina Cabrita, Luís Gustavo (B.A.).

Aos pesquisadores Professor Fernando Farias Vesely, Professor Gustavo Athayde (UFPEl) e Angela Lopes (CPRM) pelas contribuições aos artigos.

A minha família pelo apoio, compreensão e ajuda. Em especial a minha mãe e irmã (Mélani).

Externo aqui meus agradecimentos àqueles que contribuíram de uma forma ou de outra durante a elaboração da dissertação, se esqueço de alguém nos agradecimentos é porque a memória me trai, mas em meu coração sou grato a todos.

## RESUMO

Neste trabalho são caracterizadas e analisadas bandas de cisalhamento, bandas de compactação e bandas de compactação reforçadas por cisalhamento identificadas na Formação Botucatu, na região sul do Domo de Lages. Em campo os três tipos de bandas de deformação estudados apresentam diferenças sutis quanto ao padrão geométrico, orientação, espessura e distribuição na área de estudo. A direção principal das bandas de cisalhamento é NW (N40-70W), enquanto que as bandas de compactação tem direção em torno de E-W (E-W, N70-89E e N70-87W), bem como as bandas de compactação reforçadas por cisalhamento (E-W, N79-84E e N86W), todas com mergulhos subverticais. A análise microscópica permitiu a caracterização e diferenciação dos três tipos de bandas de deformação, pois apresentam diferenças marcantes quanto suas características microestruturais. Enquanto que a análise dos fragmentos e grãos de feldspato por catodoluminescência possibilitou compreender melhor os mecanismos de deformação. As bandas de cisalhamento resultam de intensa cominuição e rotação dos grãos devido a atuação de mecanismos de cataclase e fluxo granular. Tanto as bandas de compactação quanto as bandas de compactação reforçadas por cisalhamento resultam do processo de compactação com cataclase e fluxo granular. As bandas de compactação reforçadas por cisalhamento se diferenciam das bandas de compactação por apresentar orientação dos grãos e fragmentos, resultante da influencia do cisalhamento no fluxo granular. A partir da análise das características das bandas de deformação estudadas conclui-se que resultam de diferentes somatórias de mecanismos de deformação e cinemática que atuaram em diferentes condições de soterramento, porosidade e diagênese. As bandas de compactação e bandas de compactação reforçadas por cisalhamento possivelmente se formaram em condições de soterramento relativamente raso e interface eodiagênese/mesodiagênese (com alta porosidade e pouca litificação). Enquanto que as bandas de cisalhamento possivelmente se formaram em condições de mesodiagênese e maior soterramento, o que permitiu maior cataclase. Quanto às modificações na porosidade verificou-se por petrografia e microtomografia de raios X que as bandas de deformação estudadas são caracterizadas por redução de porosidade observada. A análise microtomográfica apoiada por petrografia mostra que as bandas de cisalhamento, bandas de compactação e bandas de compactação reforçada por cisalhamento apresentam diferenças na geometria, espessuras e características dos poros remanescentes. Além disso, mostra uma redução na conectividade dos poros dentro das bandas, o que implica em redução de permeabilidade. Outras bandas de deformação previamente descritos na Formação Botucatu também são caracterizadas por redução de porosidade o que indica um potencial para a presença e influência desse tipo de estrutura sobre o fluxo de águas subterrâneas no Sistema Aquífero Guarani.

Palavras-chave: bandas de deformação, porosidade, Formação Botucatu.

## ABSTRACT

In this study is presented the characterization and analysis of shear bands, compaction bands and shear-enhanced compaction bands identified in Botucatu Formation in the south of the Dome of Lages. The three types of deformation bands studied have subtle differences in the geometric pattern, orientation, thickness and distribution in the study area. The main direction of shear bands is NW (N70-40W), while compaction band is directed around EW (EW, N70-89E and N70-87W), as well as shear-enhanced compaction bands (EW, N79-84E and N86W), all with subvertical dips. Microscopic analysis allowed the characterization and differentiation of deformation bands, they present striking differences as their microstructural characteristics. In turn, the analysis of fragments and feldspar grains by cathodoluminescence allowed a better understanding of the deformation mechanisms for each type of deformation band. The shear bands result from intense comminution and rotation of grains due to mechanisms cataclasis and granular flow. Both shear-enhanced compaction bands and compaction bands resulting from the compaction process with cataclasis and granular flow. Shear-enhanced compaction bands differ from compaction bands by grain orientation and display fragments resulting from the influence of shear in granular flow. From the analysis of the characteristics of deformation bands studied it is concluded that these structures result from different summations of deformation mechanisms and kinematic who worked in different conditions of burial, porosity and diagenesis. Shear-enhanced compaction bands and compaction bands possibly formed in conditions of relatively shallow burial and interface eodiagenesis/mesodiagenesis (with high porosity and low lithification). While shear bands possibly formed under conditions of higher burial and mesodiagenesis, allowing higher cataclasis. As regards the changes in porosity was found by petrographic and X-ray microtomography that the deformation bands studied are characterized by reduction in porosity. The microtomographic analysis supported by petrographic analysis shows that shear bands, compaction bands and shear-enhanced compaction bands differ in geometry, thickness and characteristics of the remaining pores. Furthermore, it shows a decrease in the connectivity of the pores within the bands, which implies a reduction in permeability. Other deformation bands previously described in the Botucatu Formation are also characterized by reduction of porosity which indicates a potential for the presence and influence of such structures on the fluid flow in the Guarani Aquifer System.

Keywords: deformation bands, porosity, Botucatu Formation.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1. APRESENTAÇÃO

Esta dissertação apresenta os métodos e os resultados do estudo de caracterização de bandas de deformação em arenitos da Formação Botucatu, e é organizada na forma de dois artigos científicos e um texto integrando-os. O estudo foi desenvolvido junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

Os trabalhos de campo foram realizados em afloramento localizado na região sul do Domo de Lages, SC, onde foram coletadas amostras para a análise microestrutural e para os ensaios microtomográficos. As imagens microtomográficas foram geradas no microtomógrafo de raios X modelo 1172 *Skyscan*, do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da UFPR. A análise microestrutural envolveu, além da petrografia, análise de imagens de catodoluminescência adquiridas no equipamento *Citl ColdCathode Luminescence 8200*, Tecnosin, acoplado em microscópio petrográfico.

Neste primeiro capítulo são apresentados os objetivos, localização da área de estudo, métodos utilizados, revisão de conceitos empregados, assim como o contexto geológico da área de estudo. O segundo capítulo, intitulado "*Impact of deformation bands in porous sandstones of the Botucatu Formation in eastern Paraná Basin, Brazil*" aborda os resultados da análise microestrutural e é apresentado na forma de artigo científico a ser submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*. O artigo descreve os diferentes tipos de bandas de deformação identificados na área de estudo e discute os possíveis impactos da variação de porosidade na circulação de águas no Sistema Aquífero Guarani.

O terceiro capítulo intitulado "Influência das bandas de deformação na porosidade de arenitos: estudo de caso utilizando imagens microtomográficas tridimensionais" é apresentado na forma de artigo científico, a ser submetido ao *Journal of Structural Geology*. O artigo mostra como ocorre a variação de porosidade nos diferentes tipos de bandas de deformação identificados no artigo anterior. O

quarto capítulo sumariza as conclusões do estudo realizado. Finalizando o texto integrador são apresentadas as referências utilizadas em todo o trabalho.

## 1.2. OBJETIVOS

O escopo desta pesquisa é compreender como a deformação dútil associada aos eventos diagenéticos, modifica o sistema poroso em rochas siliciclásticas. Para isso, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Descrever as feições microestruturais e identificar os mecanismos de deformação que lhes deram origem;
- Entender a relação entre deformação, estágio diagenético e soterramento;
- Determinar o papel da deformação na variação da porosidade e quantificar as mudanças na porosidade;
- Entender o impacto da anisotropia estrutural na produção de água e hidrocarbonetos.

## 1.3. ÁREA DE ESTUDO

O presente estudo foi realizado em uma área localizada a sul da região urbana do município de Lages, Santa Catarina, a sul do rio Caveiras e próxima a uma ferrovia (Figura 1.1). A área de estudo, com cerca de 1 km<sup>2</sup>, abrange a região entre as coordenadas UTM 6.918.055 S, 6.918.760 S, 568.125 E e 568.920 E na folha topográfica de Lages, escala 1:100.000 (SG-22-Z-C-V, IBGE). As rodovias que dão acesso à cidade de Lages são as BR-116, BR-282, SC-438 e SC-425. A partir da cidade o acesso à área de estudo é feito por estrada secundária, continuação da Avenida Antônio Ribeiro dos Santos.

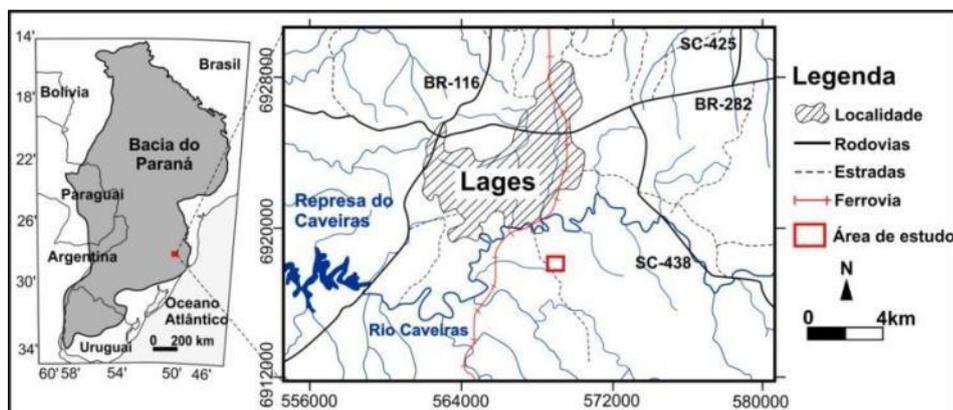


Figura 1.1: Mapa de localização e acesso a área estudada (IBGE 1973).

## **1.4. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **1.4.1. Pesquisa bibliográfica**

Para o desenvolvimento da pesquisa foram consultados trabalhos sobre diversos assuntos relacionados aos objetivos. A análise bibliográfica contemplou os seguintes temas: 1) evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, com ênfase nos trabalhos de Soares *et al.* (1978, 1982), Zálan *et al.* (1987), Zálan *et al.* (1990), Milani (1997); 2) Formação Botucatu (e.g. Scherer 1998 e 2000, Milani *et al.* 1998, Assine *et al.* 2004); 3) Domo de Lages (e.g. Loczy 1968, Scheibe 1986, Almeida 1969 e 1983, Roldan 2007, Machado *et al.* 2012); 4) reologia e mecanismos de deformação dútil em arenitos (e.g. Borg *et al.* 1960, Engelder 1974, Sibson 1977); 5) características meso e microscópicas de bandas de deformação (e.g. Aydin 1978, Antonellini *et al.* 1994, Cladouhos 1999, Fossen *et al.* 2007).

### **1.4.2. Atividades de campo**

As atividades de campo foram realizadas visando à identificação e caracterização de cada tipo de banda de deformação. As bandas de deformação foram descritas considerando características como: geometria, espessura, espaçamento, atitude e padrão estrutural. O comprimento dessas estruturas também foi medido, porém a continuidade dessas estruturas em campo é limitada pela área de rocha aflorante. Os valores obtidos são considerados como mínimos para cada estrutura, uma vez que os extremos dessas não são identificados. Na Figura 1.2 estão localizados os afloramentos contendo bandas de deformação estudadas: bandas de compactação (CB), bandas de compactação reforçadas por cisalhamento (SECB) e bandas de cisalhamento (SB).

Foram coletadas 18 amostras de bandas de compactação, 5 amostras de bandas de compactação reforçada por cisalhamento, 17 amostras de bandas de cisalhamento e 5 amostras de rocha parental próximas as bandas de deformação.

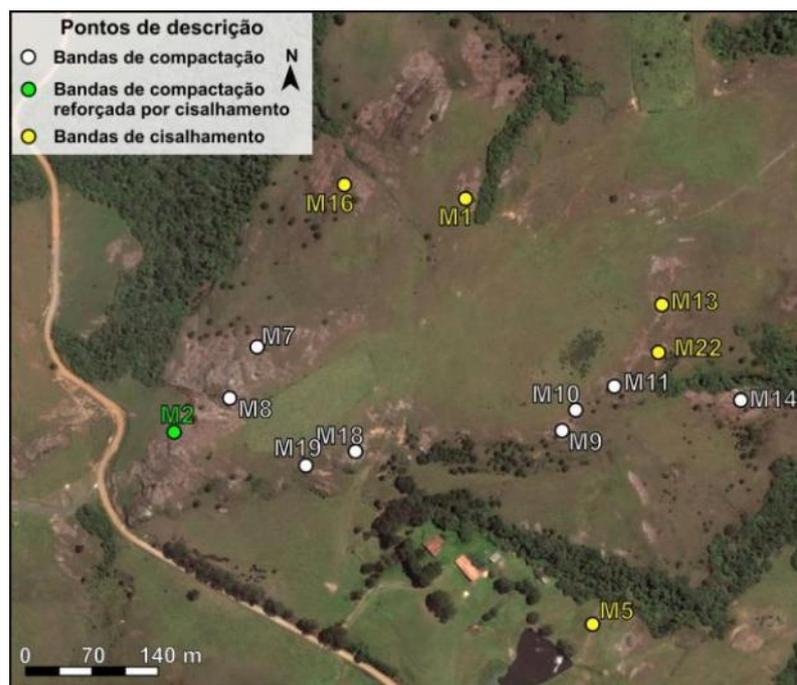


Figura 1.2: Área de estudo com a localização dos pontos descritos, em imagem de satélite do software *Google Earth*.

### 1.4.3. Tratamento e organização dos dados estruturais

Durante as atividades de campo foram coletados atitudes de bandas de compactação, bandas de compactação reforçada por cisalhamento e bandas de cisalhamento que foram tratados nos programas de análise estereográfica StereoNet® e Stereo32®. Com esses dados foi gerado diagrama de roseta com a finalidade de verificar a direção principal de cada tipo de banda. A análise do padrão geométrico das bandas de cisalhamento permitiu indicar uma cinemática para essas estruturas.

### 1.4.4. Microscopia ótica

As amostras selecionadas para descrição microscópica (petrografia e microestrutural) foram impregnadas com epoxy azul para a confecção de 24 seções delgadas (cinco de rocha parental, treze de banda de compactação e seis de banda de cisalhamento). A confecção das seções delgadas foi realizada no Laboratório de Laminação (LAMIN) e no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia, da UFPR.

A caracterização petrográfica e microestrutural foi efetuada por meio da análise de seções delgadas das bandas de deformação e da rocha parental. As amostras de bandas de deformação em arenitos foram descritas quanto às

características microestruturais, geometria e mecanismos de deformação. A análise visou também à identificação de possíveis relações entre a deformação, os eventos diagenéticos e a composição do arenito. Para a classificação do arenito e quantificação da porosidade foram contados 300 pontos por lâmina, transversal a estrutura sedimentar quando visível pelo corte.

#### **1.4.5. Catodoluminescência ótica**

A luminescência consiste na conversão de radiação ou outras formas de energia em luz visível. Esse fenômeno ocorre quando a radiação incidente excita os elétrons da banda de valência através do *gap* de energia para a banda de condução. Quando os elétrons retornam para a banda de valência, fótons são emitidos e a luminescência gerada pode ocorrer nas regiões do visível, ultravioleta ou infravermelho do espectro. A luminescência é classificada de acordo com os modos de excitação dos elétrons, como, por exemplo, a termoluminescência que é gerada por aquecimento (Gomes & Vortisch 1990). No caso da catodoluminescência a excitação dos elétrons é ativada por um feixe de elétrons de alta energia ou raios catódicos. Essa técnica é utilizada comumente na geologia no estudo da diagênese.

A análise de catodoluminescência foi realizada no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da UFPR. O equipamento utilizado foi um *Citl ColdCathode Luminescence* 8200, Tecnosin, acoplado em microscópio petrográfico. Os parâmetros utilizados para o procedimento foram: vácuo de 0,8 torr, com corrente de 20 kv e amplitude de 250 nλ.

Foram selecionadas amostras para análise da diagênese da rocha parental e da trama deformacional das bandas de deformação. Seu uso mostrou-se bastante eficiente devido aos contrastes de luminescência entre grãos de quartzo e feldspato.

#### **1.4.6. Microtomografia de raios X**

A tomografia de raios X está baseada no princípio de que diferentes partes de uma amostra absorvem distintamente a radiação X. O princípio básico dessa técnica é a equação de atenuação dos raios X, que estabelece que a intensidade da radiação medida por um detector é proporcional ao número de fótons presentes no feixe de radiação. Os raios X são atenuados em intensidades distintas ao passarem por uma amostra dependendo das diferenças entre os coeficientes de atenuação linear dos materiais presentes na amostra. O grau de absorção dos raios X depende

principalmente da densidade e do número atômico efetivo dos objetos (Mees *et al.* 2003). Consiste em uma análise física que permite o estudo de seções transversais não destrutivas e de modelos tridimensionais.

O presente estudo utilizou a microtomografia de raios X para analisar de forma qualitativa e quantitativa a porosidade nas bandas de deformação. Para isso foi utilizado microtomógrafo de raios X do modelo 1172 da *Skyscan*, do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da UFPR, com tensão máxima do equipamento (100 kV), corrente de 100  $\mu$ A e filtros de alumínio e cobre, recomendados na análise de rochas. Para aquisição das imagens de projeção dos raios X foi utilizado o *software* Skyscan 1172 control (Sassov 2009). A reconstituição das seções de micro-CT foi realizada no *software* NRecon (Liu 2010), por meio do cálculo algorítmico de FDK-Feldkamp-Davis-Kress (Feldkamp *et al.* 1984). Enquanto que o tratamento de dados foi executado nos seguintes *softwares* da SkyScan: CTAnalyser - CTAn (Kharitonov 2003); CTVol realistic 3D-visualization (Kharitonov 2010); e CTVox (Boons 2010).

A partir da análise microscópica das bandas de deformação foram selecionadas uma amostra de banda de compactação (CB), duas amostras de bandas de compactação reforçada por cisalhamento (SECB) e três amostras de bandas de cisalhamento (SB). Para as SB, CB e para uma das amostras de SECB com dimensões em torno de 20 mm a aquisição dos dados de projeção dos raios X por micro-CT foi executada com tamanho de pixel de 12,89  $\mu$ m. Para a outra amostra de SECB com dimensões 15 x 10 x 10 mm a aquisição foi executada com tamanho de pixel de 10,18  $\mu$ m. Apesar das seções microtomográficas dessa última amostra apresentar melhor resolução, devido suas dimensões e o tamanho de pixel selecionado, a diferença de resolução não interferiu significativamente no estudo. A redução das demais amostras para obter melhor resolução resultaria em perda de informação que não seria interessante para um estudo mais qualitativo como este. A resolução de aquisição foi selecionada considerando também o tempo de aquisição e tratamento dos dados e as características dos computadores utilizados.

Como para materiais geológicos (rochas, minerais, entre outros) não existe padrão estabelecido de variações de tons de cinza nas seções microtomográficas é necessária comparação direta com o material analisado como, por exemplo, a comparação com seções delgadas. A partir da binarização das seções microtomográficas as amostras foram separadas em 3 fases com diferentes

atenuações por raios X: poro, rocha e minerais densos. A quantificação da porosidade em cada amostra foi realizada com a seleção de parte da rocha parental e parte da banda de deformação com volume igual. Foram quantificados também os poros com e sem conectividade. Além disso, foi realizada a análise qualitativa do arcabouço poroso quanto à distribuição, forma, tamanho dos poros e relação com as características microestruturais.

## 1.5. CONCEITOS E TERMOS EMPREGADOS

Diversos estudos focam a formação de zonas de falha e bandas de deformação em rochas sedimentares com a descrição dessas estruturas e caracterização da evolução tectônica, além da abordagem exploratória com o uso de análogos para a caracterização de reservatórios fraturados uma vez que essas estruturas geram anisotropia nas bacias sedimentares.

A deformação das rochas é uma resposta ao campo de tensões aplicado sobre as mesmas e de uma série de fatores condicionantes como temperatura, magnitude das tensões, pressão confinante, pressão de fluidos, taxa de deformação e reologia. Em profundidades rasas da crosta as rochas são submetidas a condições de baixas pressões confinantes e baixas temperaturas que favorecem o fraturamento. As fraturas são subdivididas em juntas e falhas, sendo as juntas fissuras em que não houve movimento considerável, enquanto que falhas correspondem a fraturas com movimento relativo dos blocos.

Em rochas sedimentares as fraturas podem funcionar ora como conduto, como resultado da formação de porosidade secundária pelo quebramento da rocha, ora como barreira, pela cominuição dos grãos e conseqüente perda da porosidade. As juntas podem ser consideradas, de modo geral, como condutos (e.g. Aydin 2000, Gudmundsson *et al.* 2001, Laubach & Ward 2006). Contudo, as juntas tendem a se fechar quando a tensão responsável pela deformação diminui em relação à pressão confinante. Podem ainda ser preenchidas por material precipitado por processos diagenéticos e/ou hidrotermais. Dependendo de como o cimento preenche as juntas, parcial ou totalmente, essas estruturas podem ter parte de sua porosidade preservada (Laubach & Ward 2006). Já a permeabilidade em falhas é controlada pelo litotipo, estilo da deformação, processos diagenéticos e/ou hidrotermais concomitantes e/ou posteriores, pressão e temperatura (Caine *et al.* 2006).

As falhas podem ocorrer como um plano definido de deslocamento ou como uma zona de falha. A zona de cisalhamento é uma faixa comumente estreita e tabular, onde houve concentração da deformação permanente em paredes subparalelas. Ramsay (1980) classificou as zonas de cisalhamento em quatro tipos: rúptil, rúptil-dúctil, dúctil-rúptil e dúctil que resultam de diferentes condições reológicas durante a deformação. Na deformação rúptil ocorre cataclase que forma *gouge*, brechas e cataclasitos, enquanto que na deformação dúctil há milonitização e, como produto, milonitos, filonitos e blasto-milonitos. Engelder (1974) estudou a formação de *gouge* em zonas de falha, descrevendo-os como rocha cominuída de aparência friável formada em condições termodinâmicas muito rasas da crosta e sem recristalização dinâmica associada. Já Sibson (1977), estudando falhas e mecanismos de falhamento, classificou as rochas cataclásticas de acordo com a coesão da rocha matriz. Para aquele autor, rochas sem coesão ao se deformarem podem dar origem a uma brecha de falha ou a uma “farinha de rocha” (*gouge*), ambos sem apresentar textura foliada. O critério utilizado para diferenciar brecha de falha de *gouge* consiste na porcentagem de fragmentos visíveis, respectivamente >30% e <30% (Sibson 1977).

Em níveis crustais rasos predominam processos de cataclase como fraturamento e rotação de grãos, com cominuição dos grãos e sem recristalização mineral. Esses processos foram descritos pela primeira vez por Borg *et al.* (1960), que concluem que a nucleação de fraturas resulta em dilatação da rocha e pode causar a rotação de fragmentos gerados, contudo os processos de cataclase podem causar um decréscimo no volume de poros. Em materiais porosos o comportamento reológico é diferente daquele que ocorre em materiais cristalinos com baixa porosidade. A pressão e a porosidade tem importante papel no controle da transição rúptil-dúctil em sedimentos porosos, onde a deformação é acomodada por fraturas em escala de grão (Zhang *et al.* 1990). Em materiais ainda não litificados, sob pressão de poros atuante e baixas pressões confinantes a deformação ocorre por mecanismos de rotação e deslizamento de grãos que fazem com que os grãos deslizem uns em relação aos outros sem gerar fraturas (Groshong 1988).

Segundo Caine *et al.* (1996), as zonas de falha apresentam como componentes primários o núcleo da falha (*gouge*, cataclasito ou milonito), a zona de dano (pequenas falhas, juntas, veios e dobras) e o protólito (rocha não deformada) (Figura 1.3). Porém, nem sempre a zona de falha apresenta a zona de dano ou o

núcleo, concomitantemente. O núcleo pode funcionar como conduto de fluidos durante a deformação e como barreira após a deformação, quando os poros já foram preenchidos por cimento ou devido ao grau de cominuição da rocha. Observações de campo sugerem que as variações de espessura ao longo da direção e mergulho da estrutura, combinadas com composição mineral distinta e variações na estrutura interna tem importante papel no controle do fluxo de fluidos no núcleo da falha. Já a zona de dano caracterizada pela presença de fraturas apresenta, em geral, maior permeabilidade que a rocha não deformada, e pode funcionar como um conduto quando não cimentada. Os contrastes da geometria e magnitude da permeabilidade entre o núcleo da falha e a zona de dano são os controles primários do sistema barreira-conduto da zona de falha (Caine *et. al.* 1996).

A formação de falhas em baixas temperaturas pode gerar duas estruturas principais: planos de falha com superfícies polidas (*slickensides*) e estrias e/ou sulcos (*slickenlines*) e bandas de deformação, sendo as bandas de deformação são o foco da presente pesquisa.

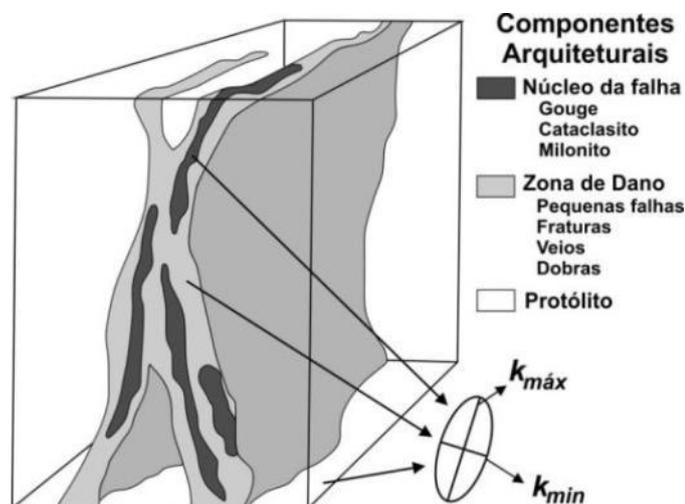


Figura 1.3: Modelo conceitual de zona de falha com protólito removido. A elipse representa a magnitude relativa e orientação bidimensional do tensor de permeabilidade ( $k$ ) que pode ser associado com cada componente arquitetural da zona de falha (modificado de Caine *et al.* 1996).

### 1.5.1. Bandas de deformação

O termo banda de deformação foi utilizado por Aydin (1978) para descrever pequenas falhas marcadas como discretos planos de descontinuidade, onde ocorrem deslocamentos relativos da ordem de poucos milímetros a poucos

centímetros. As bandas de deformação se desenvolvem em materiais granulares e porosos (Underhill & Woodcock 1987), como arenitos, sob baixas temperaturas ( $< 250^{\circ} \text{C}$ ) e pequenas profundidades (Cladouhos 1999). Consistem em faixas de coloração mais clara e resistente que a rocha parental e formam ressaltos no relevo. São compostas comumente por rocha cominuída/triturada ou grãos fraturados e podem apresentar precipitados de sílica e óxidos de ferro.

Em arenitos deformados sob-baixas temperaturas podem ser identificadas três tipos de falhas: bandas de deformação individuais (Figura 1.4A), grupos de bandas de deformação (Figura 1.4B e C) e superfícies de descolamento (Aydin & Johnson 1983). A superfície de descolamento é gerada pela movimentação com fricção e abrasão entre os blocos que pode formar planos de falha com superfícies polidas (*slickensides*) e estrias e/ou sulcos (*slickenlines*). Por sua vez, as bandas de deformação são estruturas tabulares ao longo das quais o deslocamento é acomodado, mas não representam necessariamente uma descontinuidade e nem sempre são associadas com *strain softening* (Antonellini *et al.* 1994). Segundo Aydin & Johnson (1978), os grupos de bandas de deformação podem evoluir para superfícies de deslizamento com a progressão da deformação (Figura 1.4D).

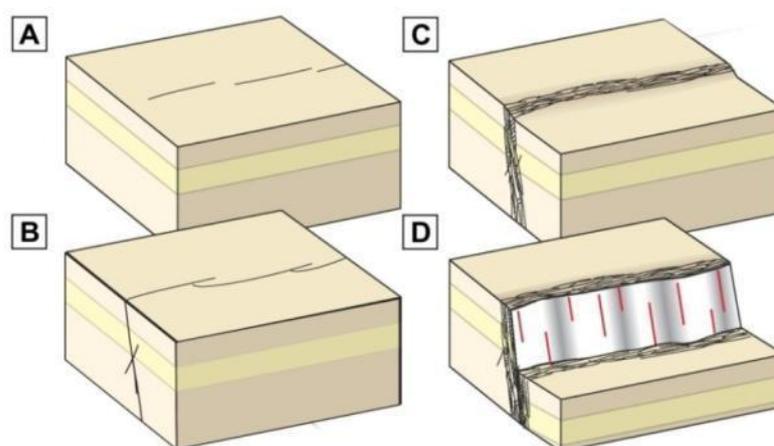


Figura 1.4: Modelo geral de formação de falhas em arenitos porosos, proposto por Aydin & Johnson (1978): A) bandas individuais de deformação; B) conexão das bandas; C) formação de um grupo de bandas de deformação; D) nucleação do plano de falha (modificado de Fossen 2012).

Aydin (1978) identificou em bandas de deformação duas zonas com tipos diferentes de deformação: uma zona externa caracterizada por reajuste dos grãos e do espaço poroso; e uma zona interna caracterizada por deformação intragranular, com grãos da rocha parental fraturados e atual substituição do cimento por óxido de ferro e manganês (Figura 1.5 A). Kim *et al.* (2004) identificaram zonas danificadas ou

de dano (*damage zones*) que consistem em zonas compostas por grãos fraturados e que estão localizadas entre a zona de *gouge* e a rocha parental não deformada (Figura 1.5 B). Podem ocorrer ainda grãos sobreviventes (*survivor grains*) que são grãos arredondados a subarredondados dispersos em meio à massa de *gouge*. Esses grãos são rotacionados durante o processo de deformação e acabam tendo sua granulometria protegida pela massa cominuída à sua volta (Cladouhos 1999). O termo *gouge* é considerado por alguns pesquisadores inapropriado para bandas de deformação e substituem por termos como matriz tectônica (Ferreira & Silva 2010) ou matriz cataclástica (Araújo Netto *et al.* 2012). O *gouge* se trata de um material incoeso produzido por deformação cataclástica em zonas de falha, enquanto que nas bandas de deformação a matriz tectônica ou cataclástica comporta-se como um material relativamente coeso, que permite gradiente de deslocamento interno contínuo.

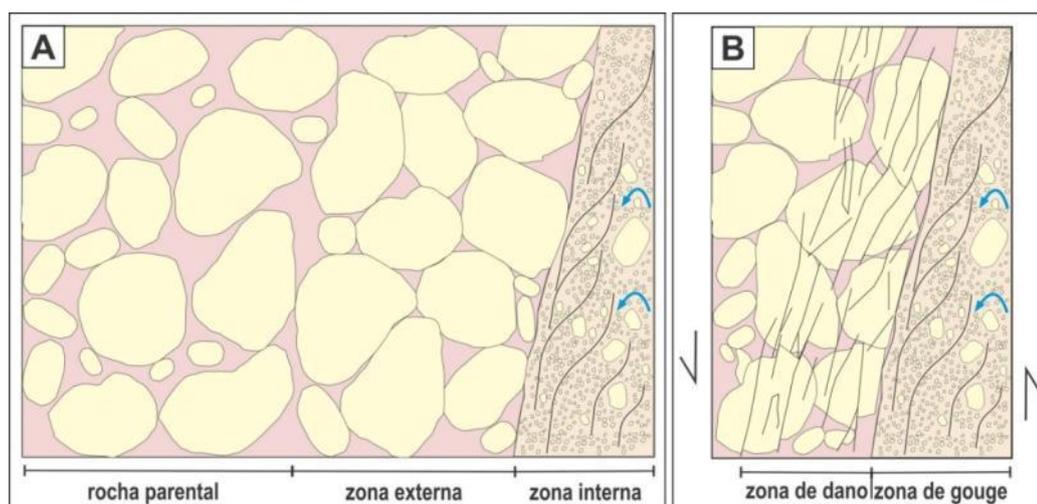


Figura 1.5: Figuras esquemáticas de bandas de deformação em escala microscópica: A) Identificação da zona externa, caracterizada por acomodação dos grãos, e zona interna, que corresponde a faixa de rocha cominuída (modificado de Trzaskos, 2006 e baseado em Aydin 1978). B) Ilustração das zonas de dano e de *gouge*. As setas azuis indicam a rotação dos grãos (Trzaskos 2006).

As bandas de deformação podem ser classificadas com base no contexto cinemático em bandas de cisalhamento, bandas de dilatação e bandas de compactação, sendo esses os componentes extremos (*sensu* Du Bernard *et al.* 2002, Aydin *et al.* 2006, Fossen *et al.* 2007). Estudos teóricos e observações de campo indicam que as bandas de deformação podem se formar de 0 a 90° da direção de encurtamento, envolvendo combinações apropriadas de cisalhamento, dilatação e compactação (e.g. Mollema & Antonellini 1996, Du Bernard *et al.* 2002,

Aydin *et al.*, 2006, Fossen *et al.* 2007). A maioria das bandas de deformações descritas na literatura são bandas de cisalhamento com compactação associada (*compactional shear bands*) causada por reorganização dos grãos com ou sem cataclase (Fossen *et al.* 2007). Bandas de deformação envolvendo dilatação foram observadas em experimento e em campo, mas são raras (Antonellini *et al.* 1994, Borja & Aydin 2004). As bandas de compactação também têm sido descritas em experimentos (e.g. Olsson 1999) e têm sido reconhecidas em campo (e.g. Mollema & Antonellini 1996, Sternlof *et al.* 2005, Eichhubl *et al.* 2010, Fossen *et al.* 2011). Em campo foram reconhecidas bandas de compactação pura (Eichhubl *et al.* 2010, Fossen *et al.* 2011), denominadas bandas de compactação curvilíneas por Mollema & Antonellini (1996), e bandas de compactação realçadas por cisalhamento (Eichhubl *et al.* 2010, Fossen *et al.* 2011), denominadas bandas de compactação espessas por Mollema & Antonellini (1996). As bandas de compactação realçadas por cisalhamento foram definidas por Eichhubl *et al.* (2010) como bandas de deformação com quantidades aproximadamente iguais de cisalhamento e compactação. As bandas de compactação são favorecidas por alta porosidade (por exemplo, 20–30%) em arenitos ou areias grossas (Mollema & Antonellini 1996, Fossen *et al.* 2011). Estudos experimentais e teóricos indicam que a compactação é favorecida em relação ao cisalhamento por compressão assimétrica ( $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$ ) (Olsson 1999, 2000). Diversos pesquisadores sugerem ainda que as bandas de compactação se formam perpendicular à direção de compressão máxima pelo modo anti-crack ou de fechamento (Antonellini & Pollard 1995, Mollema & Antonellini 1996, Sternlof *et al.* 2005, Eichhubl *et al.* 2010).

Para compreender a formação das bandas de deformação é preciso identificar também os mecanismos de deformação. Os mais importantes são: o fluxo granular (deslizamento nos limites de grãos e rotação de grãos); a cataclase (fraturamento de grãos); a lubrificação por filossilicatos; e a dissolução e cimentação. Os mecanismos de deformação estão sujeitos às condições internas e externas, tais como, composição mineralógica, tamanho, forma e seleção dos grãos, cimentação, porosidade, estados de esforços, entre outros (Fossen *et al.* 2007). Com base nos mecanismos de deformação, Fossen *et al.* (2007) classificaram as bandas de deformação (Figura 1.5) em:

- Bandas de desagregação: desenvolvem-se por fluxo granular, comumente em areias e arenitos pouco consolidados (Figura 1.5A). Sua espessura varia em função da granulometria, apresentando em arenitos de granulação fina cerca de 1 mm de espessura, já em arenitos de granulação grossa podem apresentar até 5 mm.
- Bandas filossilicáticas ou de filossilicatos: se formam em areias ou arenitos com proporção de minerais laminares entre 10 e 15%. Correspondem a bandas de desagregação em que os filossilicatos facilitam o deslizamento dos grãos e resulta em deslocamentos maiores que aqueles apresentados por outros tipos de bandas de deformação (Figura 1.5 B). Os filossilicatos mais grossos tendem a se alinhar, formar trama e conferir cores a banda de filossilicatos, o que facilita sua identificação.
- Bandas cataclásticas: corresponde a banda de deformação descrita por Aydin (1978). O principal mecanismo de deformação é cataclase que promove a moagem dos grãos (Figura 1.5 C). A cominuição dos grãos resulta em endurecimento da estrutura por intertravamento dos grãos que, por sua vez, explica os pequenos rejeitos de cisalhamento ( $\leq 3 - 4$  cm) característicos desse tipo de banda de deformação. Esse tipo de banda de deformação se forma mais comumente em profundidades de 1,5 km a 3 km.
- Banda de dissolução e cimentação: a dissolução e cimentação de quartzo e outros minerais podem ocorrer nas faces quebradas de grãos por moagem ou deslizamento em bandas de deformação (Figura 1.5D). O crescimento de quartzo em bandas de deformação em arenitos ocorre, em geral, em profundidades entre 2 e 3 km e temperaturas superiores a 90° C, e pode ocorrer muito tempo depois da formação das bandas de deformação.

As bandas de cisalhamento apresentam comumente grãos fraturados e redução do tamanho dos grãos, porém esses processos não são pré-requisito para toda banda de cisalhamento (Aydin *et al.* 2006), as bandas de cisalhamento podem ser caracterizadas por desagregação, por exemplo (Fossen *et al.* 2007). A classificação cinemática pode ser aplicada juntamente a classificação por mecanismo de deformação, como, por exemplo, bandas de cisalhamento cataclásticas (Ballas *et al.* 2012) e bandas de compactação cataclásticas (Aydin *et al.* 2006, Fossen *et al.* 2011). Desse modo, as bandas de deformação podem ser melhor caracterizadas e classificadas.

Alguns autores não utilizam o termo bandas de deformação, pois o consideram incompleto por não especificar se resultam de falhas ou dobras. Em substituição utilizam termos como fraturas de cisalhamento (Engelder 1974) ou microfalhas (Magnavita 1992).

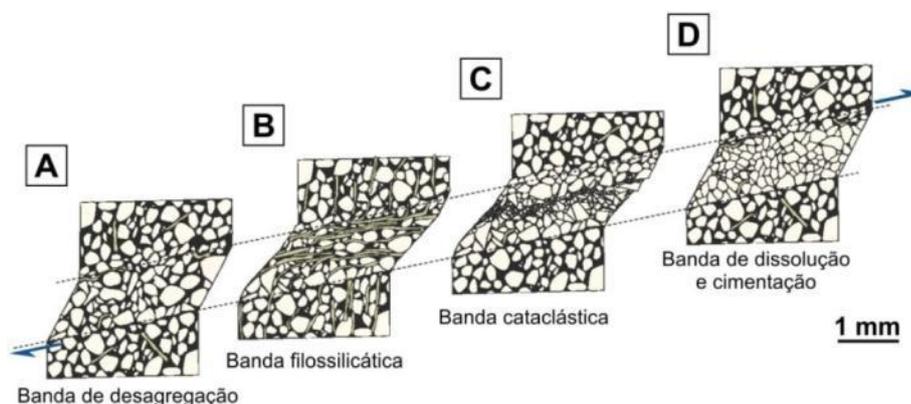


Figura 1.6: Diferentes tipos de bandas de deformação, separadas em função do mecanismo dominante de deformação (modificado de Fossen *et al.* 2007).

As bandas de deformação apresentam potencial para atuar tanto como conduto ao fluxo de fluidos, devido ao aumento da permeabilidade resultante de microfraturas, quanto como barreira, devido ao processo de cataclase dos grãos constituintes da rocha (Aydin 2000). A permeabilidade e a porosidade em amostras contendo bandas de deformação dependem do grau de cataclase, do conteúdo de argila, dos processos diagenéticos e de minerais autigênicos (Antonellini & Aydin 1995). Segundo Antonellini *et al.* (1994), em bandas de deformação com cataclase bem desenvolvida a permeabilidade na direção perpendicular à estrutura pode atingir valores três vezes menores que a permeabilidade da rocha parental, quando essa tem conteúdo de argila. No caso da rocha parental apresentar alta permeabilidade ocorre maiores quedas de permeabilidade devido a maior diferença de permeabilidade entre a banda de deformação e a rocha parental. Em bandas cataclásticas Ballas *et al.* (2012) identificaram redução de 10% de porosidade e redução da permeabilidade em três a cinco ordens de magnitude comparada a rocha parental. Verificaram ainda que capacidade de selamento coincide com o desenvolvimento de grupos de bandas cataclásticas.

Segundo Fossen *et al.* (2007), diferentes tipos de bandas de deformação têm diferentes efeitos sobre o fluxo de fluidos. Diversos fatores controlam o tipo de banda de deformação formada, tais como profundidade de soterramento, ambiente tectônico (estado de esforços), propriedades das rochas como grau de litificação,

composição mineralógica, granulometria, grau de seleção e forma de grãos. Fatores como porosidade, permeabilidade, pressão confinante, estado de esforços e cimentação podem variar com o passar o tempo. Conseqüentemente, bandas mais antigas são diferentes das bandas mais novas formadas na mesma rocha em maior profundidade de soterramento (Figura 1.7).

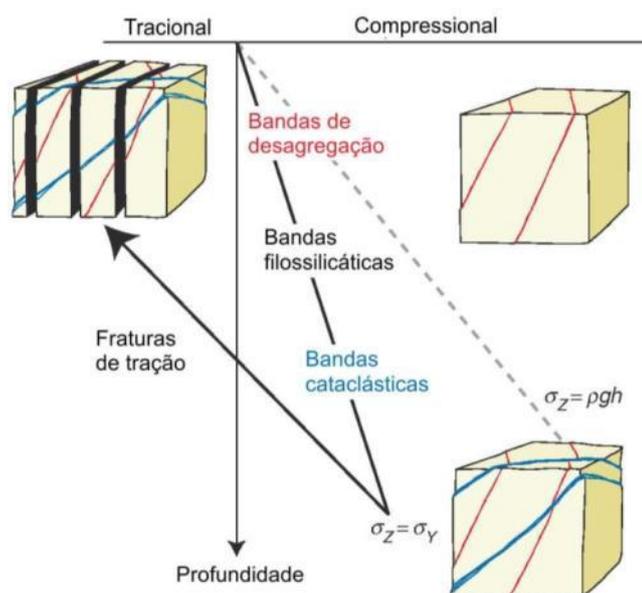


Figura 1.7: Diferentes tipos de bandas de deformação formadas em diferentes estágios de soterramento (Fossen 2012).

O avanço no entendimento do potencial selante de zonas de falha foi impulsionado por estudos sobre a caracterização das bandas de deformação quanto às suas feições microestruturais, relações com a diagênese e a história de soterramento. Além de estudos de correlações entre a deformação e o *timing* na geração e migração de hidrocarbonetos. Contudo, a grande variação no grau de deformação e espessura das bandas de deformação dificulta a formulação de métodos algorítmicos que definam o potencial selante dessas estruturas, tal como aqueles utilizados para definir o potencial selante de *shales smears* (Figura 1.8). Conforme Antonellini *et al.* (1994), existe uma incipiente relação entre a porosidade da rocha parental e a espessura da banda de deformação. Porém, como notado por Fossen & Bale (2007) a espessura pode variar bruscamente ao longo de uma mesma banda de deformação ou grupo de bandas de deformação. Por sua vez, a variação microestrutural ao longo de diferentes tipos de bandas de deformação também resulta em variações de porosidade e permeabilidade (Fossen & Bale 2007,

Torabi & Fossen 2009). Isso dificulta determinar o potencial selante ao longo dessas estruturas.

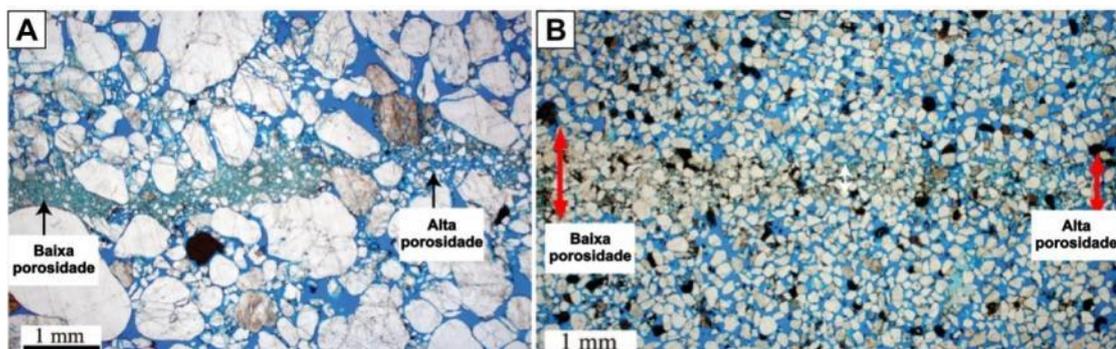


Figura 1.8: Variação do grau de deformação e da espessura em bandas de deformação. A) e B) Fotomicrografias de bandas de deformação nos arenitos Nubian (Tayiba Mines, Sinai) e Entrada (Deserto de San Rafael, Utah), respectivamente (Fossen & Bale 2007).

## 1.6. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 1.6.1. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná caracteriza-se como uma depressão alongada na direção NNE-SSW com cerca de 1.600.000 km<sup>2</sup> que abrange partes do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (Figura 1.9).

Segundo Zalán *et al.* (1990), trata-se de uma bacia flexural, de interior cratônico e natureza policíclica, desenvolvida no interior do paleocontinente Gondwana pelo resfriamento litosférico de uma região anormalmente aquecida durante o Ciclo Brasileiro. Um possível “rifte inicial” na forma de uma calha estreita orientada a N-S, acomodando a Formação Rio Ivaí, foi mapeado por Zalán *et al.* (1987). A hipótese de um rifte precursor como mecanismo responsável pela primeira fase de subsidência é discutida por alguns autores (e.g. Milani 1997). Grande parte da evolução estratigráfica-estrutural foi controlada por *trends* NW-SE, NE-SW e subordinadamente E-W, herdados do embasamento heterogêneo, constituído por núcleos cratônicos e faixas móveis aglutinados durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (Zalán *et al.* 1990).

Conforme Milani (1997), os processos de subsidência, soerguimento e magmatismo foram também influenciados por eventos tectônicos ocorridos nas margens ativas do paleocontinente Gondwana, durante o Paleozóico e Mesozóico (Figura 1.10). A implantação da bacia ocorreu em depressões alongadas NE-SW

geradas pela reativação de estruturas do substrato pré-cambriano por esforço compressional originado na borda do continente pela Orogenia Oclóyica (Ramos *et al.* 1986). Segundo Milani *et al.* (1998), durante o Praguiano-Emsiano ocorreu um ciclo de subsidência acelerada pela Orogenia Precordilheirana na margem gondwânica que resultou no rápido afogamento dos sistemas transicionais da Formação Furnas. A Orogenia Chanica, do Eocarbonífero, gerou subsidência muito bem documentada no antepaís e foi um tempo de não deposição na Bacia do Paraná, em função da presença e influência de geleiras. Ao final do Eopermiano ocorreu o clímax da Orogenia Sanrafaélica que modificou a morfologia da Bacia do Paraná. Associada a essa orogênica ocorre material vulcanogênico na seção do Eopermiano da bacia (Milani *et al.* 1998).

A bacia apresenta uma compartimentação estrutural por grandes zonas de falhas, refletidas em anomalias geofísicas lineares e rupturas de relevo, além de arqueamentos e flexuras. Segundo Rostirolla *et al.* (2006), a presença dos arqueamentos exerce papel fundamental na compartimentação estrutural, que resulta em três grandes domínios com diferentes estilos estruturais: 1) a norte do Arco de Ponta Grossa, 2) entre os arcos de Ponta Grossa e Rio Grande e 3) a sul do Arco de Rio Grande, este último coincidente com o limite da Bacia do Chaco-Paraná.

O preenchimento da bacia consiste de rochas sedimentares de origem terrígena, subordinadamente, ocorrem níveis isolados de calcários e evaporitos e rochas vulcânicas. Na sua calha central a bacia chega a apresentar 6.000 m de espessura. As principais unidades da bacia foram classificadas como sequencias tectono-sedimentares por Soares *et al.* (1978), grupos e formações por Schneider *et al.* (1974) e Milani *et al.* (1994) e sequencias deposicionais por Milani (1997).

Milani (1997) subdivide a bacia em seis sequências de 2ª ordem ou supersequências limitadas por discordâncias regionais (Figura 1.9 e Figura 1.10). Essas sequências retratam grandes estágios na evolução tectono-sedimentar da bacia, transcorridos durante intervalos de tempo. São elas:

- Rio Ivaí (Neo-ordoviciano – Eossiluriano): engloba, da base para o topo, as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria, que compõem o Grupo Rio Ivaí (Assine *et al.* 1994);
- Paraná (Neossiluriano – Neodevoniano): consiste das formações Furnas e Ponta Grossa, do Grupo Paraná;

- Gondwana I (Neocarbonífero – Eotriássico): compreende a sucessão sedimentar mais espessa da Bacia do Paraná composta, da base para o topo, pelos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois;
- Gondwana II (Meso-Neotriássico): corresponde a Formação Santa Maria, que ocorre restrito ao Estado do Rio Grande do Sul, individualizada em uma supersequencia por abrigar uma assembleia de vertebrados fósseis que não encontra equivalência em nenhuma outra porção da bacia;
- Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo): engloba a Formação Botucatu e a Formação Serra Geral, do Grupo São Bento. A Formação Botucatu abordada nesta pesquisa está descrita no capítulo 1.6.2;
- Bauru (Eo-Neocretáceo): a última grande fase deposicional engloba os depósitos continentais suprabasálticos Bauru e Caiuá, presentes do noroeste do Estado do Paraná, ao sul de Goiás.

A deposição das sequências ocorreu em diferentes ambientes tectônicos, que resultou em diversos episódios de subsidência intercalados com períodos de soerguimento e erosão parcial (Zalán *et al.* 1990, Soares 1991, Milani 1997 e 2004).

O desenvolvimento da Bacia do Paraná foi interrompido pelos movimentos da “Reativação Wealdeniana” (Almeida 1969). Consiste em um importante processo diastrófico manifestado a partir do Jurássico que envolveu a reativação de antigas falhas do embasamento da bacia, surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimento de bacias costeiras, acentuada subsidência da Bacia do Paraná e abertura do Oceano Atlântico Sul. O diastrofismo reativou principalmente os grandes lineamentos de direção NW-SE que criou novos conjuntos de falhas e fraturas, e propiciou a injeção e o extravasamento de grandes volumes de rochas ígneas do magmatismo toleítico do Serra Geral.

Associado a esse processo diastrófico ocorreu também magmatismo alcalino nas bordas da Bacia do Paraná, o qual se iniciou no Cretáceo Inferior estendendo-se até o Terciário (Mizusaki & Thomaz Filho 2004). O vulcanismo alcalino ocorreu nas estruturas marginais da Bacia do Paraná reativadas no Mesozóico, tais como: Arco de Bom Jardim de Goiás; Arco de São Vicente (Mato Grosso); Arco de Assunção (Mato Grosso, Bolívia e Paraguai); e Arco do Rio Grande (Rio Grande do Sul) (Traversa *et al.* 1996).

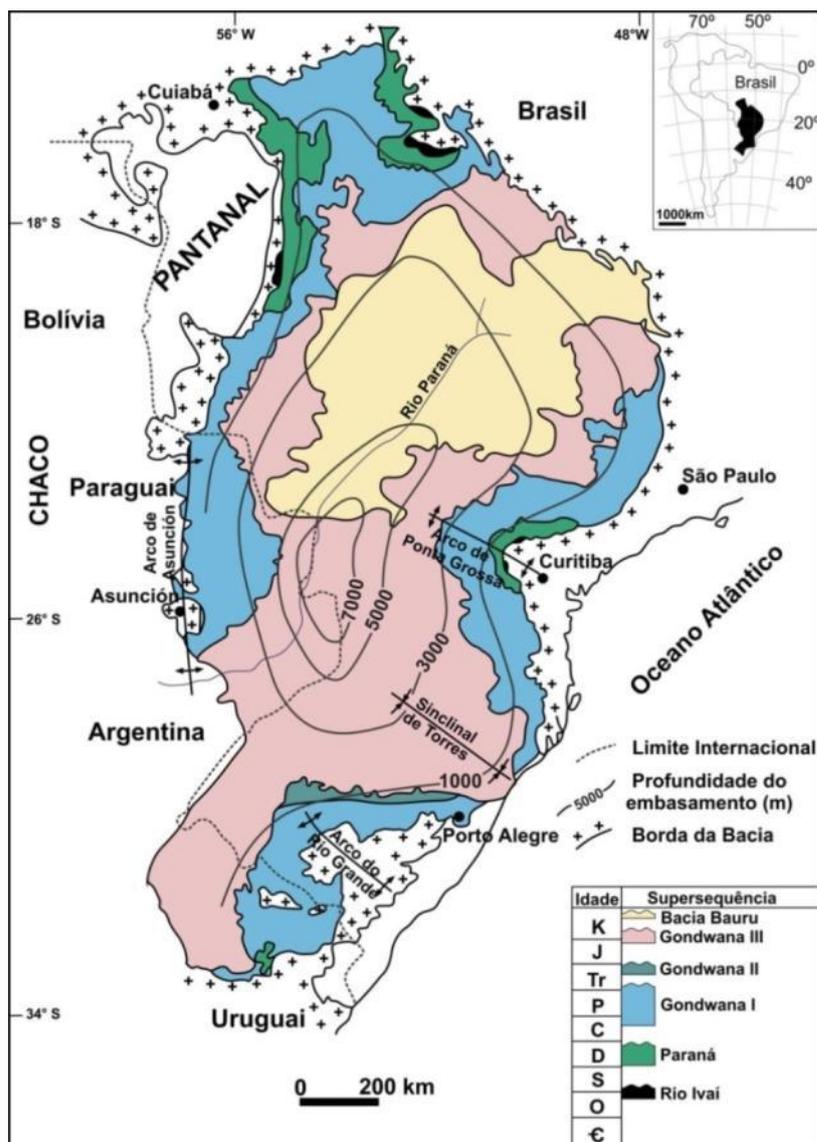


Figura 1.9: Mapa geológico com superseqüências para a Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino (modificado de Milani 1997).

Na direção do Lineamento Florianópolis, para oeste do Alto de Florianópolis (SC), ocorrem as intrusões alcalinas de Anitápolis, Lajes e Quarenta (Botuverá), denominadas de Província Alcalina de Santa Catarina. Situadas nas bordas da Bacia do Paraná, essas intrusões são associadas por Almeida (1983) aos movimentos do Arco de Ponta Grossa e do Sinclinal de Torres. As intrusões alcalinas de Lages fazem parte do domo homônimo, que será descrito no subcapítulo 1.6.3.

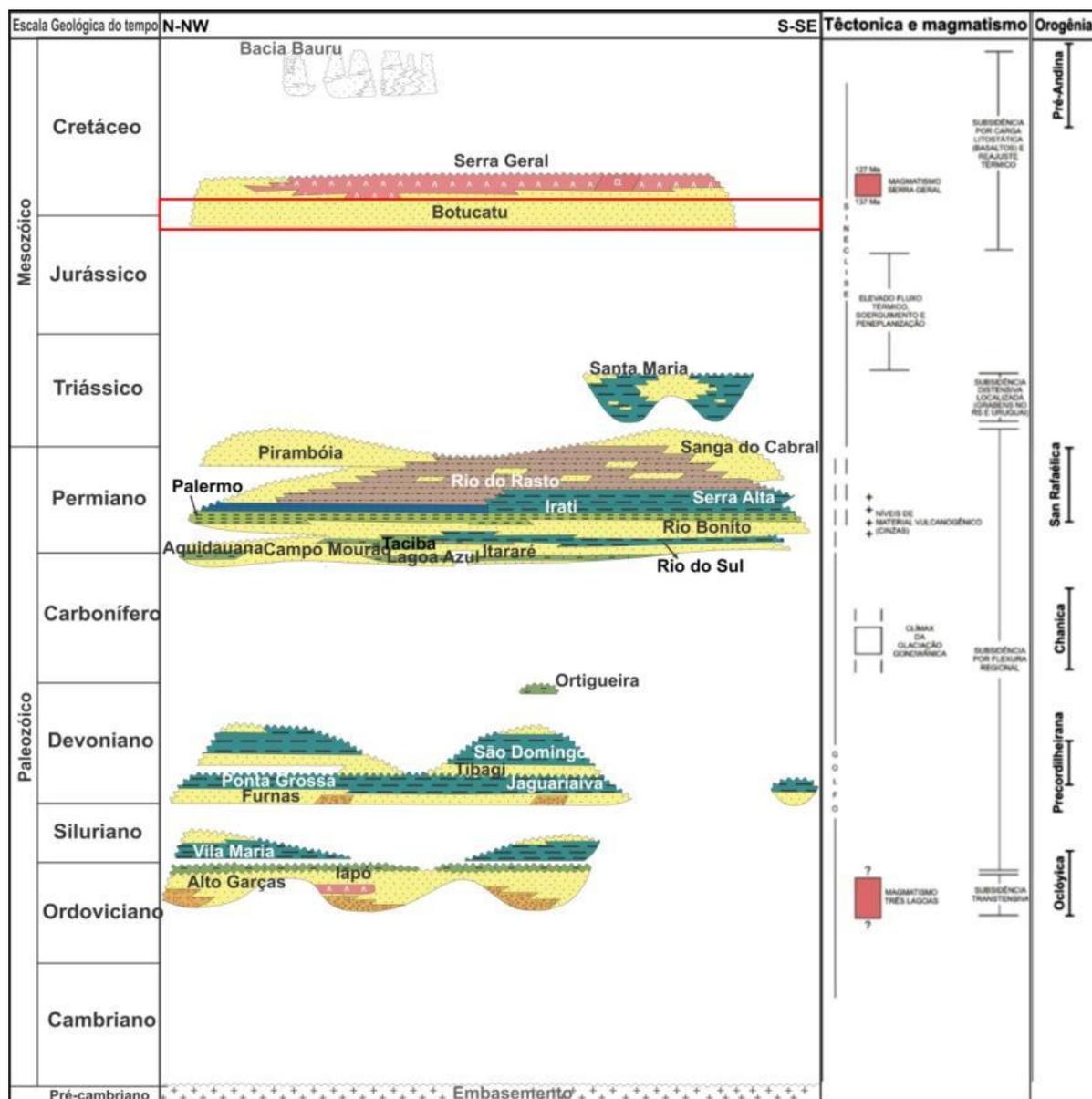


Figura 1.10: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (modificada de Milani *et al.* 2007) e correlação com as principais orogenias fanerozóicas sul-americanas indicadas por Zalán (2004).

### 1.6.2. Formação Botucatu

A Formação Botucatu é uma unidade eólica que cobre uma área superior a 1,1 milhões de km<sup>2</sup> (Almeida 1954, Salamuni & Bigarella 1967, Scherer 2000) e aflora ao longo da margem da Bacia do Paraná (Figura 1.11), incluindo áreas no Brasil, Uruguai e Argentina, e tem depósitos correlatos no continente Africano.

Essa formação foi depositada em sistema eólico seco com raros depósitos de interduna e frequente cavalgamento de dunas constituindo *draas* (Scherer 1998, Assine *et al.* 2004). A Formação Botucatu é constituída por arenitos com

estratificação cruzada, planar ou acanalada, de médio a grande porte (campos de dunas eólicas), com raras intercalações de arenitos com estratificação plano-paralela (interdunas secas). As camadas frontais dos estratos cruzados apresentam ângulos de mergulho altos, frequentemente tangenciais na base que reflete diminuição do tamanho dos grãos do topo para a base dos sets. Apresenta comumente alternância de lâminas de arenito fino e de arenito médio, o que resulta em característica bimodalidade textural (Assine *et al.* 2004). Em sua base, apresenta localmente estratos conglomerados e arenitos conglomeráticos, depositados por fluxos efêmeros, e arenitos grossos interpretados como lençóis de areia (Soares 1975, Almeida & Melo 1981, Scherer 1998, Scherer 2000).

A espessura dessa formação varia normalmente entre 50 e 150 m na faixa de afloramento na borda leste da bacia, podendo alcançar 200 m em subsuperfície. Isso ocorre em função da distribuição dos campos de dunas e da sua preservação devido ao recobrimento pelos derrames vulcânicos (Soares 1975, Assine *et al.* 2004).

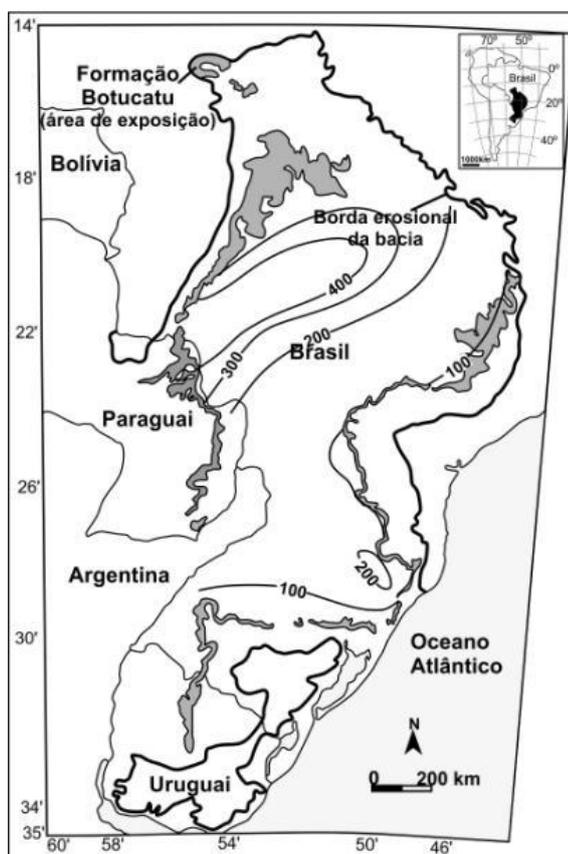


Figura 1.11: Área de exposição e mapa de isópacas de subsuperfície da Formação Botucatu e unidades correlatas nas bacias do Paraná e Chaco-Paraná (modificado de Milani 1997).

Em sua base, a formação é limitada por uma discordância regional, que se estende ao longo da bacia (Milani *et al.* 1998). No topo ocorre intercalada e recoberta pelas rochas vulcânicas do Magmatismo Serra Geral, o que sugere que as condições desérticas persistiram durante o vulcanismo (Scherer 1998, Milani *et al.* 1998). Datações de basaltos da Formação Serra Geral (Cordani & Vandomos 1967) revelaram idades entre 119 e 147 Ma, com concentrações entre 120 e 130 Ma, com isso a Formação Botucatu passou a ser considerada de idade jurássica, com topo no limite Jurássico/Cretáceo. Com base em icnofósseis de vertebrados identificados nos estratos eólica, Bonaparte (1996) também atribuiu idade entre o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior à Formação Botucatu. Milani *et al.* (1998) aceitou essa idade, em sua proposta de uma estratigrafia Mesozóico da Bacia do Paraná.

### **1.6.3. Domo de Lages**

O Domo de Lages localiza-se logo a norte da cidade homônima, na porção centro-sul do estado de Santa Catarina e cerca de 120 km da borda leste da Bacia do Paraná (Figura 1.12). Foi definido por Loczy (1968) como um domo vulcânico de forma circular onde as rochas alcalinas penetraram e arquearam as rochas sedimentares da Bacia do Paraná. A distribuição das unidades geológicas da área é condicionada pela estrutura dômica, de tal forma que na parte central da janela estratigráfica expõem-se rochas mais antigas da Bacia do Paraná (Grupo Itararé) e corpos alcalinos, aparecendo sucessivamente em direção à borda da estrutura, rochas estratigraficamente mais novas (Grupo São Bento) (Roldan 2007). Dados de acamamento das rochas expostas no domo demonstram que a estrutura apresenta um eixo maior orientado próximo de NW-SE, que juntamente com os diques com direção NE-SW, sugerem um esforço compressivo NE-SW (Roldan 2007).

Essa ocorrência de rochas alcalinas foi denominada de Distrito Alcalino de Lages por Scheibe (1986). Esse autor dividiu as rochas alcalinas em leucocráticas (fonolitos, analcima traquitos e nefelina sienitos) e ultrabásicas (olivina melilitos e lamprófiros, geralmente na forma de diques). As idades obtidas para essas rochas pelo método K/Ar foram idades de 63 Ma e máxima de 78 Ma e por Rb/Sr foi de  $81 \pm 8$  Ma (Scheibe *et al.* 1985, Scheibe 1986), que situam estas rochas no Cretáceo Superior e início do Paleógeno.

Segundo Almeida (1983), a intrusão alcalina de Lages e de outras regiões de Santa Catarina estão associada à reativação tectônica de falhas tardibrasilianas

situadas ao sul de Santa Catarina. O mesmo autor ressalta o fato do Domo de Lages estar localizado na região de inflexão entre duas feições tectônicas regionais importantes da bacia: o Arco de Ponta Grossa, a norte, e o Sinclinal de Torres, a sul. Comin-Chiaromonti *et al.* (2002) associam as rochas alcalinas de Lages ao estágio mais avançado (~ 72 Ma) da “Reativação Wealdeniana” de Almeida (1969). O magmatismo alcalino de Lages pertence à quarta e última fase do magmatismo alcalino no sul do Brasil (Traversa *et al.* 1996).

Segundo Roldan (2007), a extensa área de ocorrência dessas rochas sugere que o magmatismo não estaria ligado a uma estrutura ou mesmo ao cruzamento delas, mas ao alçamento como um todo de um bloco do embasamento da bacia, o bloco de Lages. Já a colocação das rochas alcalinas teria ocorrido em zonas de fraquezas associadas a descontinuidades do embasamento (Figura 1.12), entre eles os lineamentos Corupá, Rio Engano, Rio do Sul, Rio Hercílio, Serra Geral e Rio Canoas (Roldan 2007).

A reativação tectônica de estruturas do embasamento pré-cambriano foi importante na formação de altos estruturais nas unidades fanerozóicas da Bacia do Paraná, processo determinante na deformação do arcabouço (Soares *et al.* 1982, Almeida 1983, Zalán *et al.* 1987 e 1990, Riccomini 1995, Rostirolla *et al.* 2000). Outros modelos também são considerados para explicar a formação de estruturas dômicas na bacia: intrusões de rochas alcalinas (Loczy 1966); falhas indiferenciadas, dobras (ou ambos), subsidência da bacia como um todo (Soares 1974); e o de impacto de meteoritos, a exemplo das regiões de Vargeão (SC), Cerro do Jarau (RS) e Piratininga (SP) (Hachiro *et al.* 1994).

Os estudos existentes no Domo de Lages se concentram na mineralogia e petrologia das rochas alcalinas, enquanto os trabalhos estruturais e tectônicos são poucos. Loczy (1966, 1968) realizou mapeamentos na região do domo e identificou deslocamentos de até 360 m em falhas, que seria resultante de processos tectônicos recorrentes tais como, arqueamento, subsidência e colapso, erosão e peneplanização e, por último, rejuvenescimento dos processos vulcânicos. Esse autor reconheceu ainda importantes alinhamentos na região, como o Itajaí do Oeste, o Itajaí do Sul e o Hercílio, bem como os grandes falhamentos NW que afetam a Formação Serra Geral na região.

Segundo Roldan (2007), as estruturas presentes no domo consistem basicamente de juntas de cisalhamento e extensão, falhas transcorrentes destrais e

falhas normais. O autor descreveu pela primeira vez a presença de falhas transcorrentes que afetam as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages. Definiu ainda um modelo evolutivo para a região: (1) regime compressivo NE-SW, que teria atuado durante a estruturação do domo, no fim do Cretáceo. Esse regime também atuou durante e após a intrusão e resfriamento das rochas alcalinas com a geração de falhas transcorrentes dextrais NNE-SSW e NE-SW e sinistrais e E-W; (2) erosão e denudação do domo e remoção de camadas acima da cota atual de 1200 m; (3) período de estabilidade tectônica e aplainamento de toda a região e geração de uma paleo-superfície que hoje se encontra nesta cota; (4) desenvolvimento de falhas normais NW-SE no Mioceno, geração do lineamento do Rio Canoas, inversão da drenagem principal para o interior do continente e início da dissecação da superfície aplainada e; (5) segue-se nova extensão na direção NW-SE com geração de falhas normais NE-SW e reativação das falhas transcorrentes.

Conforme Machado *et al.* (2012), as estruturas identificadas na região do Domo de Lages, com direções N-S (NNE a NNW) e E-W (ENE a ESE) e, secundariamente, NE e NW, são relacionadas à reativação de estruturas do embasamento. As duas primeiras direções correspondem a falhas transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente. Estas teriam se formado sob um campo de tensão  $\sigma_1$  orientado NE-SW, cuja idade situa-se entre Eocretáceo e o Terciário.

Na região da borda leste da Bacia do Paraná que inclui o Domo de Lages, Jacques (2013) identificou três sistemas de falhas transcorrentes pós-vulcanismo Serra Geral que lhe permitiram caracterizar três eventos tectônicos: no Cretáceo Inferior com orientação da compressão máxima ( $\sigma_1$ ) ao redor de N-S; no Cretáceo Superior ao Terciário com orientação da compressão máxima ( $\sigma_1$ ) próxima de NE-SW; e um último no Neógeno com orientação da compressão máxima ( $\sigma_1$ ) ao redor de E-W (ESSE-WNW). Jacques (2013) relaciona os dois primeiros eventos com o regime de deformação resultante da abertura do Oceano Atlântico (transtração) e o último com a influência da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana (transpressão).

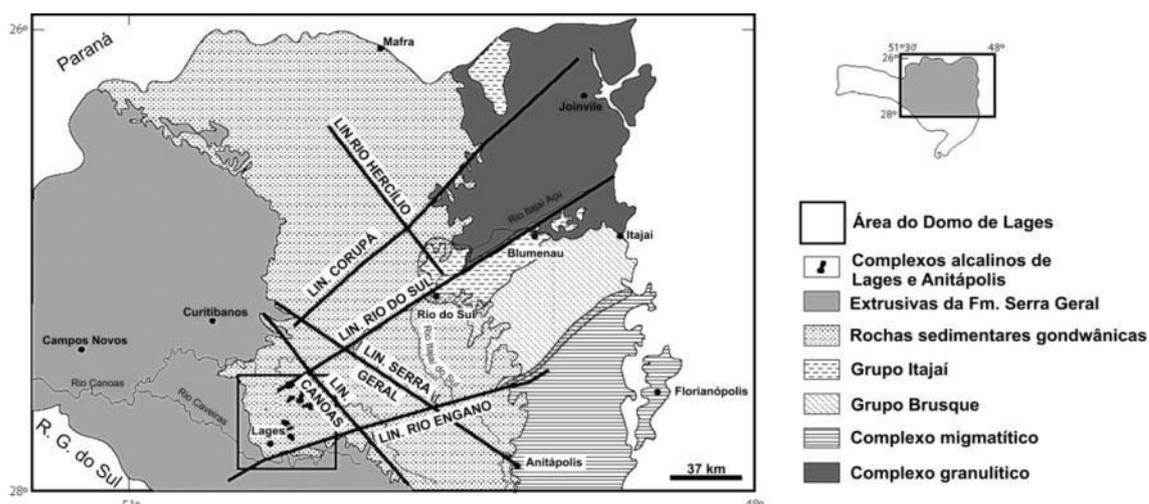


Figura 1.12: Contexto geológico da porção centro-leste do Estado de Santa Catarina mostrando os principais lineamentos estruturais da borda leste da Bacia do Paraná e do escudo catarinense (modificado de Roldan 2007).

#### 1.6.4. Sistema Aquífero Guarani

O Sistema Aquífero Guarani, um dos maiores e mais importantes aquíferos, tem sido estudado por diversos pesquisadores com enfoque em diferentes temas, tais como estratigrafia, hidrodinâmica, controle estrutural, hidrologia, hidrogeologia, entre outros (e.g. Almeida 1954, Bigarella & Salamuni 1961, Souza Filho & Algarte 1979, Araújo *et al.* 1995, Rosa Filho *et al.* 1987, 1998, 2001 e 2003, Strugale *et al.* 2002, Portela Filho *et al.* 2005, Soares 2008, Foster *et al.* 2009, Santa Ana *et al.* 2009, Hirata *et al.* 2011).

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) se localiza na Bacia do Paraná com uma área de 1,1 milhão de km<sup>2</sup> (Figura 1.13), que se estende do centro-sul do Brasil para o Paraguai, Argentina (Bacia Chaco-Paraná) e Uruguai (Araújo *et al.* 1999). O SAG engloba rochas areníticas do Triássico (formações Pirambóia e Rosário do Sul, no Brasil, e Buena Vista no Uruguai) e do Jurássico (formações Botucatu no Brasil, Misiones no Paraguai e Taquarembó no Uruguai e na Argentina) que são recobertas pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Portela Filho *et al.* 2005, Hirata *et al.* 2011). As rochas arenosas das formações Pirambóia e Botucatu foram depositadas em ambiente flúvio-eólico e eólico, respectivamente. Os arenitos da Formação Botucatu constituem os melhores reservatórios do SAG com 8,7 m/d de condutividade hidráulica contra 1,9 m/d das rochas da Formação Pirambóia (Araújo *et al.* 1999).

A recarga desse aquífero ocorre nas porções altimetricamente mais elevadas das bordas leste, sudeste e noroeste da Bacia do Paraná, enquanto que a descarga ocorre principalmente na região que acompanha a calha dos cursos inferiores dos principais rios da Bacia do rio Prata, como o rio Paraná (Araújo *et al.* 1995). De modo geral, o fluxo de água subterrânea ocorre de NE para SW (Araújo *et al.* 1999). Em poços profundos é possível a extração por unidade de captação de até 1.000.000 L/h, por vezes sob condições de confinamento e que se encontram subjacente a um conjunto de rochas magmáticas da Formação Serra Geral (Portela Filho *et al.* 2005).

A atual configuração do SAG é influenciada por depocentros de derrames da Formação Serra Geral, ativação regional de sistemas de falhas, soerguimentos das bordas da bacia e arcos de Ponta Grossa, Campo Grande, Rio Grande e Sinclinal de Torres (Araújo *et al.* 1999). A anisotropia estrutural que condiciona o SAG, assim como as heterogeneidades estratigráficas geram variações hidrogeológicas, hidráulicas, hidroquímicas e termais nas águas desse aquífero. A presença dos diques na Bacia do Paraná compartimenta estruturalmente o SAG em três partes: (1) a norte do Arco de Ponta Grossa, (2) entre os arcos de Ponta Grossa e Rio Grande e (3) a sul do Arco de Rio Grande. Esses compartimentos apresentam regimes hidrológicos distintos, sendo o gradiente de fluxo regional modificado por descargas locais induzidas pelo cruzamento de falhas regionais e enxames de diques (Araújo *et al.* 1995). No estado de São Paulo, por exemplo, o SAG apresenta fluxo de água relativamente lento e altos valores de isótopos  $\delta^{18}\text{O}$ , que podem ser associados com o fluxo restrito e conexões limitadas, que são controlados por diversas feições geológicas, como o Arco de Ponta Grossa (Hirata *et al.* 2011).

Estudos demonstram que os grandes alinhamentos presentes na Bacia do Paraná, que consistem no somatório de diques e/ou falhas, condicionam a potenciometria, vazão, capacidade específica, potencial hidrogeniônico (pH) e sólidos totais dissolvidos (STD) das águas do SAG e também permitem a conexão entre esse aquífero e o Sistema Aquífero do Serra Geral (Strugale *et al.* 2002, Portela Filho *et al.* 2005). Fraturamentos em rochas da Formação Serra Geral podem permitir a passagem de água desde a superfície até o SAG modificando as características físico-químicas da água desse aquífero (Rosa Filho *et al.* 1998).



Figura 1.13: Mapa da extensão do SAG na América do Sul (modificado de Favetto *et al.* 2011)

Na região onde a charneira do Arco de Ponta Grossa (entre os alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva) intersecta a faixa de afloramentos das formações Pirambóia e Botucatu Strugale *et al.* (2002) identificaram intensa segmentação e basculamento das rochas por falhas e zonas de falhas, com rejeitos de até 100 m. Nessa região o padrão estrutural mais proeminente é controlado por falhas N40-50W e N40-60E, que formam compartimentos de geometria aproximadamente romboédrica, e podem se conectados por fraturas N-S e E-W mais recentes. As falhas são comumente preenchidas por diabásios ou com bandas de deformação nos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu com larguras que variam de poucos milímetros a mais de um metro. A presença de diques, falhas e bandas de deformação promovem a existência de barreiras e condutos, cuja disposição geométrica influencia diretamente a circulação da água no SAG (Strugale *et al.* 2002).

## CAPÍTULO 2

# IMPACT OF DEFORMATION BANDS IN POROUS SANDSTONES OF THE BOTUCATU FORMATION IN EASTERN PARANÁ BASIN, BRAZIL<sup>1</sup>

---

### 2.1. ABSTRACT

This study examines deformation bands identified in sandstones of the Botucatu Formation, a stratigraphic unit that is part of the Guarani Aquifer System (GAS). Analysis of the microstructural characteristics allows the identification of three types of deformation bands: shear bands, compaction bands, and shear-enhanced compaction bands. The observation of different styles of microstructural fabric suggests that the three types of deformation bands formed at different times and under different conditions of diagenesis, porosity, kinematics and deformation mechanisms. All types are characterized by porosity reduction, as well as other deformation bands previously described in the Botucatu Formation, which indicate their potential influence on groundwater flow in the GAS which should be considered in hydrogeological studies.

Keywords: Deformation bands, Botucatu Formation, Guarani Aquifer System.

### 2.2. RESUMO

Este estudo examina bandas de deformação identificados em arenitos da Formação Botucatu, uma unidade estratigráfica que faz parte do Sistema Aquífero Guarani (SAG). Análise das características microestruturais permite a identificação de três tipos de bandas de deformação: bandas de cisalhamento, bandas de compactação, e bandas de compactação reforçada-cisalhamento. A observação de diferentes estilos de tecido microestrutural sugere que os três tipos de deformação bandas formadas em diferentes momentos e em diferentes condições de diagênese,

---

<sup>1</sup>Artigo submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*.

Autores: Mérolyn Camila Naves de Lima Rodrigues<sup>1,2</sup>; Barbara Trzaskos<sup>2</sup>; Fernando Farias Vesely<sup>2</sup>; Gustavo Barbosa Athayde<sup>3</sup>; Fernando Mancini<sup>2</sup>.

<sup>1</sup>Universidade Federal do Paraná/Programa de Pós Graduação em Geologia; <sup>2</sup>Universidade Federal do Paraná/Departamento de Geologia/Laboratório da Análise de Bacias e Petrofísica; <sup>3</sup>Universidade Federal de Pelotas/Unidades e Cursos de Graduação/Centro de Desenvolvimento Tecnológico.

porosidade, cinemática e mecanismos de deformação. Todos os modelos são caracterizados por redução da porosidade, bem como outras bandas de deformação previamente descritos na Formação Botucatu, que indicam a sua possível influência sobre o fluxo de águas subterrâneas no SAG que deve ser considerada em estudos hidrogeológicos.

Palavras-chave: bandas de deformação, Formação Botucatu, Sistema Aquífero Guarani.

### 2.3. INTRODUCTION

The study of brittle deformation in porous sedimentary rocks is primarily focused on understanding the structural modifications superimposed on stratigraphic heterogeneities (e.g. Shipton and Cowie 2001, 2003, Aydin *et al.* 2006, Fossen *et al.* 2011, Sallet & Wibberley 2010). These studies are extensively applied in the evaluation of petroleum reservoirs because structural anisotropies control permeability pathways and, by consequence, interfere with the planning of fluid injection and production wells (e.g. Aydin 2000, Parnell *et al.* 2004, Sternlof *et al.* 2006). In this context, deformation bands are of great relevance once they can either reduce or increase the original porosity and permeability of sandstones (e.g. Fossen & Bale 2007, Fossen *et al.* 2007).

The Guarani aquifer system (GAS) of the Paraná Basin has been the focus of numerous studies seeking to understand the aquifer hydrodynamics, hydrology, hydrogeology, hydrochemistry, hydrotherapy, and stratigraphy, among other disciplines whose application sometimes indicates a structural control (e.g. Almeida 1954, Bigarella & Salamuni 1961, Souza Filho & Algarte 1979, Araújo *et al.* 1995, Rosa Filho *et al.* 1987, 1998, 2001, 2003, Strugale 2002, Portela Filho *et al.* 2005, Soares, 2008; Foster *et al.*, 2009; Santa Ana *et al.*, 2009; Hirata *et al.*, 2011). Although there are no studies specifically aimed at characterizing the structural anisotropy of the aquifer, regional studies have identified the conditioning of the aquifer by faults, dykes, and especially by large structures such as the Ponta Grossa Arch (e.g. Strugale 2002, Portela Filho *et al.* 2005, Soares 2008, Oliveira & Campos 2012).

Deformation bands, in the form of tabular strain localization structures found in porous rocks characterized by Aydin (1978), were identified in sandstones of the Pirambóia and Botucatu formations in the Ponta Grossa Arch region (Strugale *et al.* 2007) and in the region that includes the Jacu Dome and Anhembi High (Araújo 2003). Strugale (2002) indicated that the deformation bands of the Ponta Grossa Arch region have the potential of interfering with water flow in the SAG, primarily as a barrier, depending on the thickness of these structures. The identification of deformation bands in the sandstones of the Pirambóia and Botucatu formations in outcrop indicates the potential existence of these structures in the subsurface. Besides the Pirambóia and Botucatu formations, deformation bands in the Paraná Basin were identified only in Carboniferous sandstones of the Itararé Group in the southern flank of the Ponta Grossa Arch (Rostirolla *et al.* 2001, Trzaskos 2006).

Although deformation bands have been described in the stratigraphic units that constitute the GAS, the effect of these structures on reservoir properties have not been explored. In addition, many researchers consider only the dykes of the Paraná Magmatic Province as potential barriers for groundwater flow. For this reason, the present study intends to illustrate the impact of deformation bands on porosity and permeability of eolian sandstones of the Botucatu Formation in order to evaluate their possible role in the compartmentalization of the GAS.

## **2.4. GEOLOGICAL SETTING**

### **2.4.1. Paraná Basin and Botucatu Formation**

The Paraná Basin is a large Phanerozoic intracratonic basin covering more than 1,000,000 km<sup>2</sup> of southern Brazil and extending across another 400,000 km<sup>2</sup> of Paraguay, Uruguay, and Argentina. The basin has an elliptical shape with a NNE-SSW orientation and about two-thirds of its area is covered by Cretaceous volcanic rocks. The sedimentary-volcanic succession spans in age from the Late Ordovician to the Early Cretaceous (Figura 2.1) and is up to 7,000 m thick in the central part of the basin. Outcrops of the sedimentary pile occur over a 5,500 km-long belt that surrounds almost the entire basin.

The basin has a polycyclic tectonic development, comprising at least six major phases of subsidence alternated with long periods of uplift and erosion. Different

mechanisms of tectonic subsidence in the intracratonic domain have been proposed, which include thermal relaxation after the Precambrian Brasiliano orogenic cycle (Zalán *et al.* 1990), intraplate flexure due to convergence along the Protopacific Margin of Gondwana (Ramos *et al.* 1986), rifting associated with reactivation of basement structures (Milani, 1997). The history of the deformation is strongly due to reactivation of NE-SW Precambrian shear zones during the Paleozoic (e.g. Rostirolla *et al.* 2001) and fracturing associated with the South Atlantic rifting in the Early Cretaceous (Zalán *et al.* 1990).

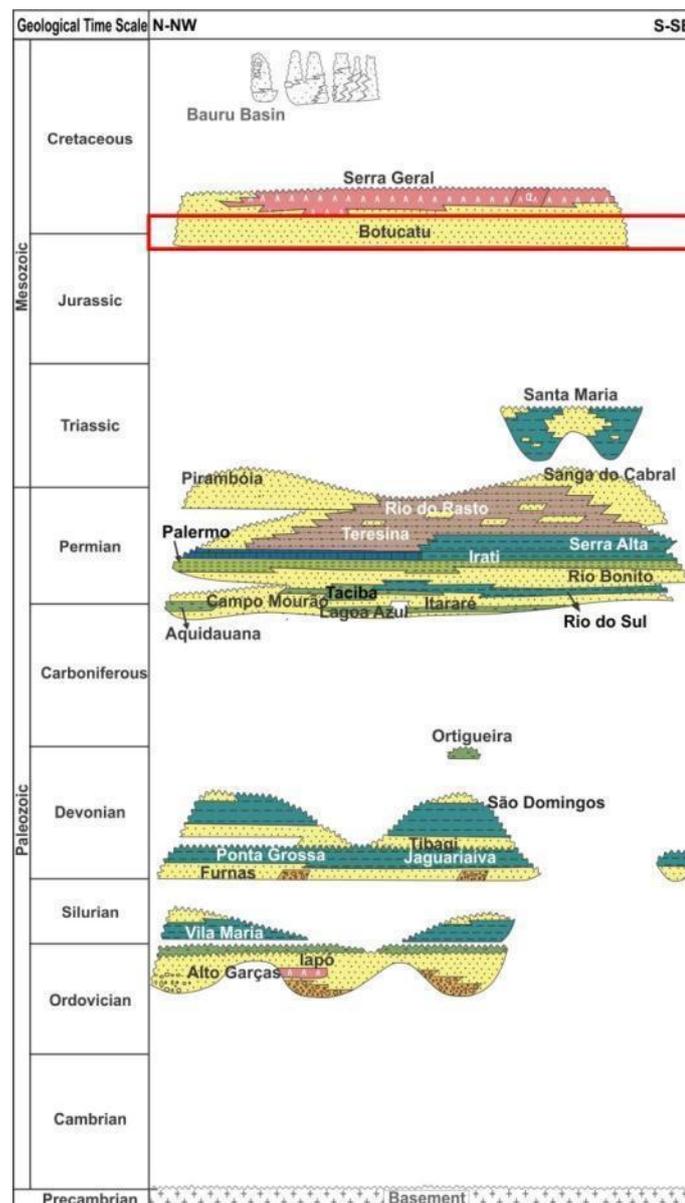


Figura 2.1: Stratigraphic chart of the Paraná Basin (adapted from Milani *et al.* 2007) with the Botucatu Formation highlighted.

The Botucatu Formation, addressed in this study, is part of the Late Jurassic to Early Cretaceous supersequence of the Paraná Basin (Milani *et al.* 2007) and consists of widespread eolian sandstones deposited on a large dry desert environment. The unit covers an area exceeding 1.3 million km<sup>2</sup> (Figura 2.2) and its thickness varies between 50 and 150 m in the outcropping zone at the eastern edge of the basin to up to 200 m in the subsurface (Soares 1975, Assine *et al.* 2004). The formation is composed of fine to medium, locally very fine and coarse, quartz sandstones with high textural and mineralogical maturity (Assine *et al.* 2004), displaying planar or trough, medium- to large-scale, cross-stratification (dunes) or plane-parallel stratification (dry interdunes) (Salamuni and Bigarella 1967, Scherer 1998, Scherer 2000, Assine *et al.* 2004). Subarkoses and conglomerates occur subordinately and mostly at the lower part of the unit, the latter being interpreted as torrential, ephemeral streams (Soares 1975).

The Botucatu Formation is conformably covered by volcanic rocks of the Serra Geral Formation (Scherer 1998, Milani *et al.* 1998), which is the extrusive component of the Paraná Igneous Province (Figura 2.1). The Serra Geral Formation is essentially basaltic, with local occurrence of intermediate and acidic rocks and can reach 2,000 m in thickness. The magmatism peaked between  $137 \pm 0.7$  Ma and  $126.8 \pm 2.0$  Ma (Turner *et al.* 1994) and is related to the diastrophic process that manifested during the Early Cretaceous period and interrupted the evolution of the Paraná Basin.

#### **2.4.2. Guarani Aquifer System**

The Guarani Aquifer System (GAS), one of the largest and most important aquifers worldwide has an area of 1.2 million km<sup>2</sup> (Figura 2.2), which extends from the center of southern Brazil to Paraguay, Argentina (Chaco-Paraná Basin), and Uruguay (Araújo *et al.* 1999). The GAS includes clastic rocks of the Permian-Triassic (Pirambóia and Rosario do Sul formations in Brazil and Buena Vista Formation in Uruguay) and Jurassic to Early Cretaceous (Botucatu Formation in Brazil, Misiones Formation in Paraguay, and Taquarembó Formation in Uruguay and Argentina). The eolian sandstones of the Botucatu Formation are the best reservoirs of the GAS, with a hydraulic conductivity of 8.7 m/d compared to the 1.9 m/d of the fluvial-eolian rocks of the Pirambóia Formation (Araújo *et al.* 1999).

Aquifer recharge occurs in the highest elevations of the eastern, southeastern, and northwestern edges of the Paraná Basin, with flow generally from NE to SW, whereas the discharge occurs mainly in the region surrounding the lower courses of major rivers in the Plata River Basin, such as the Paraná River (Araújo *et al.* 1995, 1999). In deep wells, it is possible to extract up to 1,000,000 L/h per unit uptake, sometimes under confined conditions and in areas underlying magmatic rocks of the Serra Geral Formation (Portela Filho *et al.* 2005).

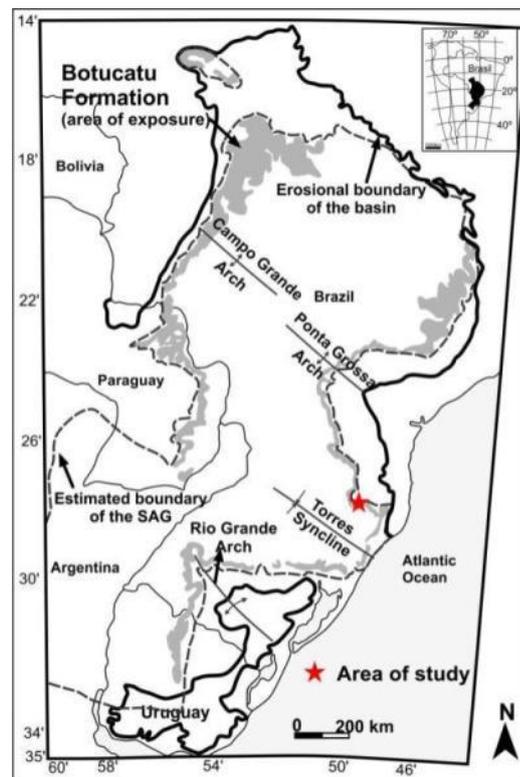


Figura 2.2: Map with delimitation of the Guarani aquifer system (GAS) and the exposure areas of the Botucatu Formation and correlative units in the Paraná and Chaco-Paraná basins (modified from Scherer 2000 and Favetto *et al.* 2011).

The structural of the GAS is influenced by regional fault systems, the uplifting of the basin edges and major flexures such as the Ponta Grossa, Campo Grande and Rio Grande arches and the Torres Syncline (Araújo *et al.* 1999), which similarly to the stratigraphic heterogeneities, generate hydrogeological, hydraulic, hydrochemical, and thermal variations in the aquifer. According to Araújo *et al.* (1995), dykes associated with the Serra Geral magmatism divide the SAG into three major compartments with different hydrological regimes: (1) north of the Ponta Grossa Arch, (2) between the Ponta Grossa and Rio Grande arches, and (3) south of

the Rio Grande Arch. Regional flow can be further modified by local discharges induced by the crossing of regional faults and dyke swarms (Araújo *et al.* 1995). In the state of São Paulo, for example, the SAG has relatively slow water flow and high values of  $\delta^{18}\text{O}$  isotopes. These features may be associated with restricted flow and limited connections, which are controlled by various geological features, such as the Ponta Grossa Arch (Hirata *et al.* 2011).

## 2.5. STUDY AREA AND METHODS

The examined area is located in the south-central portion of Santa Catarina State, close to the city of Lages and approximately 120 km west from the eastern edge of the Paraná Basin (Figura 2.3). Although this part of the basin is dominated by the Serra Geral volcanics, remarkably is the presence of the Lages Dome, a roughly circular structure that exposes older sedimentary units of the basin. The central part of the dome exposes Permian rocks (Itararé Group) and alkaline bodies, whereas the periphery of the structure has outcrops of the Botucatu Formation.

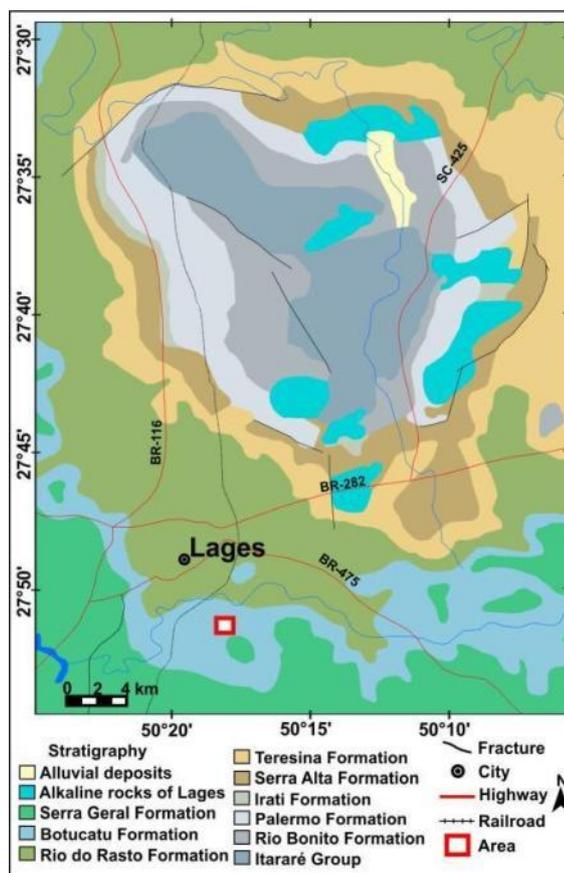


Figura 2.3: Geologic map of the Lages Dome showing the location of the study area (Provided by the CPRM - Geological Survey of Brazil 2004).

According to Roldan (2007), the Lages Dome formed by the intrusion of alkaline rocks in the Late Cretaceous through zones of weakness associated with discontinuities in the basement. The structure has a major NW-SE axis, which together with the NE-SW dikes, suggests a NE-SW compressive stress. The magmatic event is associated to the fourth and final phase of alkaline magmatism in southern Brazil (Traversa *et al.* 1996), with ages of 63 to 78 Ma by K/Ar dating and  $81 \pm 8$  Ma by the Rb/Sr method (Scheibe *et al.* 1985, Scheibe 1986).

Fieldwork was performed in the southern edge of the dome, where eolian sandstones of the Botucatu Formation occur as natural exposures. The deformation bands were described macroscopically considering their thickness, tridimensional geometry and orientation. Samples of both deformed and undeformed sandstones were taken for petrography, which was done using optical microscopy and optical cathodoluminescence. Spatially-oriented thin sections were prepared following the horizontal plane, which is approximately perpendicularly to the deformation bands.

The compositional and textural characteristics were determined by optical microscopy and optical cathodoluminescence. The composition and porosity of parental rock was determined by point counting (300 points).

Twenty-four thin sections were prepared from samples impregnated with blue epoxy under a vacuum; five of the thin sections were from the parent rock and 19 were of the rock with the deformation bands. For point counting, 19 thin sections were selected. The cathodoluminescence analysis was performed with eight thin sections in a *Citl Cold Cathode Luminescence* 8200, Tecnosin, coupled to a petrographic microscope. The parameters used for the procedure were a vacuum of 0.03 torr, a current of  $\approx 20$  kv, and an amplitude of 250 nλ.

## **2.6. OUTCROP CHARACTERISTICS OF DEFORMATION BANDS**

The studied site exposes fine to medium, well- to moderately sorted sandstones, composed of subrounded to well-rounded grains of quartz, feldspar (microcline and plagioclase), and lithic fragments (shale, siltstone, and mainly quartzite), being classified as subarkoses based on Folk (1968). The omnipresence of large scale trough cross stratification (sets thickness between 2 and 5 meters) and the lack of fine-grained beds indicate that the sandstones are the product of

windblown deposition in a dry eolian setting (Figura 2.4B), which typically characterizes the Botucatu Formation.

Three different types of deformation bands were identified in these sandstones - shear bands (SB, Figura 2.4C), compaction bands (CB, Figura 2.4D), and shear-enhanced compaction bands (SECB, Figura 2.4E). The distinction between bands is difficult in the field because no significant differences are observed at first glance. Identification of the different types of deformation bands in the study area depended on the analysis of the thin sections.

The SB (Figure 2.5A and B) and CB (Figure 2.5C and D) occur as single structures or in sets of parallel to subparallel structures, whereas the SECB occur always in sets (Figure 2.5E and F). All bands form incipient to pronounced protrusions in the outcrop, in which relief is often directly proportional to thickness (Figure 2.5). Each deformation band, either isolated or grouped, is 0.1 mm to 2 cm thick. In general, the SB are less than 1-cm thick and the CB and SECB are thicker than 0.5 cm. Moreover, the SB often have abrupt thickness variations, whereas the CB and SECB are more constant and become gradually thinner towards the ends. The sets of bands have thickness varying between 3 cm and 2 m. Considering the spacing between single bands and groups of bands the density of these structures can be high (5 to 70 cm spacing), low (1 to 5 m) or extremely low (6 to 15 m). The spacing between grouped bands ranges from 0.1 to 30 cm.

The shear bands are oriented in the N40-70W direction primarily, with dips between 75° and 85° towards SW, and a NE direction secondarily (Figure 2.6A). The compaction bands have a near E-W direction (E-W, N70-89E, and N70-87W), with dips between 65° and 85° to the south (Figure 2.6B). The shear-enhanced compaction bands are also oriented near E-W (E-W, N79-84E, and N86W), with dips between 70° and 85° predominantly to the south and locally to the NNW (Figure 2.6C). The shear bands have a rectilinear to overlapping or anastomosing curvilinear pattern. The compaction bands have an anastomosing or straight pattern, which rarely presents branching or eye-type structures, whereas the shear-enhanced compaction bands show an anastomosing pattern.

The compaction bands occur grouped, with an anastomosing pattern, in outcrops in the eastern and western parts of the area (Figura 2.4A) and as single structures with a rectilinear pattern in the central and western parts (Figura 2.4A and C). The shear-enhanced compaction bands were identified only in one outcrop in the

western part (Figura 2.4A and D). By contrast, the shear bands display all the geometric patterns identified in each outcrop (Figura 2.4E) and occur in the E, S, and NW parts of the study area (Figura 2.4A). Because each type of deformation band occurs in separate outcrops, it was not possible to determine a direct relationship among them.

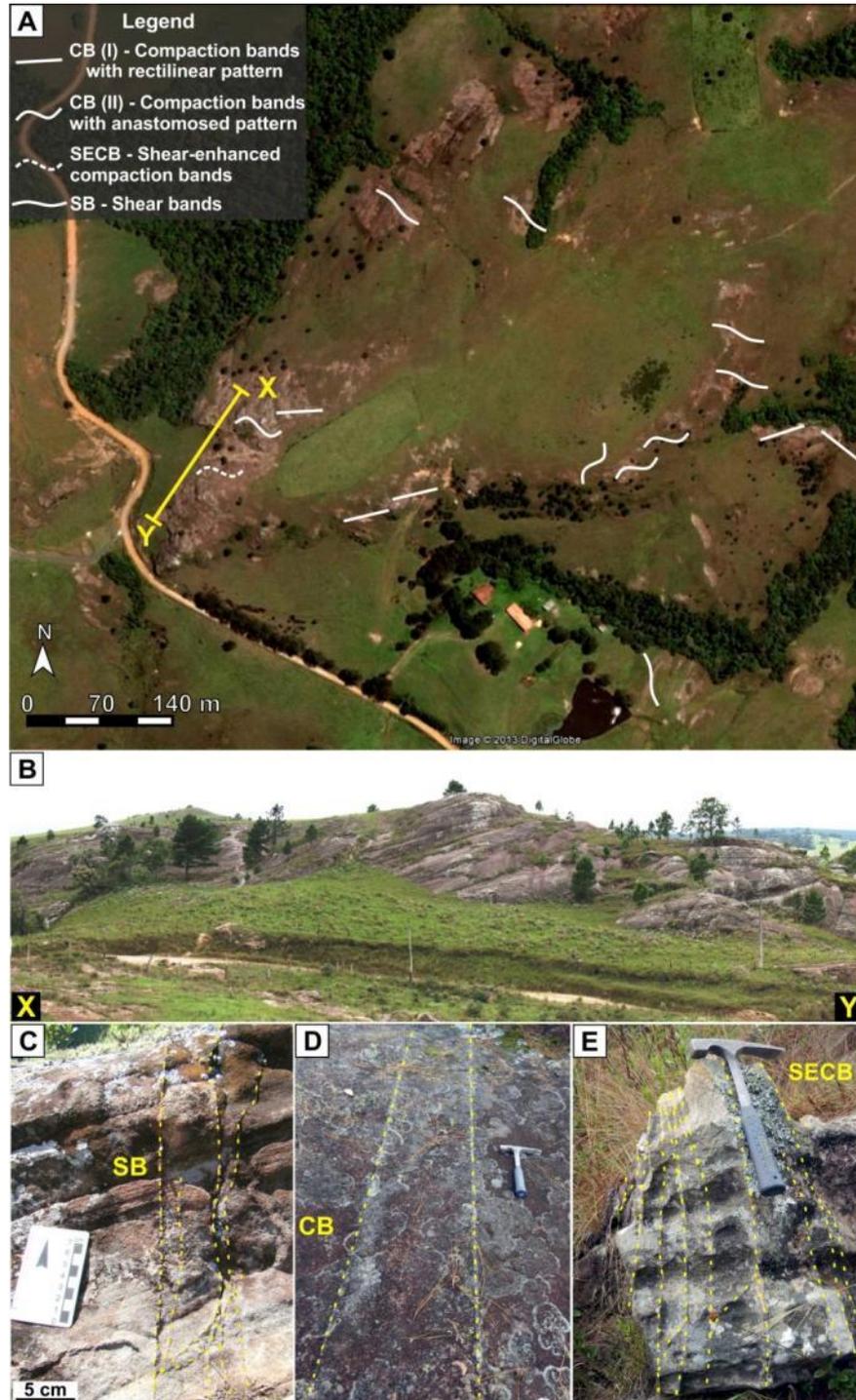


Figura 2.4: A) Distribution of shear bands (SB), compaction bands (rectilinear-CB(I) and anastomosing-CB(II)) and shear-enhanced compaction bands (SECB) in the study area. B) Sandstone outcrop with cross-stratification characteristic of the Botucatu Formation in the

study area. C) Anastomosing shear bands. D) Rectilinear compaction bands. E) Cluster of anastomosing shear-enhanced compaction bands.

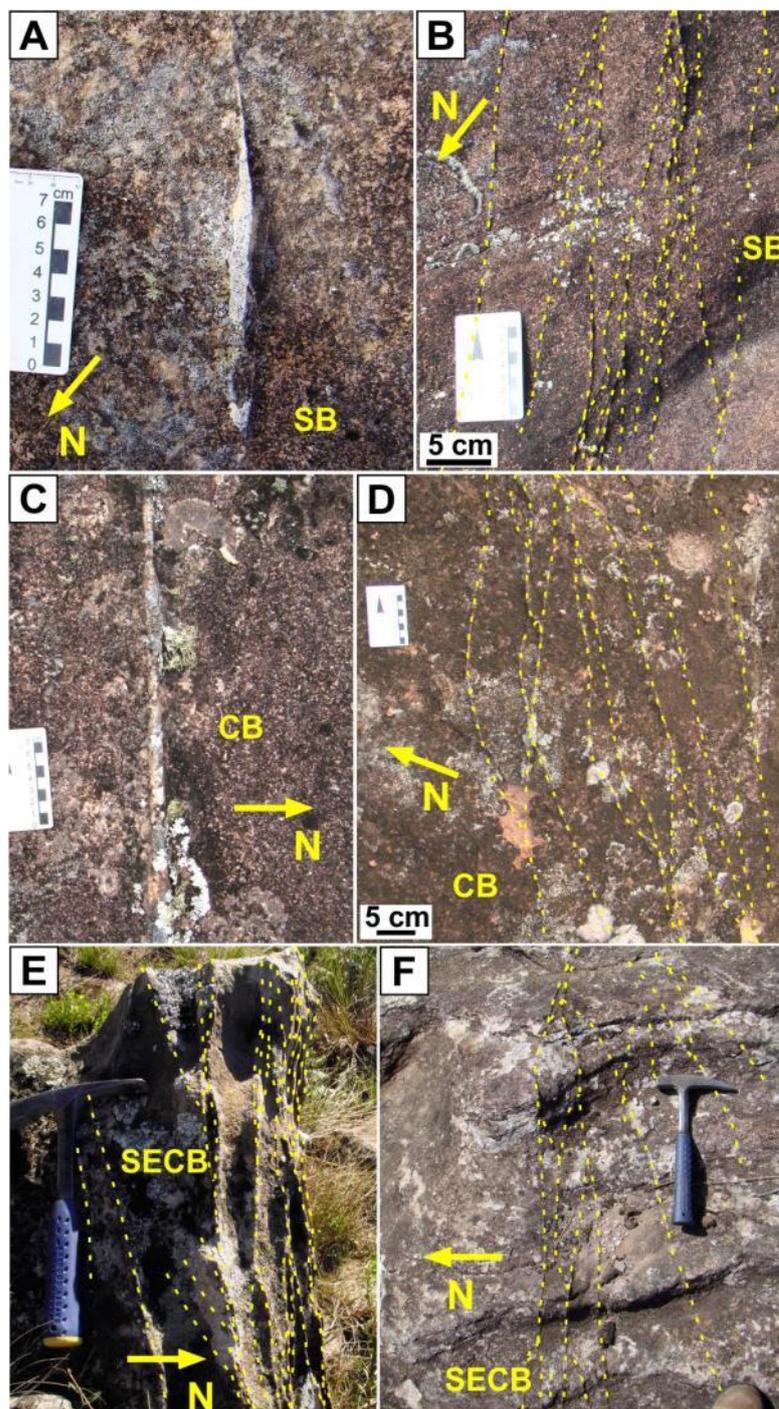


Figure 2.5. A) Single shear band with abrupt thickness variation. B) Cluster of anastomosing shear bands. C) Single rectilinear compaction band. D) Cluster of anastomosing compaction bands. E) and F) Cluster of shear-enhanced compaction bands.

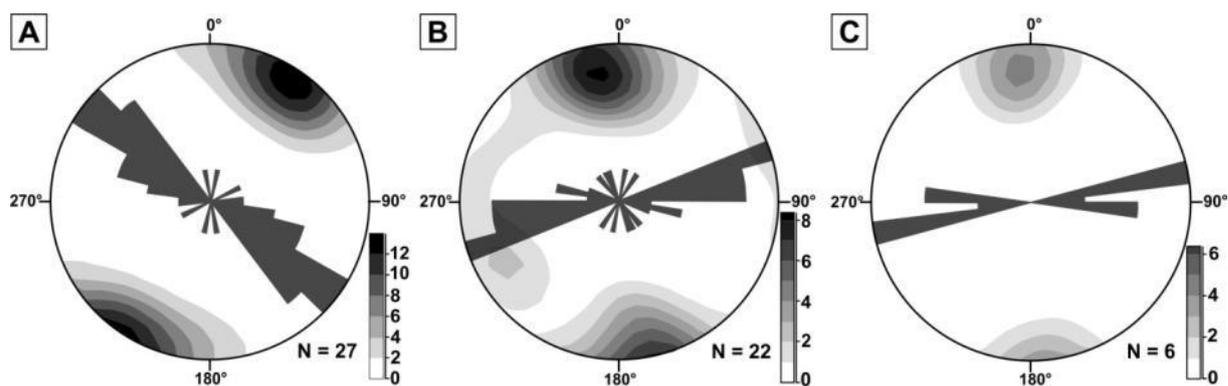


Figure 2.6. Synoptic stereographic diagram: A) Shear bands. Maximum is 34/05. B) Compaction bands. Maximum is 350/11. C) Shear-enhanced compaction bands. Maximum is 355/10.

## 2.7. MICROSCOPIC CHARACTERISTICS OF DEFORMATION BANDS

### 2.7.1. Parental rock

The parental rock, i.e., the undeformed rock, corresponds to subarkose according to the classification of Folk (1968). These sandstones are medium to fine grained, locally coarse, and are composed of quartz, feldspar (microcline and plagioclase) and lithic clasts (shale, siltstone, and mainly quartzite) (Figure 2.7). They are well- to extremely well-sorted, with rounded to well-rounded, locally subrounded, highly spherical grains. The rock presents normal packing with little mechanical and chemical compaction.

Eodiagenetic constituents, such as an irregular coating of smectite or iron and manganese oxide, occur rarely. The most common mesodiagenetic indicators are illite coating and rims, as well as the substitution of smectite, kaolinite, feldspar, and lithic clasts by illite. Other mesodiagenetic products include vermicular kaolinite, which fills pores or replaces feldspar. The pseudomatrix (compaction matrix) is uncommon and results from the crushing of soft lithic clasts, such as shales. Telodiagenetic modifications produced by the meteoric water flow include dissolution or modification of unstable minerals (feldspars and lithic clasts) and the precipitation of oxides. The porosity of the parental rock ranges from 9.2 to 21% and consists mainly of primary intergranular pores. Secondary pores also occur as moldic pores, grain fracture, and intragranular pores, which account for up to 4%.

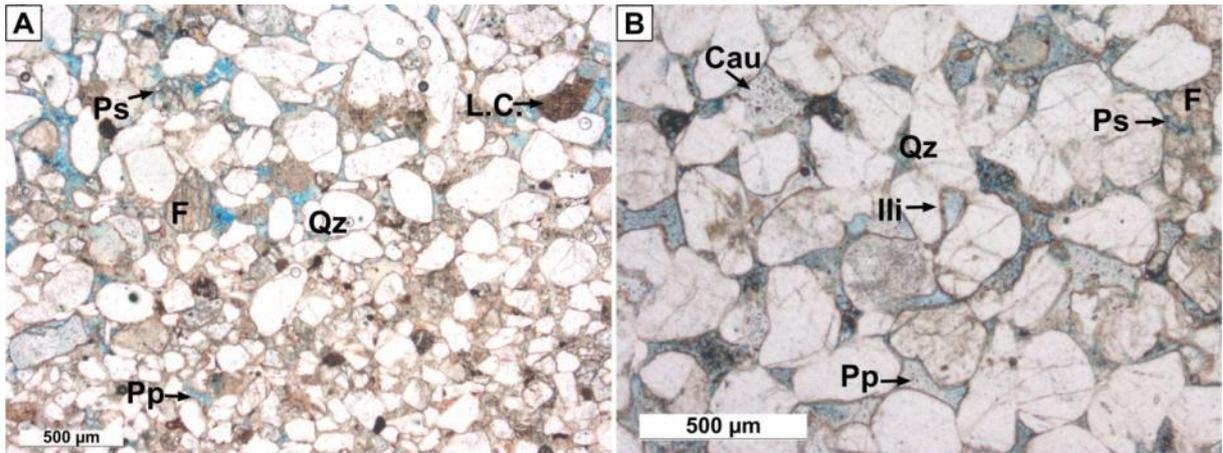


Figure 2.7. Photomicrographs of the parent rock composed of quartz (Qz), feldspar (F), and lithic clasts (LC). A) Bimodal laminated sandstone with primary (Pp) and secondary pores (Ps). B) Sandstone with illite (Ili) rim, vermicular kaolinite (Kao) filling the intergranular pores, and primary and secondary pores.

### 2.7.2. Shear bands

The shear bands are characterized by porosity reduction and are composed of surviving angular and subrounded grains in a matrix resulting from grain comminution (cataclastic matrix of Araújo Netto *et al.* 2012, Figura 2.8A and B). The cataclastic matrix consists of fragments of extremely fine sand and silt whereas the surviving grains consist of medium to fine sand (~3-60%) composed of quartz and secondarily feldspar. The term gouge was not applied because it refers to a noncohesive material produced by cataclastic deformation in fault zones, whereas in the deformation bands, the cataclastic matrix behaves as a relatively cohesive material, which enables a gradient of continuous internal displacement (Araújo Netto *et al.* 2012).

Occasionally, the shear bands exhibit at their edges or between connected bands a damage zone characterized by fractured grains, undeformed grains, little cataclastic matrix and porosity reduction (Figura 2.8C and D). The main microstructures observed are intra- and transgranular fractures and displacement and rotation of grains and fragments (Figura 2.8A). The cathodoluminescence analysis revealed the deformation of feldspar in the form of scattered fragments in cataclastic matrix and sometimes as fragments that form paths parallel to the direction of the bands (Figura 2.8E and F).

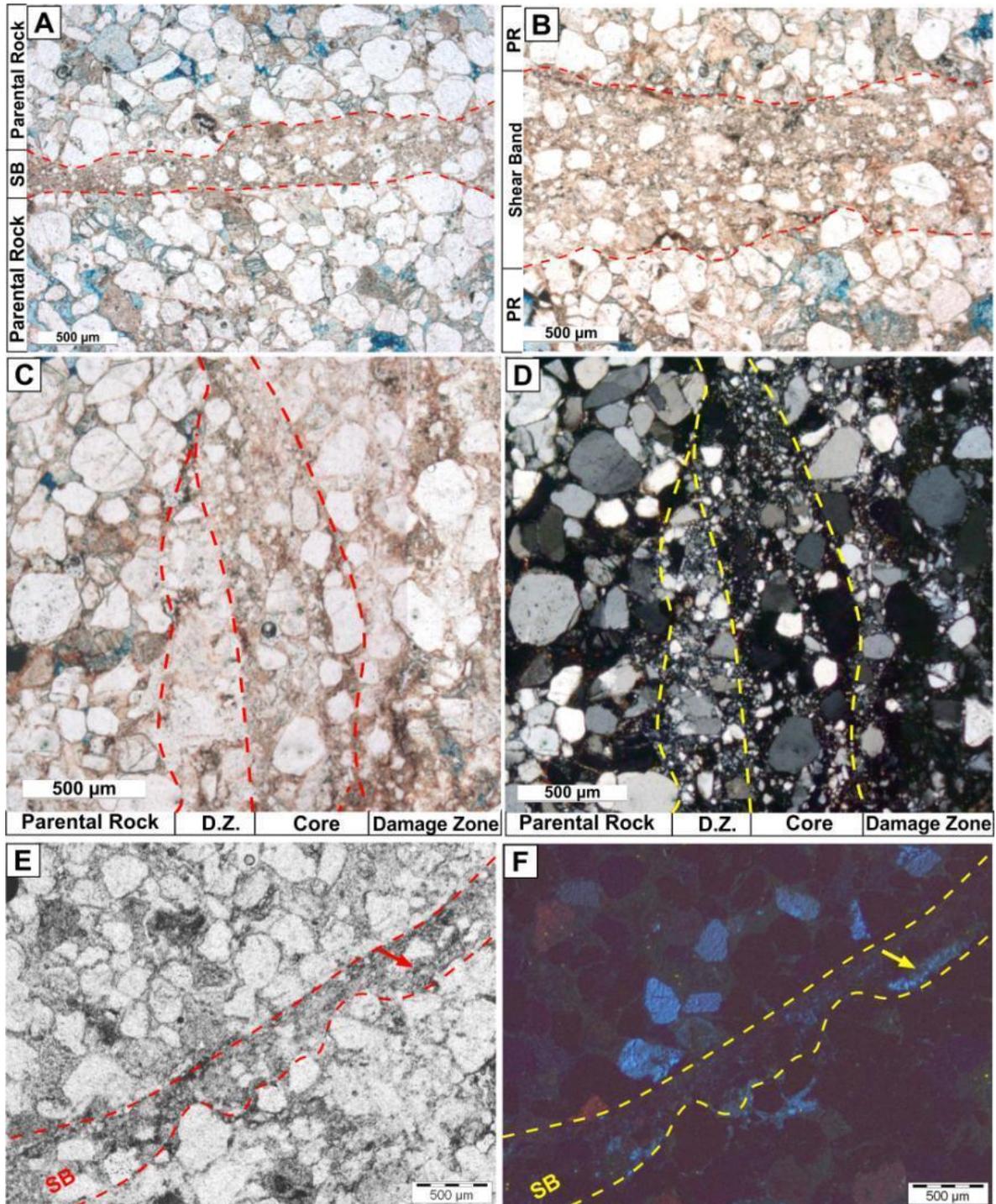


Figure 2.8: Photomicrographs of shear bands. A) and B) Shear bands with varying thicknesses characterized by cataclastic matrix and surviving grains. C) and D) Shear bands formed by core and damage zones under natural and polarized light, respectively. E) and F) Shear band under natural light and optical cathodoluminescence, respectively. Note the path of feldspar fragments (strong blue luminescence) parallel to the shear band direction, indicated by the arrow.

### **2.7.3. Compaction bands and shear-enhanced compaction bands**

Both compaction bands (Figura 2.9A and B) and shear-enhanced compaction bands (Figura 2.9C and D) are composed of angular to rounded, fractured grains of quartz, feldspar and lithics as medium to fine sand (~60-95%) and fine sand to silt-sized, slightly rotated angular fragments of quartz, feldspar and lithics (~5-40%). It may also exhibit crushed lithic clasts form the pseudomatrix, feldspar and quartz grains with crushing features (Figura 2.9E) and undeformed grains of quartz.

Grains in the CB and SECB commonly have concave-convex contacts, unlike the grains in the parental rock those commonly present punctual and plane contacts. Syntaxial quartz overgrowth (Figura 2.9F) and of intragranular fractures cemented by silica are features restricted to the interior of CB and SECB. Another characteristic of these bands is a strong porosity reduction associated with crushing, fracturing, and rotation of grains/fragments (Figura 2.9A, B, C, and G).

Shear-enhanced compaction bands differ from the compaction bands by exhibiting orientation, sometimes incipient, of the grains and fragments (Figura 2.9C and D). The analysis of these bands by cathodoluminescence revealed crushed, as indicated by the fragments of feldspar filling the intergranular pores between quartz grains, with an aspect similar to pseudomatrix (Figura 2.9G and H).

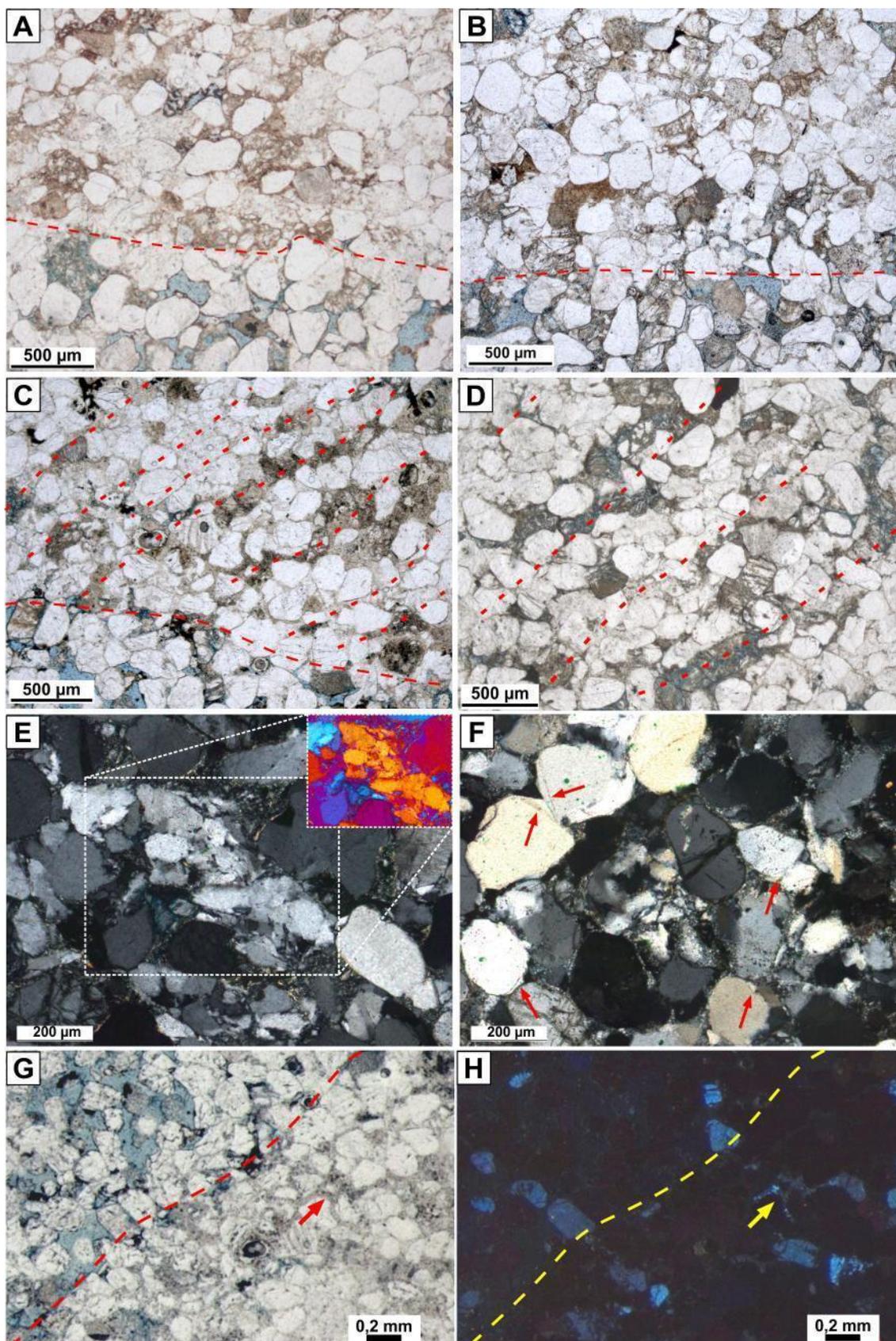


Figure 2.9: Photomicrographs of compaction bands and shear-enhanced compaction bands. A) Compaction band (CB) characterized by reduced porosity, grains with concave-convex boundaries, crushed lithic clasts, and cataclasis. B) CB characterized by reduced porosity, grains with concave-convex boundaries, crushed lithic clasts, and little cataclasis. C) and D)

Shear-enhanced compaction bands (SECB) in which orientation of the grains, fragments. E) Grains with crushing features under polarized light and in detail with a gypsum plate, within compaction band. F) Overgrowth of quartz grains within the compaction band. G) and H) CB under natural light and optical cathodoluminescence, respectively. Note the feldspar fragments (strong blue luminescence) between the slightly deformed or undeformed quartz grains with features similar to pseudomatrix, indicated by the arrow.

## 2.8. DEFORMATION BAND DEVELOPMENT

The development of deformation bands is influenced by factors such as the size and the shape of grains, mineralogy, cementation, porosity, and the distribution of heterogeneities in the rock or sediments (e.g. Fossen *et al.* 2007). Porosity is one of the most important factors because the presence of porosity not only promotes the development of deformation bands but also defines the type of band. The formation of compaction bands is favored by high porosity, whereas the cataclastic bands are commonly developed in rocks with relatively lower porosity (Mollema & Antonellini 1996, Eichhubl *et al.* 2010, Fossen *et al.* 2011). Reduced porosity by burial or cementation along the contact of grains facilitates shearing and cataclastic processes because of the increased area of friction between grains (e.g. Fossen *et al.* 2007, 2011). Thus, the shear bands commonly form in depths between 1 and 3 km, whereas the formation of compaction bands is expected at shallow depths (Fossen *et al.* 2007, Eichhubl *et al.* 2010).

The microstructural features of the examined shear bands include mainly grain-size reduction by comminution and fractured grains. The cathodoluminescence analysis of feldspar revealed rotation and displacement of grains and fragments inside the shear bands, which are usually difficult to identify by optical microscopy. The intense comminution, displacement and rotation of grains and fragments result from cataclasis and granular flow (based on Fossen *et al.* 2007). Apparently, the granular flow in shear bands is directed parallel to the structures as indicated by the tracks of fragments of feldspar. Considering the rheological aspect of shear bands and cataclasis as the main mechanism of deformation, these structures were developed in conditions of quasi or total lithification (mesodiagenesis) and low porosity (based on Fossen *et al.* 2007).

The compaction bands exhibit features of grain crushing and cataclasis that indicate mechanical deformation associated with compaction along the structures. Granular flow is also observed, which is indicated by rotation and displacement of

grains and fragments. The CB presents lower degree of cataclasis and less intense granular flow, unlike the shear bands. Chemical modifications associated with compaction are indicated by the occurrence of grains with concave-convex contacts and quartz cement restricted to bands. The predominance of processes related compaction suggests that these structures formed under conditions of high porosity whereas cataclasis may be related to some cementation at the limits of the grains or stresses that exceed the critical tensile strength of the grains (e.g. Aydin *et al.* 2006, Marketos & Bolton 2009, Fossen *et al.* 2011).

The shear-enhanced compaction bands exhibit microstructural features similar to those of compaction bands, which indicate their formation by processes related to compaction essentially. However, these structures also exhibit orientation of the grains and fragments, indicating rotation and displacement in response to shear. The influence of shear on the cataclasis is not clear because differences in the degree of cataclasis relative to compaction bands were not found. These relationships between shear and granular flow suggest conditions of high porosity and low cementation to form SECB. Furthermore, the predominance of processes related to compaction in SECB also indicates high porosity conditions. Whereas that cataclasis in SECB is similar to described in CB we also suggest to formation of SECB the existence of some cementation at the limits of the grains or stresses that exceed the critical tensile strength of the grains.

The characteristics of CB and SECB suggest that both formed under conditions of high porosity but under stresses that result in breakage of the grains (for example, by occasional cementation), which suggests shallow to intermediate burial depths (interface between eodiagenesis and mesodiagenesis). In addition, the similar orientation of CB and SECB suggest that these bands are contemporaneous or penecontemporaneous.

Previous studies observed that compaction bands and shear bands may form simultaneously if there are stratigraphic intervals with different original porosities within the sandstones (e.g. Mollema & Antonellini 1996, Fossen *et al.* 2011). However, the eolian sandstone examined in the present study is highly homogeneous, suggesting that no significant variations in the original porosity existed when the rock where submitted to deformation. In this case and considering the conditions necessary for different types of deformation bands to form, two deformational stages can be recognized. The first stage occurred during the interface

between eodiagenesis and mesodiagenesis and consisted of compressive deformation of relatively shallowly buried sandstones (high porosity and low degree of lithification), which lead to the formation of CB and SECB. A second stage of compressive deformation occurred during mesodiagenesis, when more deeply buried sandstones (low porosity and high degree of lithification) allowed the formation of SB due to cataclasis. Because the present study was conducted in a restricted area, it was not possible to establish a confident relationship with the regional tectonic framework.

## 2.9. EXPLORATORY IMPLICATIONS

Several studies discuss the role of deformation bands as barriers or conduits to fluid flow (e.g. Antonellini *et al.* 1994, Aydin 2000, Sternlof *et al.* 2006, Fossen & Bale 2007, Ballas *et al.* 2012), which depends on how their petrophysical properties are altered relative to the surrounding rock (Fossen *et al.* 2007). All the three types of deformation bands examined in this paper are characterized by porosity reduction due to the processes of cataclasis and compaction, which may suggest a potential role in compartmentalizing the aquifer/reservoir.

Deformation bands similar to the present study occur in eolian sandstones of the GAS at different localities of the eastern Paraná Basin (Araújo *et al.* 2004, Strugale *et al.* 2007), suggesting that these structures have a wide distribution and therefore a regional significance. Some areas where deformation bands occur are under the influence of regional structures where brittle deformation is concentrated (Figura 2.10). Close to these structures, areas containing thicker and longer deformation bands could be expected, and, if so, will have their impact on fluid flow intensified. The occurrence of deformation bands associated with fault zones with different orientations, including EW, NW and NE (Araújo *et al.* 2004, Strugale *et al.*, 2007, this study), will also result in high flow tortuosity.

Tests conducted by Medeiros *et al.* (2010) at the oil-reservoir scale concluded that deformation bands do not fully compartmentalize an aquifer. The test results show that the drawdown is indeed evolving through the damage zone where there are no open fractures. They also identified local deviations in the natural groundwater flow consistent with the vertical dimensions of the damage zone larger than the distances among wells. Their results are in agreement with Fossen & Bale (2007)

proposition that deformation bands may not influence fluid flow at the production scale because these structures may present low connectivity so that fluids are free to flow around and between them.

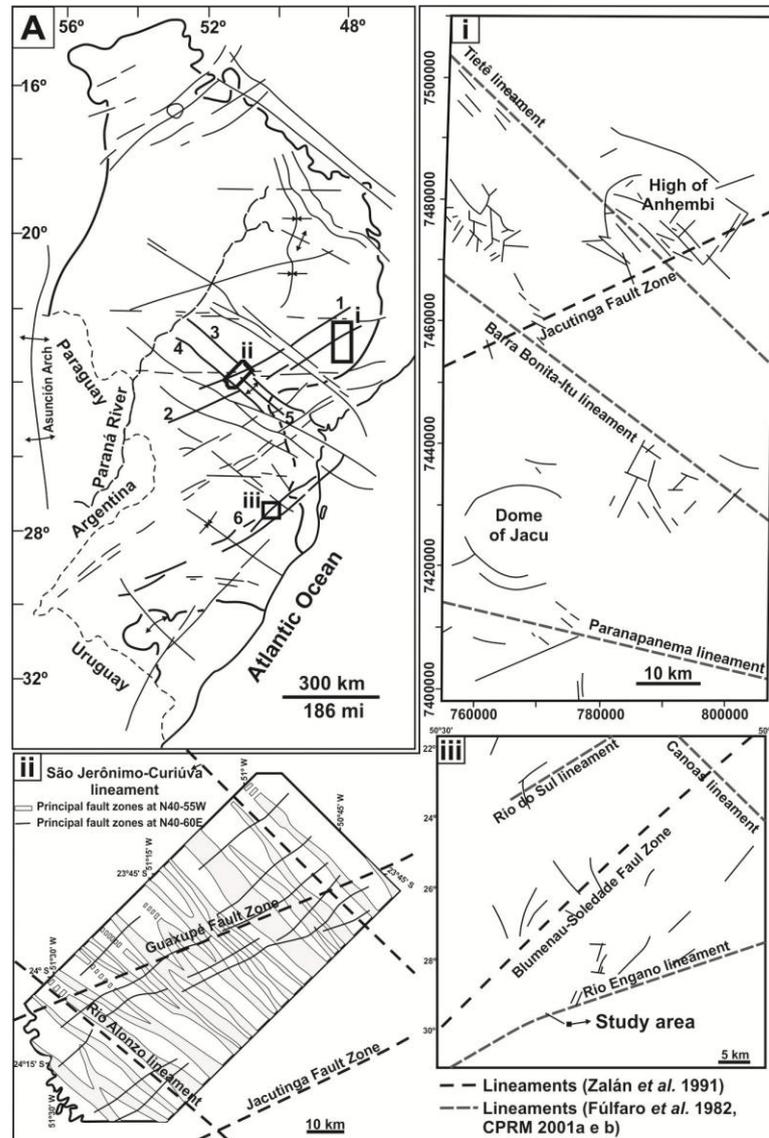


Figura 2.10: A) Regional structural framework of the Paraná Basin demarcating areas with deformation bands in sandstones of the GAS and highlighting the intercepted lineament/fault zones as follows: 1) Guaxupé fault zone, 2) Jacutinga fault zone 3) São Jerônimo-Curiúva lineament, 4) Rio Alonzo lineament, 5) Ponta Grossa Arch, and 6) Blumenau-Soledade fault zone (modified from Zalán *et al.* 1991). The following show areas where deformation bands were identified: i) Simplified structural map with regional structural lineaments in the area studied by Araújo (2003) (modified from there). ii) Simplified structural map with regional structural lineaments in the area studied by Strugale (2002) (modified from Strugale *et al.* 2007). iii) Simplified structural map with regional structural lineaments for the area analyzed in the present study (modified from Roldan *et al.* 2010).

Although deformation bands may be not capable of effectively compartmentalize aquifers, the results presented by Medeiros *et al.* (2010) show that they interfere on flow pathways and flow rates, which may result in possible changes in the hydrochemical and hydrodynamic characteristics of the aquifer. Additionally, the degree of porosity reduction and the thickness of deformation bands are extremely variable, characteristics that are directly related to their efficiency in compartmentalizing the reservoir (e.g. Fossen & Bale 2007).

Deformation bands are not detected by seismic surveys and well logs because of their reduced thickness and small offset. Outcrop studies are therefore of great importance in order to map the structures and evaluate their potential continuity to subsurface areas where groundwater is produced.

## **2.10. CONCLUSION**

Based on the structural analysis of deformation bands in eolian sandstones of eastern Paraná Basin, a number of general conclusions can be listed:

- Microstructural analysis allowed the identification of three types of deformation bands: shear bands (SB), compaction bands (CB), and shear-enhanced compaction bands (SECB). All the three are characterized by porosity reduction.
- At the outcrop scale the different types of deformation bands are difficult to identify because their geometric characteristics are very similar.
- The shear bands are characterized by the intense comminution and rotation of grains due to cataclasis and granular flow mechanisms.
- The compaction bands and the shear-enhanced compaction bands are characterized primarily by the compaction (mechanical and chemical) of grains and secondarily by cataclasis, grain rotation, and granular flow. The shear-enhanced compaction bands, unlike the compaction bands, display preferential orientation of grains, fragments, and pores.
- The compaction bands and shear-enhanced compaction bands probably formed at relatively shallow burial depths at the eodiagenesis/mesodiagenesis interface due to deformation of more porous and less lithified sandstones. The shear bands were probably formed at higher depths (mesodiagenesis), where more lithified sandstones allowed cataclasis to be more effective.

- The widespread occurrence of deformation bands in sandstones that constitute the Guarani Aquifer System and the association of these structures with regional fault zones indicate that they can form an important and underestimated structural reservoir anisotropy.<sup>2</sup>

---

<sup>2</sup>Acknowledgments: Infrastructure was provided by the Laboratory on Basin Analysis and Petrophysics (LABAP) and Laboratory of Mineral and Rock Analysis (LAMIR) of the Federal University of Paraná (Universidade Federal de Paraná - UFPR). We also thank CAPES and REUNI/UFPR for providing scholarship to the first author.

## CAPÍTULO 3

# INFLUÊNCIA DAS BANDAS DE DEFORMAÇÃO NA POROSIDADE DE ARENITOS: ESTUDO DE CASO UTILIZANDO IMAGENS MICROTOMOGRÁFICAS TRIDIMENSIONAIS<sup>3</sup>

---

### 3.1. RESUMO

Neste trabalho é apresentada uma análise qualitativa e quantitativa da porosidade em bandas de deformação pela aplicação de microtomografia computadorizada de raios X apoiada por análise microestrutural. Foram analisadas amostras contendo bandas de cisalhamento, bandas de compactação e bandas de compactação reforçada por cisalhamento identificadas em arenitos da Formação Botucatu. A aplicação da microtomografia de raios X ampliou a visualização das características do arcabouço poroso de cada tipo de banda de deformação e permitiu obter informações não observadas na petrografia convencional. A análise microtomográfica mostra diferentes características geométricas e espaciais do arcabouço poroso de cada tipo de banda de deformação. O estudo permitiu concluir que as bandas de cisalhamento, bandas de compactação e bandas de compactação reforçada por cisalhamento, apresentam diferenças na geometria, espessuras e características dos poros remanescentes. A atuação dos diferentes mecanismos de deformação resultou ainda em diferenças na redução de porosidade e na perda de conectividade dos poros em cada tipo de banda de deformação estudada.

Palavras-chave: bandas de cisalhamento, bandas de compactação, bandas de compactação reforçada por cisalhamento.

### 3.2. ABSTRACT

In this work is presented a qualitative and quantitative analysis of porosity of deformation bands by applying X-ray microtomography supported by microstructural

---

<sup>3</sup>Artigo a ser submetido ao Journal of Structural Geology.

Autores: Mérolyn Camila Naves de Lima Rodrigues<sup>1,2</sup>, Barbara Trzaskos<sup>2</sup>, Ângela Pacheco Lopes<sup>3</sup>.  
<sup>1</sup>Universidade Federal do Paraná/Programa de Pós-Graduação em Geologia; <sup>2</sup>Universidade Federal do Paraná/Departamento de Geologia/Laboratório da Análise de Bacias e Petrofísica; <sup>3</sup>CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

analysis. For this study were selected samples containing shear bands , compaction bands and shear-enhanced compaction bands identified in the Botucatu Formation sandstones. The application of X-ray microtomography allow better visualization of the characteristics of the porous framework of each type of deformation band and provided information not found in convecional petrography. The microtomographic analysis shows different geometric and spatial characteristics of the porous framework of each type of deformation band. The study concluded that the shear bands, compaction bands and shear-enhanced compaction bands exhibit differences in geometry, thickness and characteristics of the remaining pores. The performance of the different deformation mechanisms also result in differences in the reduction of porosity and pore connectivity loss on each type of deformation band studied .

Keywords: shear bands, compaction bands, shear- enhanced compaction bands.

### 3.3. INTRODUÇÃO

As bandas de deformação são estruturas tabulares, de deformação localizada, que se formam em rochas altamente porosas e sedimentos (Aydin *et al.*, 2006; Fossen *et al.*, 2007). Diversos estudos foram realizados com o intuito de entender as bandas de deformação e suas propriedades petrofísicas, devido a capacidade dessas estruturas modificarem a porosidade e permeabilidade da rocha, e por consequência compartimentarem rochas com potencial para reservatório de petróleo (e.g. Aydin, 1978; Underhill & Woodcock, 1987; Antonellini *et al.*, 1994; Antonellini & Aydin, 1994; Knipe *et al.*, 1997; Hesthammer & Fossen, 2001; Ogilvie & Glover, 2001; Shipton *et al.*, 2002; Fossen *et al.*, 2007; Fossen, 2010; Araújo Netto *et al.*, 2012; Ballas *et al.*, 2013). Alguns estudos abordam ainda a relação entre as propriedades petrofísicas e as características microestruturais das bandas de deformação (Fossen & Bale, 2007; Torabi & Fossen, 2009; Ballas *et al.*, 2012).

A relação entre microestruturas e a variação de porosidade em bandas de deformação foi indicada por Fossen & Bale (2007) e demonstrada por Torabi & Fossen (2009). Através da técnica *backscatter image processing* e investigações microestruturais, Torabi & Fossen (2009) demonstraram a variação espacial da porosidade e permeabilidade relacionada a variações deformacionais ao longo de diferentes tipos de bandas de deformação. Neste estudo é apresentada a geometria 3D da porosidade e a relação com as características microestruturais dos diferentes

tipos de bandas de deformação estudadas. Através da análise por microtomografia computadorizada de raios X (micro-CT) a porosidade foi analisada de forma qualitativa e quantitativa, sendo que essa última considera a diferença entre a porosidade da rocha parental e da banda de deformação.

As variações microestruturais ao longo de bandas de deformação são usualmente observadas em microscópio ótico, porém caracterizar a variação da porosidade através de métodos clássicos é limitado devido principalmente à visualização da estrutura em duas dimensões. Os estudos de permeabilidade utilizam comumente permeabilímetro nas rochas em campo ou em *plugs* de amostras em laboratório. Porém, alguns pesquisadores consideram as medidas obtidas por permeabilímetro incertas, além das dificuldades e custos da técnica (Torabi *et al.*, 2008). Outro método que pode ser utilizado é a microtomografia computadorizada de raios X (micro-CT), que permite caracterizar as amostras em duas e três dimensões. A aplicação da micro-CT na análise quantitativa e qualitativa de fraturas (Geet & Swennen, 2001; Landis *et al.*, 2003; Sellers *et al.*, 2003; Vandersteen *et al.*, 2003; Zabler *et al.*, 2008; Renard *et al.*, 2009) tem demonstrado o potencial da técnica para a caracterização destas estruturas e simulações de resistência na rocha. Essa técnica permite visualizar o arcabouço poroso tridimensionalmente e as estruturas que podem estar relacionadas à modificação dos poros, sem a destruição da amostra.

O objetivo deste estudo é caracterizar o arcabouço poroso dos diferentes tipos de bandas de deformação estudados demonstrando através do método de micro-CT juntamente com a análise microestrutural por microscopia ótica que os mecanismos de deformação atuantes na gênese de bandas geram arcabouços porosos distintos. As imagens em três dimensões demonstram a aplicabilidade da micro-CT no estudo de porosidade de diferentes tipos bandas de deformação.

### **3.4. CONTEXTO GEOLÓGICO**

A área de estudo localiza-se na borda leste da Bacia do Paraná onde aflora arenitos da Formação Botucatu (região sul do Domo de Lages, Figura 3.1). A Bacia do Paraná consiste em uma sinéclise de formato elíptico com direção NNE-SSW que atualmente recobre área com mais de 1.400.000 km<sup>2</sup> que inclui o Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. Essa bacia se instalou no interior do Gondwana no Ordoviciano

Superior e sua evolução ocorreu durante o Paleozóico e Mesozóico, influenciada pelo cinturão móvel Gondwanides, com a reativação de zonas de fraqueza crustais pré-existentes de direção NE-SW, herdadas da Orogenia Brasileira (Zalán *et al.*, 1990; Ramos *et al.*, 1986). Conforme Milani *et al.* (2007) o registro estratigráfico dessa bacia consiste de cinco grandes sequencias e inclui rochas sedimentares e magmáticas.

A Formação Botucatu (Figura 3.1A), abordada neste estudo, faz parte da última sequencia depositada, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. Essa formação é caracterizada por um sistema eólico seco (campos de dunas eólicas) que cobria área superior a 1,1 milhões de km<sup>2</sup> (Salamuni & Bigarella, 1967; Scherer, 1998; Scherer, 2000; Assine *et al.*, 2004). A formação é composta principalmente por arenitos finos a médios, classificados como quartzo-arenitos com alta maturidade textural e mineralógica e, secundariamente, subarcósios (Assine *et al.*, 2004).

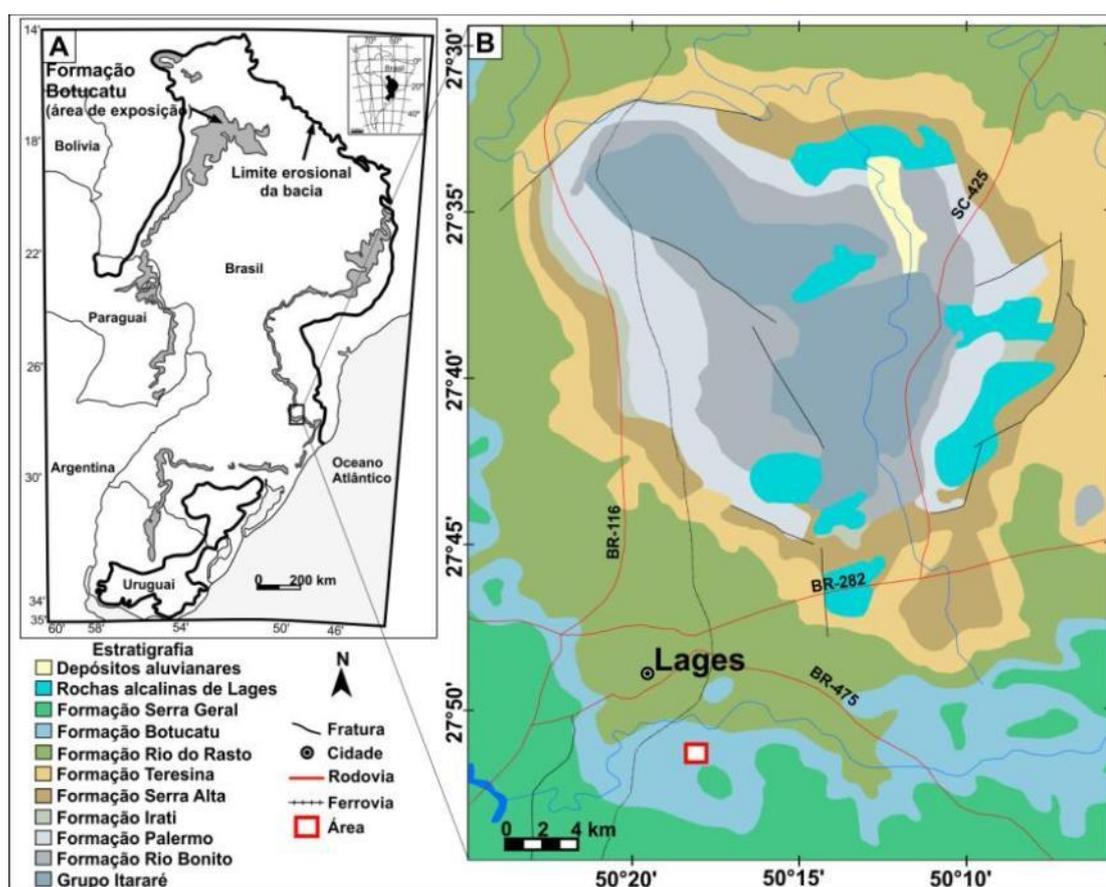


Figura 3.1: A) Áreas de exposição da Formação Botucatu e unidades correlativas nas bacias do Paraná e Chaco-Paraná (modificado de Scherer, 2000). B) Mapa geológico do Domo de Lages com localização da área de estudo (Fonte: CPRM, 2004).

O Domo de Lages (Figura 3.1B), contexto tectônico da área de estudo, é constituído pelas rochas mais antigas da bacia (Grupo Itararé) na parte central e rochas mais novas (Grupo São Bento) na borda. Essas rochas encontram-se intrudidas por rochas alcalinas, com idade por K/Ar de 63 Ma a 78 Ma e por Rb/Sr de  $81 \pm 8$  Ma (Scheibe *et al.*, 1985; Scheibe, 1986). Segundo Roldan (2007), o magmatismo de Lages estaria ligado ao alçamento de bloco do embasamento da bacia com a colocação das rochas alcalinas em zonas de fraquezas, associadas a descontinuidades do embasamento. Assim como a estruturação do Domo de Lages parece associar-se com a reativação de estruturas secundárias NW, presentes no embasamento, algumas delas com evidências de atividade mais antiga, provavelmente no Eo-Cretáceo (Roldan *et al.*, 2010).

### 3.5. MÉTODOS

As atividades de campo visaram à identificação, descrição e coleta de amostras das bandas de deformação na área de estudo. Em campo foram descritas características como geometria, espessura, comprimento, espaçamento, atitude e padrão estrutural das bandas de deformação. A partir desta descrição foram coletadas 40 amostras de bandas de deformação e 5 amostras da rocha parental (RP) para fins comparativos. Devido ao caráter friável da rocha, as amostras foram impregnadas com resina epoxy azul e então submetidas a confecção de seções delgadas. A partir da análise microestrutural foram caracterizados três diferentes tipos de bandas de deformação existentes na área de estudo e foram selecionadas 6 amostras dessas estruturas para análise por microtomografia de raios X (micro-CT). A seleção dessas amostras considerou a distribuição dos diferentes tipos de bandas na área de estudo e as características microestruturais. A tomografia de raios X baseia-se no princípio de que os raios X são atenuados em intensidades distintas ao passarem por uma amostra, dependendo das diferenças entre os coeficientes de atenuação linear dos materiais. O grau de absorção dos raios X depende principalmente da densidade e do número atômico efetivo dos objetos (Mees *et al.*, 2003). Esta técnica permite a análise física por seções transversais não destrutivas e de modelos tridimensionais, com a visualização e quantificação de partes específicas da estrutura interna do material.

Neste estudo foi utilizado microtomógrafo de raios X modelo 1172 da *Skyscan*, com tensão máxima do equipamento (100 kV), corrente de 100  $\mu$ A e filtros de alumínio e cobre, recomendados na análise de rochas. Lopes *et al.* (2012) realizaram estudo metodológico da aplicabilidade das imagens microtomográficas no estudo de diferentes tipos litológicos. O trabalho demonstra que a análise das imagens microtomográficas, aliadas a petrografia, permite a extrapolação tridimensional dos dados adquiridos, ampliando a visualização da amostra. Para as 5 amostras de bandas de deformação com dimensões em torno de 20 mm, a aquisição foi executada com tamanho de pixel de 12,89  $\mu$ m. Para uma amostra, com dimensões 15 x 10 x 10 mm a aquisição foi executada com tamanho de pixel de 10,18  $\mu$ m. Para aquisição das imagens de projeção dos raios X foi utilizado o *software* Skyscan 1172 control (Sassov, 2009). A reconstituição das seções de micro-CT foi realizada no *software* NRecon (Liu, 2010), por meio do cálculo algorítmico de FDK-Feldkamp-Davis-Kress (Feldkamp *et al.*, 1984). O tratamento de dados foi executado nos seguintes *softwares* da SkyScan: CTAnalyser - CTAn (Kharitonov, 2003); CTVol realistic 3D-visualization (Kharitonov, 2010); e CTVox (Boons, 2010).

Como não existe padrão estabelecido da variação dos tons de cinza nas seções microtomográficas para materiais geológicos, foi necessário o controle dos diferentes tons por meio da correlação com as seções petrográficas. Como o objetivo deste estudo é a análise da porosidade em diferentes amostras de bandas de deformação, os dados obtidos por micro-CT foram separados em 3 fases com diferentes atenuações de raios X: poro, minerais siliciclásticos (quartzo e feldspato) e minerais densos (representado principalmente pelos minerais opacos). Os poros foram quantificados em volumes iguais selecionados na rocha parental e na banda de deformação. Durante a análise foram quantificados também os poros com conectividade e os poros isolados. Além disso, foi realizada a análise qualitativa do arcabouço poroso quanto à distribuição, forma, tamanho dos poros e relação com as características microestruturais.

### **3.6. ASPECTOS MACRO E MICROSCÓPICOS DOS ARENITOS E BANDAS DE DEFORMAÇÃO**

Na área de estudo a Formação Botucatu é composta por subarcósios pela classificação de Folk (1968). São arenitos finos a médios, bem a muito bem

selecionados, com grãos subarredondados a bem arredondados. São compostos por quartzo, feldspato (microclínio e plagioclásio) e clastos líticos (folhelho, siltito e, principalmente, quartzito). Apresentam empacotamento normal, com pouca compactação mecânica e química. Como principais produtos diagenéticos foram observados: cutículas e franjas de illita; substituição de esmectita, caulinita, feldspato e clastos líticos por illita; além de caulinita vermicular, cutículas de esmectita, dissolução e/ou alteração de minerais instáveis (feldspatos e clastos líticos) e precipitação de óxidos de ferro e manganês. A porosidade total obtida por contagem de pontos nas seções delgadas varia de 9,2 a 21% e consiste principalmente de poros primários intergranulares. Os poros secundários consistem de poros móldicos, fraturas de grãos e poros intragranulares que correspondem no máximo a 4% do volume total.

Os arenitos estudados hospedam bandas de compactação (CB), bandas de compactação reforçada por cisalhamento (SECB) e bandas de cisalhamento (SB) (Figura 3.2 e Figura 3.3), que ocorrem como estruturas isoladas ou agrupadas, com espessura variando entre 0,1 mm e 2 cm. As SB (Figura 3.3A) apresentam padrão retilíneo a curvilíneo, ora escalonado ora anastomosado, com direção entre N40-70W, com mergulhos entre 75° e 85° para SW, e secundariamente para NE. As CB (Figura 3.3C) têm padrão anastomosado ou retilíneo e direção em torno de E-W (E-W, N70-89E e N70-87W), com mergulhos subverticais entre 65° e 85° predominando para S, SE e SW, respectivamente. As SECB (Figura 3.3E) apresentam padrão anastomosado, com direção em torno de E-W (E-W, N79-84E e N86W), com mergulhos subverticais entre 70° e 85° predominando para S, SE e SW, e por vezes NW.

As bandas tipo SB são compostas por grãos sobreviventes (Cladouhos, 1999) angulosos a subarredondados em meio uma matriz resultante da cominuição dos grãos (Figura 3.3B). Os grãos sobreviventes consistem em quartzo e, secundariamente, feldspato. Por vezes, as SB apresentam nas bordas ou entre bandas conectadas uma zona caracterizada por grãos fraturados, grãos não deformados e pouca matriz cataclástica. O limite entre as bandas de cisalhamento e a rocha parental é normalmente abrupto, sendo facilmente identificado em lâmina. Podem ocorrer como faixas delgadas, isoladas ou em grupos. Os grupos de SB são identificados pelo encontro de bandas em padrão anastomosado e existência de faixas de rocha não deformada em forma de olho. As bandas de cisalhamento

resultam de intensa cominuição e rotação dos grãos devido à atuação de mecanismos de cataclase e fluxo granular, que resultaram também em redução de porosidade.

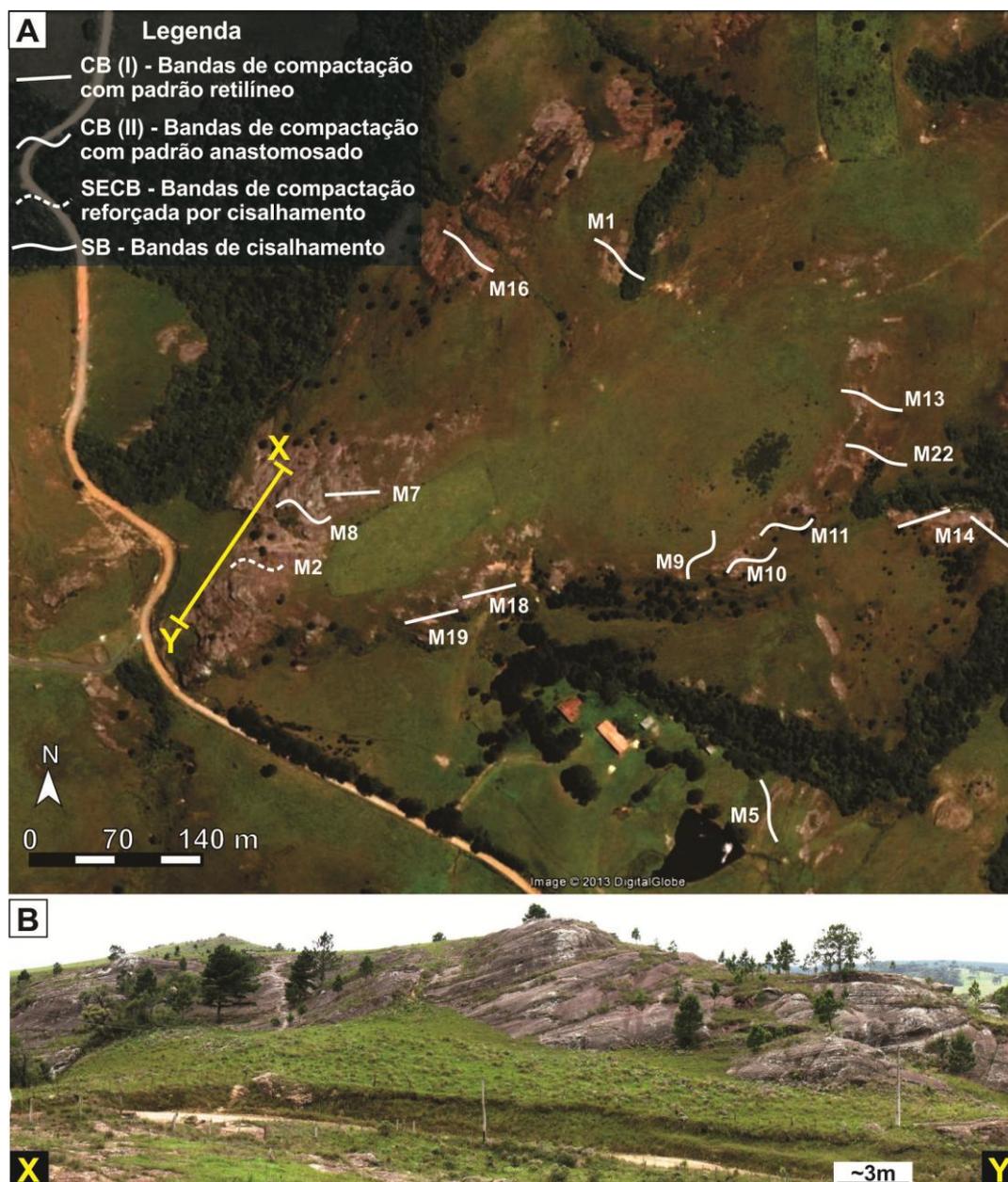


Figura 3.2: A) Imagem de satélite da área de estudo com a localização dos pontos descritos e distribuição espacial dos diferentes tipos de bandas encontrados (Fonte: *Google Earth*). Observar a setorização dos tipos de bandas na área. B) Estratificação cruzada de grande porte. A disposição de (B) é mostrada em (A).

Tanto as bandas de compactação quanto as SECB são compostas por grãos fraturados (~60-95%), fragmentos angulosos (~5-40%) pouco rotacionados e também podem apresentar grãos não deformados (Figura 3.3D). Ambas são caracterizadas por redução de porosidade em relação à rocha parental. Os grãos

dentro dessas bandas podem apresentar contatos côncavo-convexos e, por vezes, feição de esmagamento. Além disso, foram identificados sobrecrescimentos sintaxiais de quartzo e cimentação das fraturas intragranulares por sílica. Quando deformados os grãos de quartzo apresentam-se fraturados e fragmentados. Já os grãos de feldspato, em geral, são fraturados ou fragmentados e os clastos líticos fraturados ou esmagados formando pseudomatriz. De modo geral, as CB e as SECB resultam do processo de compactação (mecânica e química), com pequena atuação de cataclase e fluxo granular. As SECB diferenciam-se em seção delgada por apresentarem orientação preferencial dos grãos e fragmentos (Figura 3.3F).

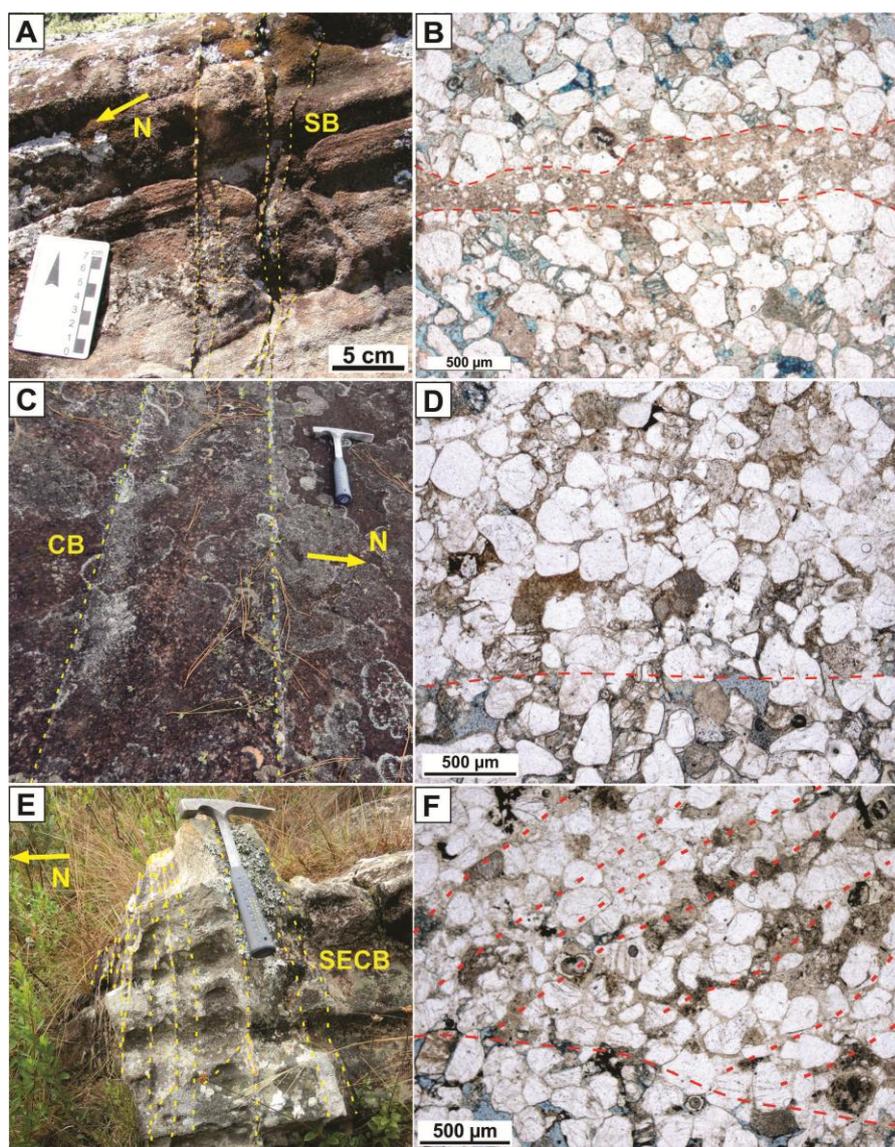


Figura 3.3. A) Bandas de cisalhamento (SB) agrupadas. B) Fotomicrografia evidenciando a cominuição dos grãos na SB, observar que os limites das bordas são bem definidos. C) Bandas de compactação (CB) retílineas e subparalelas. D) Fotomicrografia da CB com evidencia da redução da porosidade. E) Banda de compactação reforçada por cisalhamento

(SECB). F) Fotomicrografia da SECB, características similares a CB e diferencia-se dessas pela presença de grãos e fragmentos orientados.

Com base na análise das características dos diferentes tipos de bandas de deformação estudados conclui-se que as CB e SECB possivelmente se formaram em condições de soterramento relativamente raso e interface eodiagênese/mesodiagênese, em que os arenitos apresentavam alta porosidade e pouca litificação. Enquanto que as bandas de cisalhamento possivelmente se formaram em condições de mesodiagênese e maior soterramento, em que os arenitos apresentavam baixa porosidade e quase ou total litificação.

### **3.7. MICROTOMOGRAFIA**

A escolha das amostras para a análise por micro-CT foi definida com base nas características microestruturais das bandas de deformação. A partir dos tipos de bandas de deformação identificados, foram selecionadas três amostras de bandas de cisalhamento, uma de banda de compactação e duas de bandas de compactação reforçada por cisalhamento, totalizando seis amostras analisadas sob Micro-CT. As seções microtomográficas adquiridas exibem variações de tons de cinza, resultado da atenuação dos raios X na amostra. A partir destas seções foi realizada a separação das fases identificadas por meio do sistema binário, em etapa denominada binarização. Como resultado, foram obtidas seções binarizadas, nas quais são isolados os poros e as fases minerais, esta etapa é necessária para a construção do volume tridimensional microtomográfico. A análise das imagens microtomográficas foi integrada as informações obtidas pela análise microestrutural realizada previamente.

#### **3.7.1. Arcabouço poroso das bandas de cisalhamento**

As amostras M13C e M13A (Figura 3.4 e Figura 3.5), apresentam bandas de cisalhamento com espessura variando de 0,5 mm a 2 mm e espessura média de 1 mm, que sob o ponto de vista microestrutural consistem em faixas bem delimitadas de redução granulométrica (Figura 3.4B e Figura 3.5B). Nas seções microtomográficas, e respectivas seções binarizadas, são possíveis identificar faixas

com redução da porosidade que correspondem SB (Figura 3.4C e Figura 3.5C). No volume tridimensional da amostra M13C (Figura 3.4A) é possível visualizar mudança abrupta de porosidade em uma das bordas da banda de deformação, enquanto que na outra borda a mudança de porosidade é gradativa. Tal característica não pode ser visualizada nas imagens petrográficas, restritas a duas dimensões. Na amostra M13A (Figura 3.5A) esse padrão não é observado. Neste caso a banda de cisalhamento apresenta bordas com limites irregulares.

A amostra M16B foi escolhida por apresentar um grupo de bandas de cisalhamento. Nesta amostra são observadas três faixas de bandas em padrão anastomosado, com espessura variando de 0,5 mm a 2 mm (Figura 3.6A e B). Nas seções microtomográficas e seções binarizadas (Figura 3.6C) podem ser observadas com nitidez faixas anastomosadas com baixa porosidade que correspondem as SB. Por sua vez, a visualização do volume demonstra a abrupta variação de porosidade nas bandas de cisalhamento, quando comparada a porosidade da rocha parental. Na Figura 3.6A observa-se o encontro das três bandas em estrutura anastomosada, com a preservação de rocha parental pouco ou não deformada entre as bandas, em forma de olho. A redução da porosidade nas bandas é persistente em todo o volume de amostra, complementando a informação bidimensional obtida na petrografia. A fotomicrografia da amostra M16B (Figura 3.6B) demonstra variação no contraste granulométrico entre a rocha parental e as três SB identificadas na amostra, que apresentam diferentes graus de cominuição (Figura 3.6B), fato que dificulta a delimitação da banda ao microscópio. Quando se compara a fotomicrografia com o modelo microtomográfico tridimensional verifica-se redução de porosidade nas três bandas nítida e proporcional às características microestruturais (grau de cominuição).

De modo geral, as amostras M13A, M13C e M16B apresentam bandas com grau de cominuição semelhantes (comparar as Figura 3.4, Figura 3.5 e Figura 3.6), sendo marcadas pela abrupta redução de porosidade ao longo da estrutura. A partir dos valores de porosidade obtidos para cada amostra foi calculada a redução de porosidade baseada na diferença de porosidade entre a rocha parental e a banda de deformação. A redução de porosidade varia de 77 a 97 % (Tabela 3.1) e quando comparada a redução de porosidade obtida para cada amostra nota-se uma variação de 12 a 20%. A menor redução de porosidade é apresentada pela amostra M16B, enquanto que a amostra M13C apresenta maior redução (Tabela 3.1). A

análise da conectividade dos poros mostra em todas as amostras um aumento em torno de 30 a 70% (Tabela 3.1) na porcentagem de poros isolados em relação aos poros conectados.

Tabela 3.1: Porosidade total e conectividade de poros quantificadas por micro-CT em volume de banda cisalhamento (SB) e rocha parental (RP) de cada amostra, e azimute das SB.

Amostra	Azimute	Volume da amostra (mm <sup>3</sup> )	Porosidade total (%)	Diferença de Porosidade total (%)	Poros conectados (%)	Poros isolados (%)	Poros conectados (%)*	Poros isolados (%)*	
M13A	RP	203	0,66863	8,7	89,65	6,5	2,2	74,71	25,29
	SB			0,9		0,3	0,6	33,33	66,67
M13C	RP	200	1,55714	10,2	96,67	8,9	1,3	87,25	12,75
	SB			0,34		0,07	0,27	20,59	79,41
M16B	RP	228	2,28345	5,98	77,42	4	1,98	66,89	33,11
	SB			1,35		0,5	0,85	37,04	62,96

\* Porosidade = 100%

De modo geral, os poros das bandas de cisalhamento apresentam pouca variação de forma, principalmente, quando comparados aos poros da rocha parental e tendem a apresentar formato esférico e suavemente achatado, no entanto, também foram identificados poros alongados. Por vezes, os poros isolados remanescentes localizados dentro das SB ocorrem alinhados e orientados segundo direção subparalela a banda. Esses poros alinhados observados dentro das SB são mais evidentes na amostra M16B (Figura 3.6C), enquanto que nas amostras M13C (Figura 3.4C) e M13A (Figura 3.5C) são muito incipientes. Também foram observados poros alinhados e orientados na rocha pouco ou não deformada remanescente entre bandas de cisalhamento conectadas da amostra M16B (Figura 3.6C), mas não foram observados na rocha parental entre bandas não conectadas da amostra M13C (Figura 3.4C). A rocha parental que circunda a banda da amostra M13A (Figura 3.5C) e o grupo de bandas da amostra M16B (Figura 3.6C) não apresenta orientação dos poros, Na amostra M16B os poros são mais evidentes na rocha parental remanescente entre as bandas mais próximas e se tornam menos presentes com o aumento da distância entre as bandas, que alcança até 6 mm na amostra.

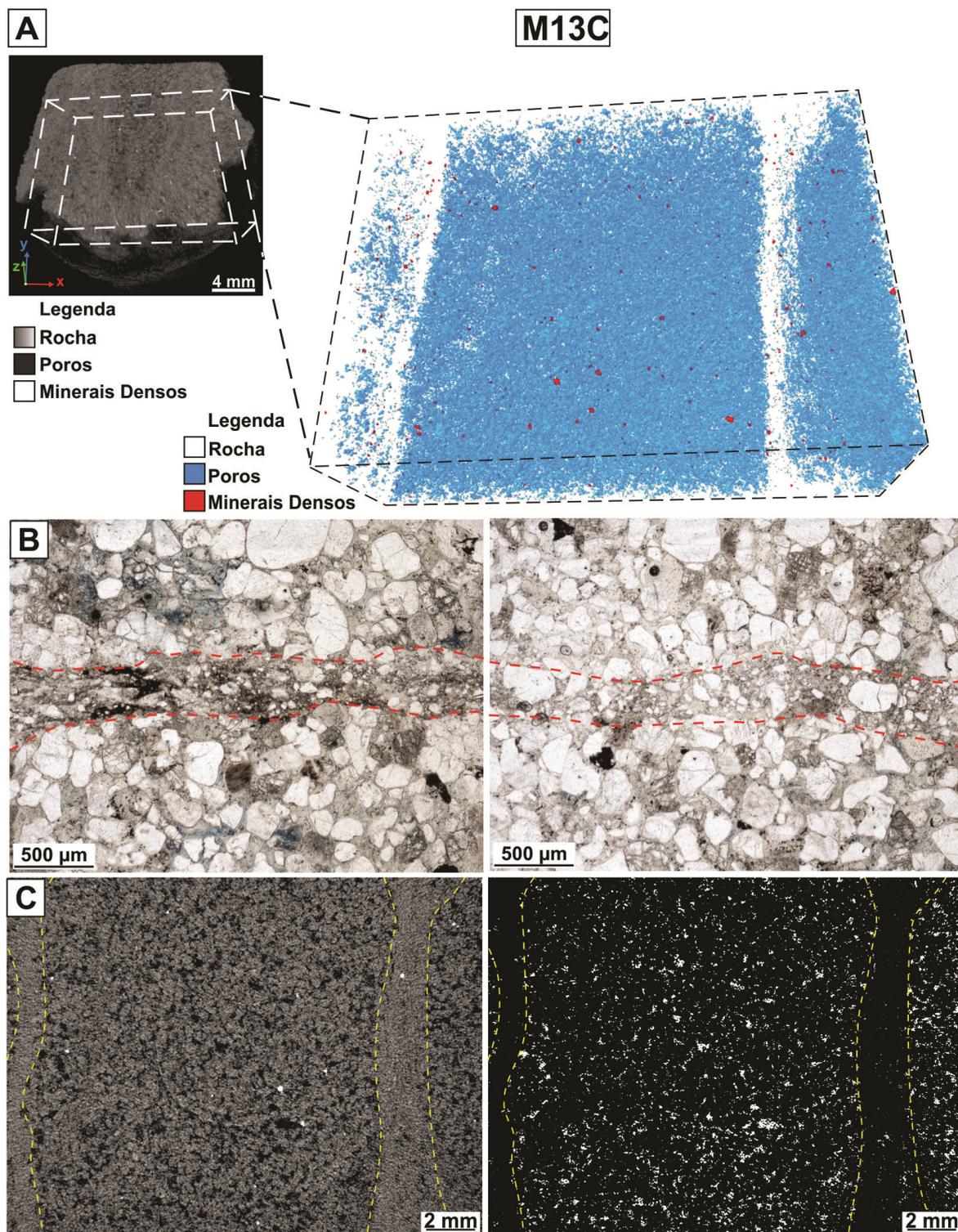


Figura 3.4: Banda de cisalhamento, amostra M13C: A) Modelo tridimensional da amostra reconstruído por seções microtomográficas com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases rocha, poros e minerais densos evidenciando a diferença de porosidade na banda de cisalhamento. B) Fotomicrografias das bandas de cisalhamento. C) Seções microtomográficas com bandas de cisalhamentos delimitadas e respectivas seções binarizadas (poros em branco).

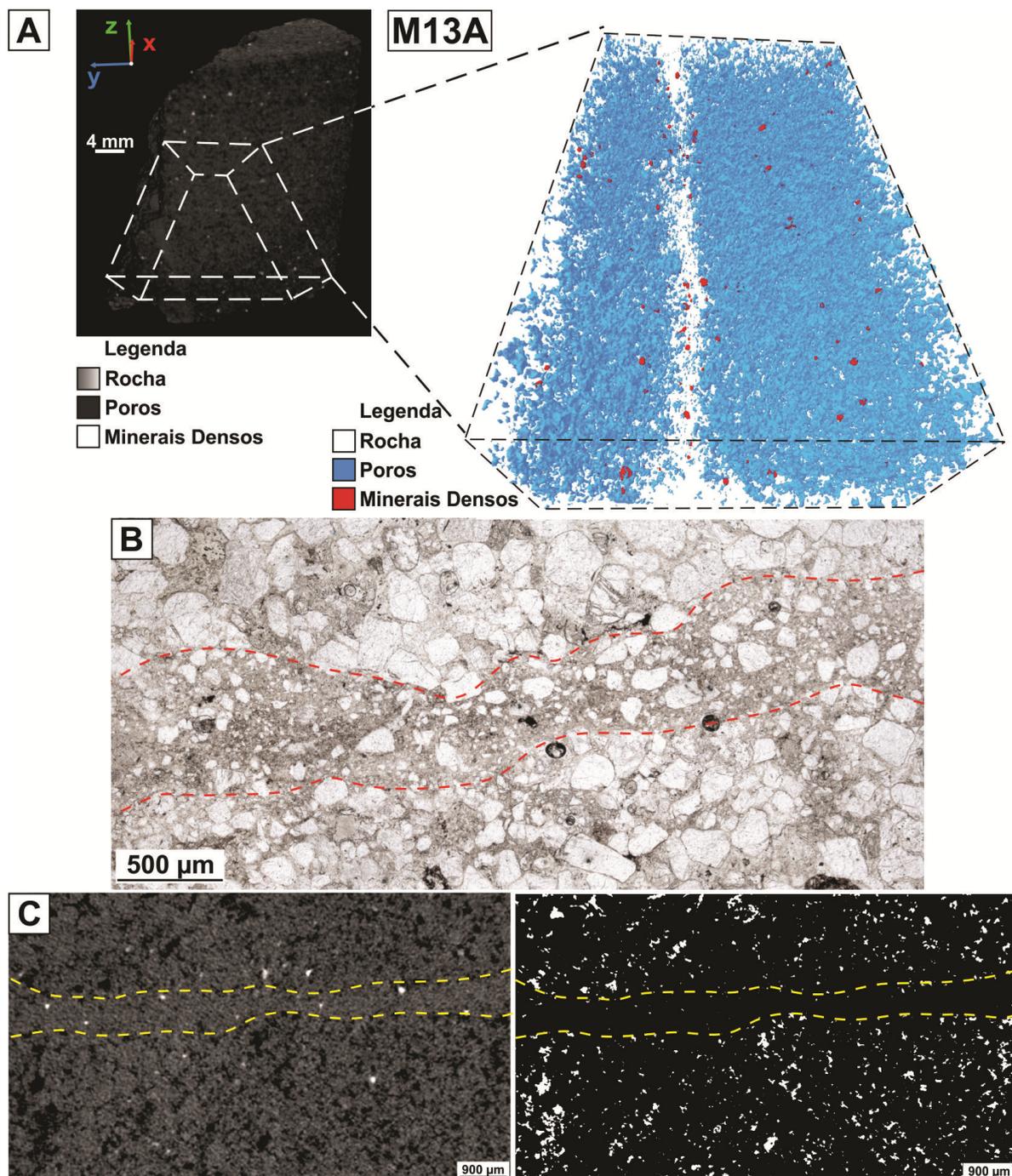


Figura 3.5: Banda de cisalhamento, amostra M13A: A) Modelo tridimensional da amostra reconstruído por seções microtomográficas com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases rocha, poros e minerais densos evidenciando a diferença de porosidade na banda de cisalhamento. B) Fotomicrografias da banda de cisalhamento. C) Seções microtomográficas com bandas de cisalhamentos delimitadas e respectivas seções binarizadas (poros em branco) com direções secundárias de redução de poros destacada.

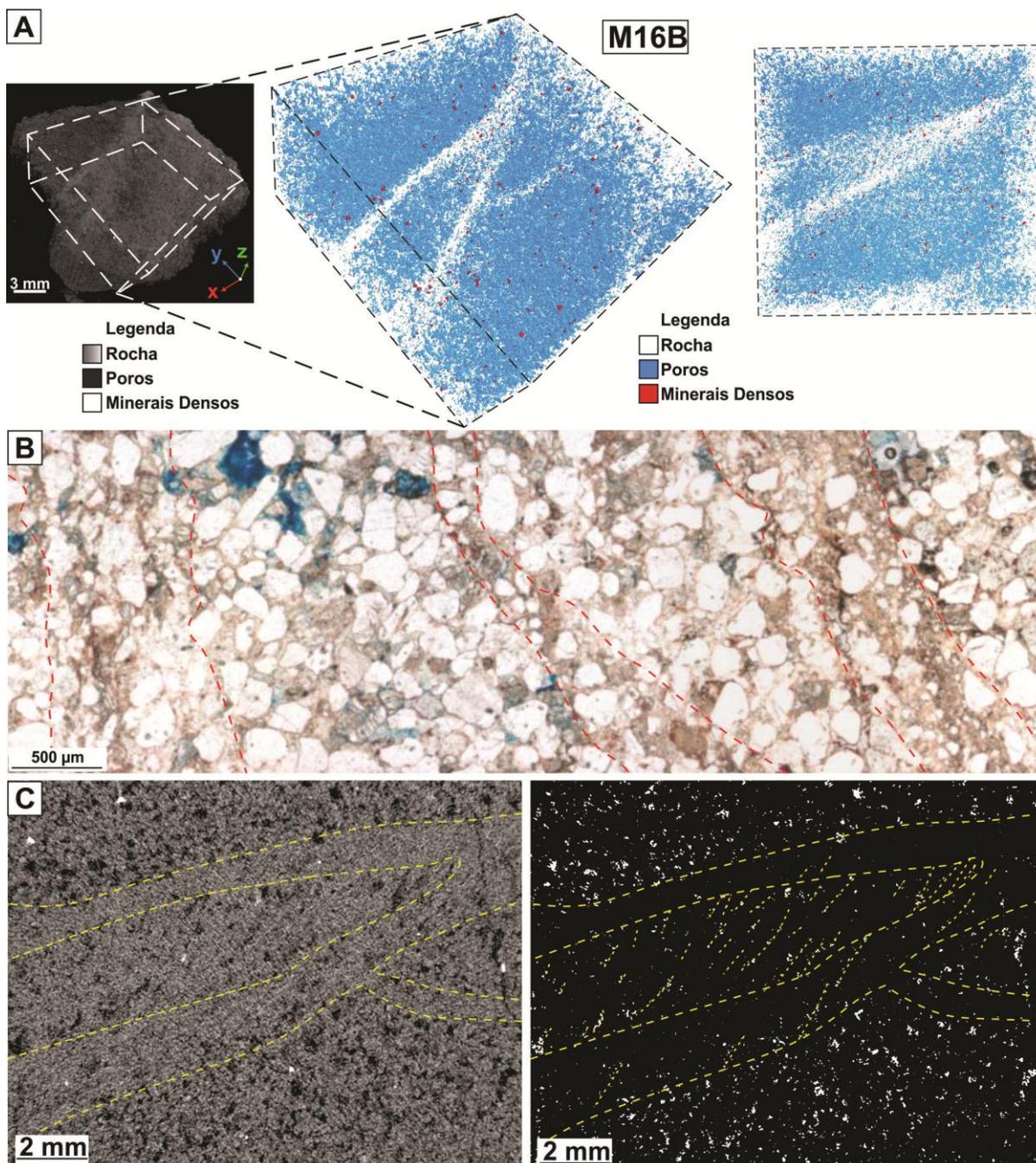


Figura 3.6: Banda de cisalhamento, amostra M16B. A) Modelo tridimensional da amostra reconstruído por seções microtomográficas com demarcação de volume selecionado para separação das fases. Modelo tridimensional do volume selecionado com separação das fases rocha, poros e minerais densos, evidenciando a diferença de porosidade na banda de cisalhamento. B) Fotomicrografia com bandas de cisalhamento com diferentes graus de cominuição. C) Seções microtomográficas com bandas de cisalhamento delimitadas. Respectivas seções binarizadas (poros em branco) com orientação dos poros e direções secundárias de redução de poros destacadas.

### **3.7.2. Arcabouço poroso das bandas de compactação e bandas de compactação reforçadas por cisalhamento**

As amostras banda de compactação reforçada por cisalhamento (SECB, Figura 3.7 e Figura 3.8) e a amostra de banda de compactação (CB, Figura 3.10) também são marcadas por baixa porosidade em relação a rocha parental (RP), embora esta redução não seja tão intensa e abrupta como observado nas amostras de SB.

As amostras M2B e M2E, escolhidas como exemplos de SECB, apresentam bandas com espessura com variação entre 1 e 3 mm, com espessura média de 2,5 mm (Figura 3.7 e Figura 3.8). As imagens microtomográficas mostram com nitidez a compactação dos grãos da rocha e a preservação de poros deformados (Figura 3.7). Nestas imagens as bordas da banda podem ser delimitadas com mais facilidade que na análise microestrutural (Figura 3.7B e C). No volume microtomográfico observa-se que, embora sejam observados poros preservados dentro da banda, estes não se apresentam conectados. Na amostra M2E (Figura 3.8) podem ser notadas duas SECB subparalelas, o que por vezes não é identificado na análise microestrutural devido a sutil variação de porosidade.

Nas seções microtomográficas e respectivas seções binarizadas as SECB são caracterizadas pela presença de poros alongados e alinhados (Figura 3.7C e Figura 3.8C). A orientação dos poros é a mesma dos grãos, identificada em seções delgadas e indica cisalhamento associada à compactação (Figura 3.7B e Figura 3.8B). O modelo tridimensional (Figura 3.7A e Figura 3.8C) mostra a existência de poros isolados e orientados dentro e entre as bandas da amostra M2E e dentro da banda da amostra M2B. A orientação dos poros na amostra M2E é mais sutil que na M2B, uma vez que o tamanho dos poros é menor. Comparando as imagens das amostras M2B e M2E observa-se a relação proporcional entre o tamanho dos poros da rocha parental e o tamanho dos poros remanescentes dentro da banda. Os poros remanescentes são intergranulares, intragranulares e móldicos. Os dois últimos tipos ocorrem em grãos de feldspato pouco ou não deformados e, por vezes, em grãos intensamente deformados. A partir da análise microtomográfica 3D verificou-se que os poros alongados tendem a apresentar forma oblata (Figura 3.9), sendo que seu maior comprimento é observado em seções horizontais.

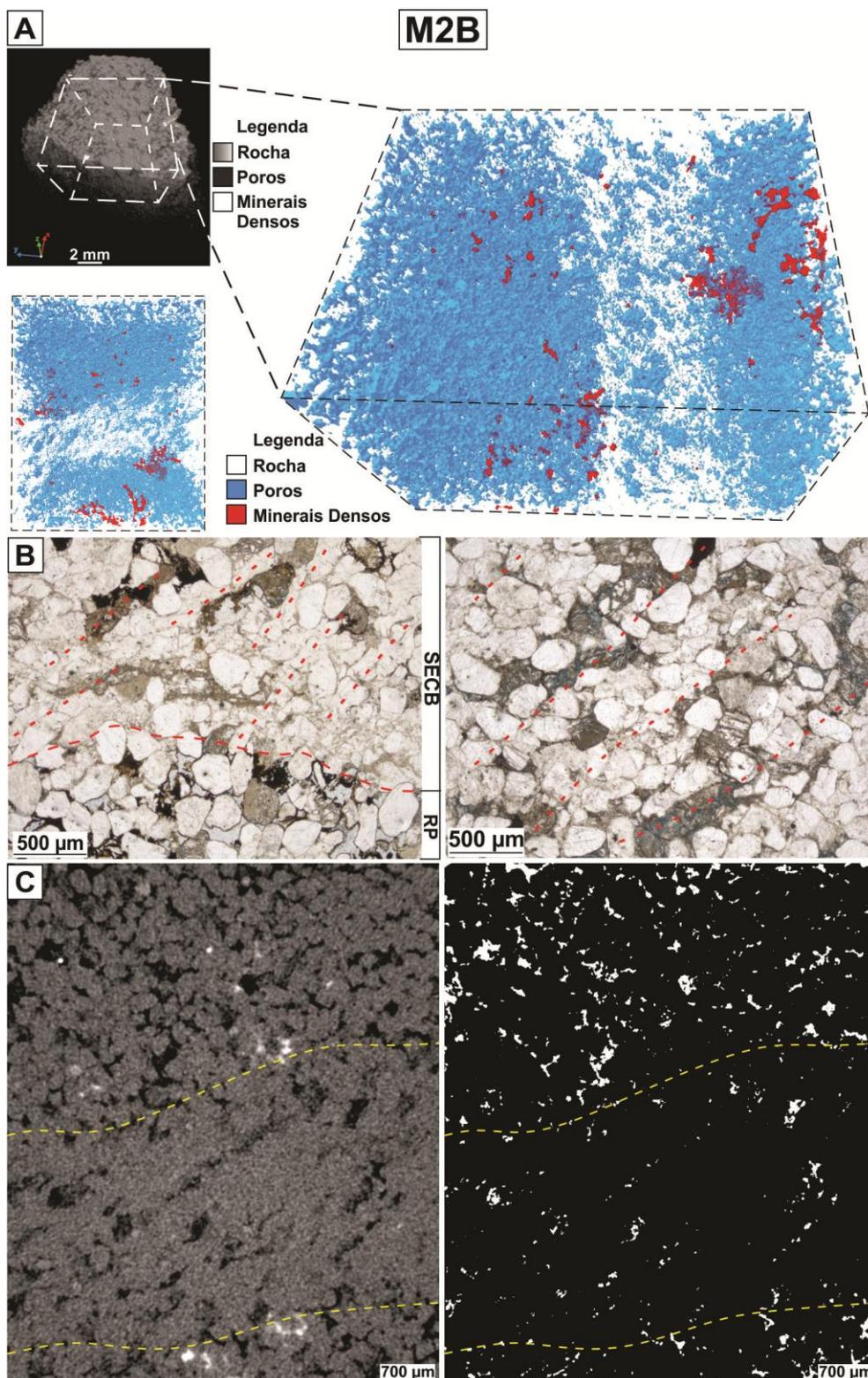


Figura 3.7: Banda de compactação reforçada por cisalhamento (SECB), amostra M2B: A) Modelo tridimensional da amostra reconstruído por seções microtomográficas com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases rocha, poros e minerais densos evidenciando a diferença de porosidade na banda de compactação. B) Fotomicrografias da banda de compactação com cisalhamento. Notar orientação dos grãos e poros, inter e intragranulares. C) Seções microtomográficas com banda delimitada e respectivas seções binarizadas (poros em branco). Notar presença de poros alongados e alinhados orientados.

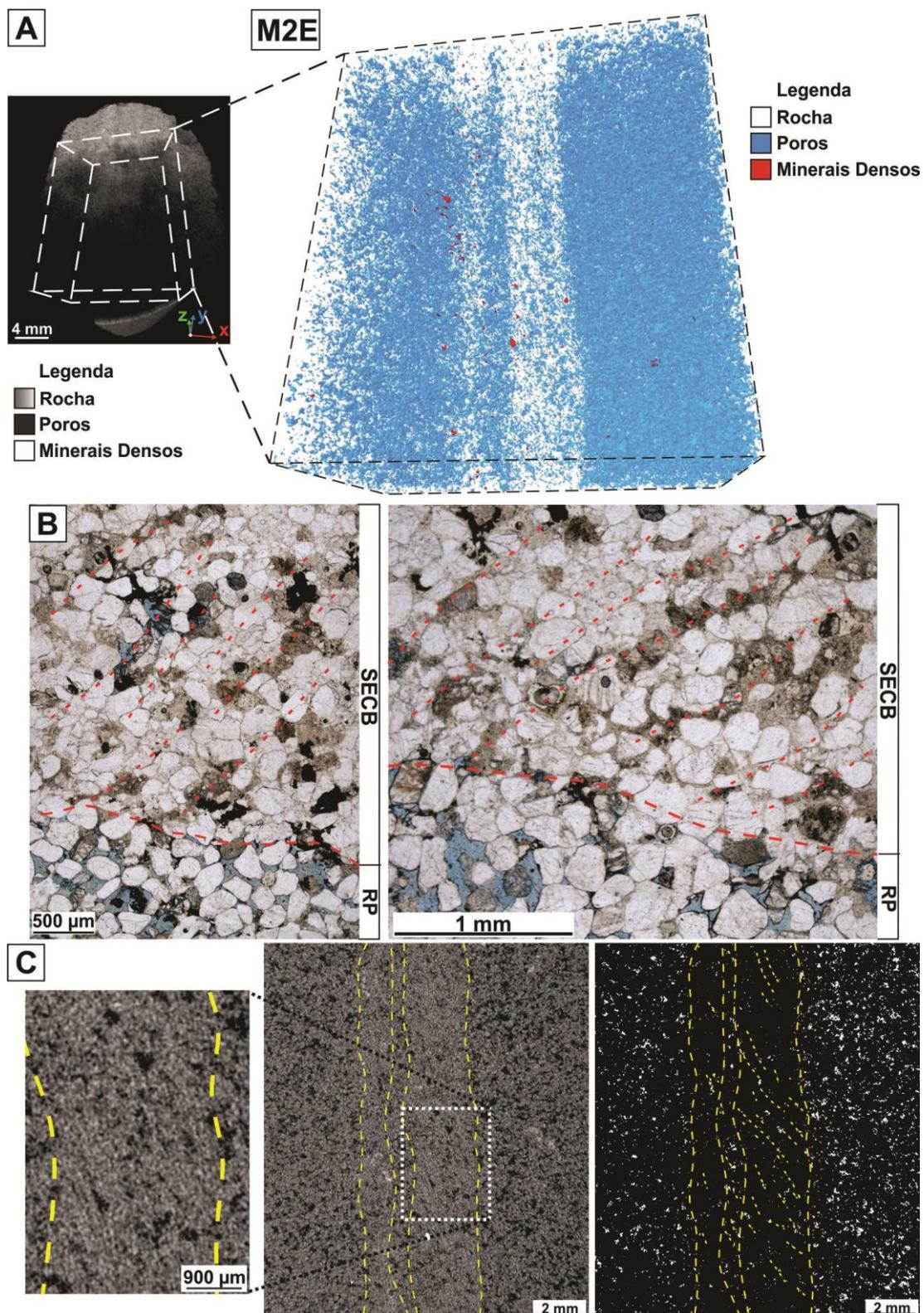


Figura 3.8: Banda de compactação reforçada por cisalhamento (SECB), amostra M2E: A) Modelo tridimensional da amostra reconstruído por seções microtomográficas com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases rocha, poros e minerais densos evidenciando a diferença de porosidade nas bandas de compactação. B) Fotomicrografias das bandas de compactação com cisalhamento. Notar orientação dos grãos e poros, inter e intragranulares. C) Seções microtomográficas com banda delimitada e respectivas seções binarizadas (poros em branco). Notar presença orientação dos poros.

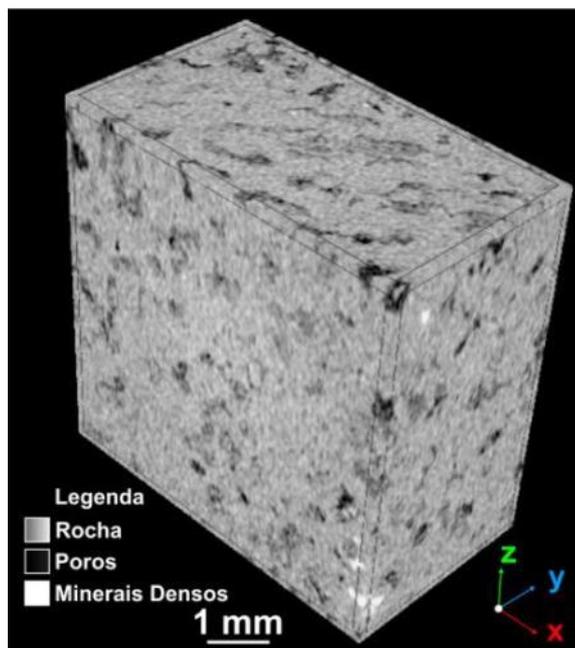


Figura 3.9: Modelo tridimensional de volume da banda de compactação reforçada por cisalhamento, amostra M2B, com poros alongados com formato oblato.

A amostra M18A exemplifica as bandas de compactação descritas na área (Figura 3.10) e apresenta cerca de 4 mm de espessura. Em lâmina delgada a CB da amostra M18A apresenta limites muito sutis (Figura 3.10), sendo identificadas principalmente pela compactação dos grãos e redução da porosidade. Nas seções microtomográficas, e respectivas imagens binarizadas, (Figura 3.10) foram possíveis delimitar com mais facilidade as bordas da banda, marcadas pela redução de porosidade. No volume tridimensional a definição da borda limite da banda é mais sutil devido à superposição de poros em perspectiva (Figura 3.10A). As amostras de CB apresentam baixa conectividade entre poros dentro das bandas de compactação e diferentemente das SECB apresentam poros com formatos diversos, sem orientação preferencial e distribuição aleatória (Figura 3.10C).

A redução de porosidade total da rocha parental (RP) para a CB e da RP para as SECB mostrou-se homogênea com valores em torno de 80% para as todas as amostras (Tabela 3.2), enquanto a análise da conectividade dos poros mostrou diferenças. As amostras de SECB (M2B e M2E) apresentam perda de conectividade dos poros em torno de 15 a 25% maior que a amostra de CB (M18B) (Tabela 3.2).

Tabela 3.2: Porosidade e conectividade de poros quantificadas micro-CT em volume de bandas de compactação reforçada por cisalhamento (SECB), bandas de compactação (CB) e rocha parental (RP) de cada amostra, e azimute das estruturas.

Tipo	Amostra	Azimute	Volume da amostra (mm <sup>3</sup> )	Porosidade total (%)	Diferença de Porosidade total (%)	Poros conectados (%)	Poros isolados (%)	Poros conectados (%)*	Poros isolados (%)*
SECB	M2B	RP	34,87382	7,1	82,11	5,38	1,72	75,77	24,23
		SECB		1,27		0,41	0,86	32,28	67,72
	M2E	RP	8,29055	6	80,5	3,4	2,6	56,67	43,33
		SECB		1,17		0,27	0,9	23,08	76,92
CB	M18A	RP	12,91569	5,2	82,69	2,1	3,1	40,38	59,62
		CB		0,9		0,2	0,7	22,22	77,78

\* Porosidade = 100%

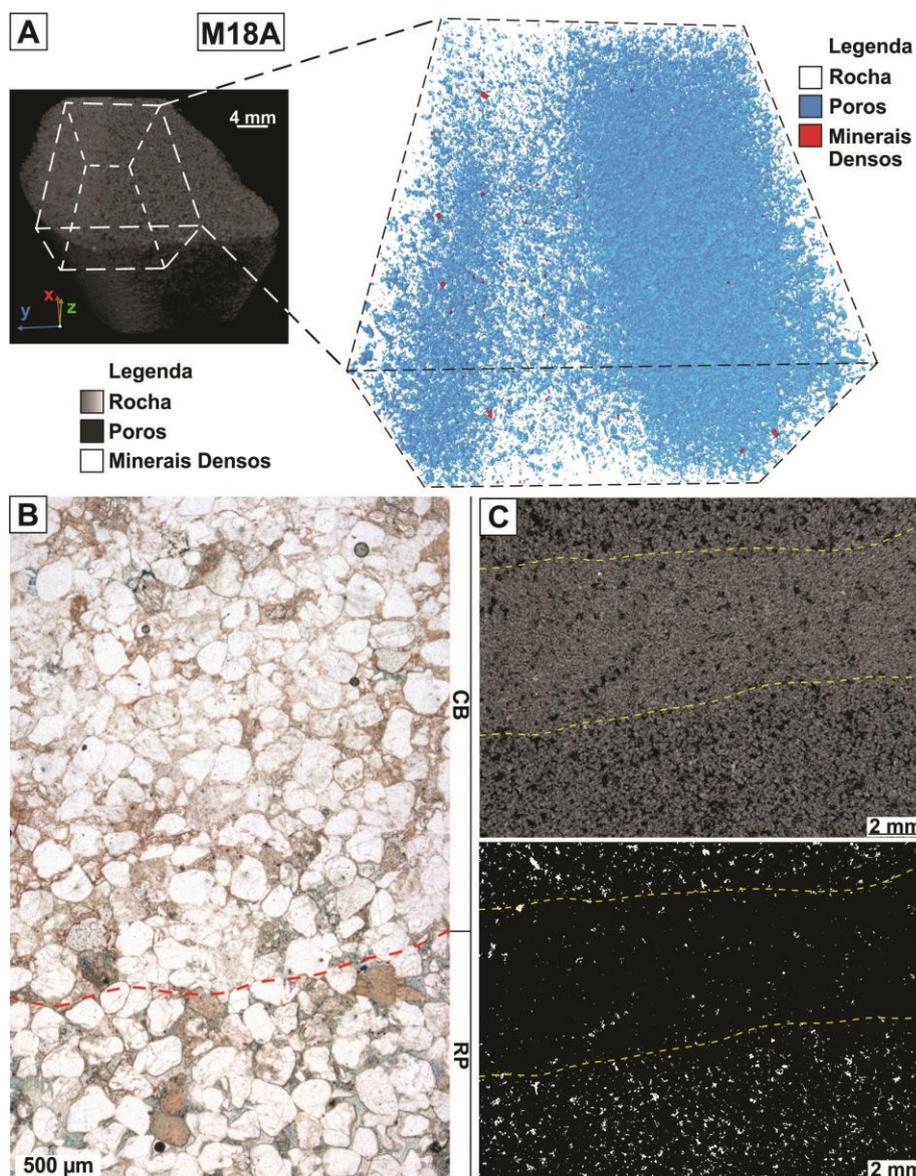


Figura 3.10: Banda de compactação (CB), amostra M18A: A) Modelo tridimensional da amostra reconstruído por seções microtomográficas com demarcação de volume selecionado para análise. Modelo tridimensional de volume selecionado com separação das fases rocha, poros e minerais densos evidenciando a diferença de porosidade na banda de compactação. B) Fotomicrografias da CB e rocha parental (PR). C) Seções microtomográficas com banda delimitada e respectivas seções binarizadas (poros em branco).

### 3.8. DISCUSSÃO

A análise das seções microtomográficas juntamente com as informações microestruturais de cada tipo de banda de deformação indica uma relação geral entre mecanismos de deformação, espessura e redução de porosidade. As bandas de cisalhamento, em geral, apresentam menor espessura e maior redução de porosidade. Enquanto que, as bandas de compactação e as bandas de compactação reforçada por cisalhamento apresentam maiores espessuras e menor redução de porosidade. A amostra M16B de bandas de cisalhamento não segue esse padrão possivelmente devido a diferenças nos processos de formação dessas bandas de deformação em relação às demais.

A análise das bandas de cisalhamento mostra ainda uma relação entre cataclase e porosidade, em que a porosidade diminui com o aumento do grau de cominuição. Contudo, bandas de cisalhamento sem variação de cominuição também apresentaram variações de porosidade. Essas variações de porosidade podem representar variações microestruturais que não são possíveis de observar na escala de lâmina petrográfica. No caso da redução de porosidade variação identificada não apresenta relação com variações microestruturais, pois as bandas de deformação selecionadas em cada amostra de SB têm características microestruturais semelhantes.

Quando comparadas bandas de cisalhamento com diferentes graus de cominuição verifica-se relação direta entre espessura e deformação. As bandas de cisalhamento com cominuição pouco desenvolvida são normalmente mais espessas que as SB com cominuição bem desenvolvida. Como a deformação influencia diretamente a perda de porosidade é possível relacionar esta última com a espessura. Porém, a relação entre porosidade e espessura parecer ser válida apenas quando comparadas bandas de cisalhamento diferenças significativas de cominuição. Quando analisada a variação de espessura ao longo de uma mesma banda de cisalhamento verificou-se que muitas vezes a variação de espessura não tem relação com o grau de cominuição, e conseqüentemente com redução de porosidade.

Como apontado por Torabi & Fossen (2009), a relação entre intensidade da cataclase e espessura das bandas de cisalhamento não é simples de determinar (Torabi & Fossen, 2009). Estudos mostram que a espessura de SB depende do

tamanho dos grãos, angularidade dos grãos, densidade inicial e pressão confinante. No caso de estudo verificou-se que a relação entre porosidade, espessura da SB e características microestruturais é difícil de ser definida, embora haja a tendência de maior redução da porosidade em bandas de cisalhamento mais delgadas.

A redução de porosidade nas bandas de cisalhamento corresponde à relação entre porosidade da rocha parental e a porosidade da banda de cisalhamento quantificadas em cada amostra de SB, com isso as variações de redução de porosidade podem resultar de diferenças entre as características rochas parentais de origem pré, sin ou pós-deformação, como porosidade original, diagênese, deformação, entre outras. Já a análise da conectividade dos poros indica que as bandas de cisalhamento são caracterizadas pela diminuição da conectividade dos poros. Além disso, quanto maior a redução da porosidade maior é a perda de conectividade dos poros.

Uma relação interessante observada foi entre o azimute das SB e a redução de porosidade. As amostras M13A e M13C, com azimute  $200^{\circ}$ , apresentam maiores reduções de porosidade, enquanto que a amostra M16B com azimutes  $225^{\circ}$  apresenta menor redução de porosidade. Essa diferença de  $25^{\circ}$  entre bandas de cisalhamento com diferentes reduções de porosidade pode resultar de diferenças na atuação do campo de tensão sobre os mecanismos de deformação ao longo dessas estruturas.

A análise por microtomografia mostra ainda que as amostras de SB podem apresentar estruturação dos poros na rocha parental remanescente entre bandas e, mais raramente, dentro das bandas (particularmente dentro de bandas com cominuição menos desenvolvida), mas não na rocha parental que circunda as SB. A presença de poros alongados e, principalmente, alinhados na rocha parental remanescente entre bandas agrupadas e com distância determinada sugere que a conectividade das bandas e o aumento da proximidade entre essas permitem maior interação com a rocha parental preservada em forma de olho, o que resulta em certa deformação da rocha parental e estruturação do arcabouço poroso. Tal relação pode explicar porque a diferença de porosidade entre a rocha parental e a banda de cisalhamento foi menor na amostra com bandas conectadas (M16B). Já a baixa presença de poros alinhados e alongadas, de modo geral, e o fato de ocorrerem preferencialmente dentro das bandas com cominuição menos desenvolvida indica o aumento de cataclase associada a fluxo granular controla a presença desses poros.

Portanto, considera-se que estruturação dos poros não está relacionada aos processos sedimentares, mas sim ao processo de formação das SB.

Em todas as amostras foram identificadas faixas oblíquas às bandas de cisalhamento, onde se observou incipiente redução de porosidade. Essas faixas não apresentam mesma orientação preferencial nas diferentes amostras analisadas e sua gênese não foi conclusiva. Estas faixas, assim como os poros alongados, não foram observadas na petrografia.

A redução de porosidade total na amostra M18B de CB e nas duas amostras de SECB mostra diferenças pouco significativas. Isso sugere que o componente de cisalhamento teve pouca ou nenhuma influencia na redução da porosidade total. Contudo, a análise da conectividade dos poros na amostra M18B de CB e nas duas amostras de SECB indica relação entre conectividade dos poros e cisalhamento. A perda de conectividade dos poros é maior nas SECB, que pode estar relacionado a maior influencia de fluxo granular permitindo melhor rearranjo do espaço. Quando comparada espessura e deformação na banda de compactação e nas bandas de compactação reforçada por cisalhamento parece não ter relação com a catáclase, mas sim com a presença de um componente cisalhante. Isso porque esses tipos de bandas de deformação não mostram diferenças microestruturais relacionadas à catáclase, mas se diferenciam pela orientação ou não dos grãos e fragmentos. Como o cisalhamento mostra ainda não ter influenciado a redução de porosidade permanece difícil determinar a relação entre espessura e porosidade, se comparadas esses tipos de bandas de deformação.

A análise por micro-CT das características geométricas e distribuição da porosidade na banda de compactação e nas bandas de compactação reforçadas por cisalhamento indica que a diferenças entre os dois tipos de bandas de deformação resulta da presença ou não de um componente cisalhante associado a compactação. O cisalhamento nas SECB orientou grãos e fragmentos gerando poros intergranulares alongados e alinhados entre esses e posteriormente a dissolução de grãos de feldspato pouco ou não deformados por difusão iônica ao longo dos microporos presentes gerou poros intragranulares e móldicos, também alinhados e alongados. O processo de difusão iônica permite o desenvolvimento da diagênese em meios com poucos ou sem macroporos. A dissolução do feldspato também é observada nas CB, porém sem orientação, tal como os grãos e fragmentos desse tipo de banda.

A análise da redução de porosidade em SB, CB e SECB sugere dependência da cinemática e dos mecanismos de deformação. Essa relação também é observada quanto à perda de conectividade dos poros e suas demais características geométricas. Nas SECB a perda de conectividade dos poros está diretamente relacionada à presença de cisalhamento. Enquanto que nas SB a perda de conectividade dos poros está associada à redução da porosidade. Por sua vez, a relação entre redução de porosidade e o azimute das SB sugere diferente atuação do campo de tensão sob os mecanismos de deformação durante a formação das bandas de cisalhamento.

Após a formação de bandas de deformação podem ocorrer processos tectônicos e principalmente diagenéticos que modifiquem a porosidade dentro dessas estruturas. Assim como a cimentação por quartzo e a dissolução de feldspato que foram identificadas nas bandas de compactação. Porém, muitas vezes essas modificações são difíceis de identificar. Sendo assim a redução de porosidade obtida consiste na diferença atual de porosidade entre a rocha parental e a banda de deformação para cada amostra. Apesar da porosidade atual da rocha parental e das bandas de deformação não serem às originais a redução de porosidade mostra relação com as características microestruturais.

### **3.9. CONCLUSÕES**

A análise qualitativa e quantitativa por microtomografia computadorizada de raios X (micro-CT) apoiada por análise microestrutural por microscopia ótica de luz transmitida dos diferentes tipos de bandas de deformação identificados em arenitos da Formação Botucatu mostrou-se bastante eficiente e permitiu obter as seguintes conclusões a cerca da modificação da porosidade nessas estruturas:

- Através da micro-CT foi possível observar características do arcabouço poroso de cada tipo de banda de deformação que não foram observadas por petrografia.
- A quantificação da porosidade e da conectividade dos poros nas bandas de deformação e na rocha parental permitiu a caracterização da influencia do tipo de deformação nas modificações do arcabouço poroso.
- A relação entre porosidade espessura e deformação nas bandas de deformação permanece incerta. Essa relação é valida quando comparadas as

bandas de cisalhamento (SB) com as bandas de compactação (CB) ou com as bandas de compactação reforçada por cisalhamento (SECB), mas não é clara quando comparadas as CB com as SECB e as SB entre si.

- Os três tipos de bandas de deformação estudadas (SB, CB e SECB) são marcadas pela diferença de porosidade em relação a rocha parental (RP), sendo caracterizadas pela forte redução da porosidade.
- Os poros alongados e alinhados que ocorrem dentro das SB resultam possivelmente da orientação dos grãos e fragmentos pelo cisalhamento. Porém, a preservação dos poros depende da catáclase e fluxo granular.
- Os poros alongados e alinhados observados na rocha parental remanescente entre SB resultam de sua interação com as bandas, em que o cisalhamento orienta parte dos grãos promovendo o rearranjo do arcabouço poroso. Nesses casos a distância entre as SB influencia na orientação e volume de poros na rocha parental remanescente, sendo sua relação inversamente proporcional.
- As características dos poros (como forma, distribuição e estruturação) ao longo da banda de compactação e das bandas de compactação reforçada por cisalhamento dependem da presença de cisalhamento associado, da variação dos mecanismos de compactação e de catáclase.
- A atuação do cisalhamento juntamente com compactação promove maior perda de conectividade dos poros que a atuação da compactação apenas. A atuação ou não do cisalhamento junto à compactação em bandas de compactação (CB) e bandas de compactação reforçada por cisalhamento (SECB) aparentemente não influencia a redução de porosidade.
- A possibilidade de identificar a estruturação do arcabouço poroso de bandas de cisalhamento e bandas de compactação reforçadas por cisalhamento através da microtomografia de raios X amplia a aplicabilidade da técnica no estudo de bandas de deformação, quanto aos aspectos deformacionais.<sup>4</sup>

---

<sup>4</sup> Os autores agradecem ao Programa de Pós-graduação em Geologia, ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) e ao Laboratório de Análises de Bacias do Paraná (LABAP), do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná. Agradecemos também à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) e ao Programa REUNI/UFPR pela bolsa de Mestrado.

## CAPÍTULO 4

### CONCLUSÕES

---

Com base na análise estrutural de bandas de deformação em arenitos eólicos do leste da Bacia do Paraná, uma série de conclusões gerais podem ser listados:

- Análise microestrutural permitiu a identificação de três tipos de bandas de deformação: bandas de cisalhamento (SB), bandas de compactação (CB), e as bandas de compactação reforçada-cisalhamento (SECB). Todos os três são caracterizadas pela redução da porosidade.
- Na escala afloramento os diferentes tipos de bandas de deformação são difíceis de identificar, porque as suas características geométricas são muito similares.
- As bandas de cisalhamento são caracterizados pela intensa cominuição e rotação dos grãos, devido a mecanismos de cataclase e fluxo granular.
- As bandas de compactação e as bandas de compactação reforçada por cisalhamento são caracterizadas principalmente pela compactação (mecânica e química) de grãos e, secundariamente, por cataclase e fluxo granular. As bandas de compactação reforçada por cisalhamento, ao contrário das bandas de compactação, exibir orientação preferencial dos grãos e fragmentos.
- As bandas de compactação e bandas de compactação reforçada por cisalhamento provavelmente foram formados em profundidades relativamente rasas de soterramento na interface eodiagênese/mesodiagênese devido à deformação de arenitos porosos mais ou menos litificados. As bandas de cisalhamento provavelmente foram formadas em profundidades maiores (mesodiagênese), onde arenitos mais litificados permitiram cataclase mais eficaz.
- A ocorrência generalizada de bandas de deformação em arenitos que constituem o Sistema Aquífero Guarani e a associação dessas estruturas com zonas de falhas regionais indicam que eles podem formar um importante e subestimada anisotropia estrutural de reservatórios.

A análise qualitativa e quantitativa por microtomografia computadorizada de raios X (micro-CT) apoiada por análise microestrutural por microscopia ótica de luz transmitida dos diferentes tipos de bandas de deformação identificados em arenitos

da Formação Botucatu mostrou-se bastante eficiente e permitiu obter as seguintes conclusões a cerca da modificação da porosidade nessas estruturas:

- Através da micro-CT foi possível observar características do arcabouço poroso de cada tipo de banda de deformação que não foram observadas por petrografia.
- A quantificação da porosidade e da conectividade dos poros nas bandas de deformação e na rocha parental permitiu a caracterização da influencia do tipo de deformação nas modificações do arcabouço poroso.
- A relação entre porosidade espessura e deformação nas bandas de deformação permanece incerta. Essa relação é valida quando comparadas as bandas de cisalhamento (SB) com as bandas de compactação (CB) ou com as bandas de compactação reforçada por cisalhamento (SECB), mas não é clara quando comparadas as CB com as SECB e as SB entre si.
- Os três tipos de bandas de deformação estudadas (SB, CB e SECB) são marcadas pela diferença de porosidade em relação a rocha parental (RP), sendo caracterizadas pela forte redução da porosidade.
- Os poros alongados e alinhados que ocorrem dentro das SB resultam possivelmente da orientação dos grãos e fragmentos pelo cisalhamento. Porém, a preservação dos poros depende da catáclase e fluxo granular.
- Os poros alongados e alinhados observados na rocha parental remanescente entre SB resultam de sua interação com as bandas, em que o cisalhamento orienta parte dos grãos promovendo o rearranjo do arcabouço poroso. Nesses casos a distância entre as SB influencia na orientação e volume de poros na rocha parental remanescente, sendo sua relação inversamente proporcional.
- As características dos poros (como forma, distribuição e estruturação) ao longo da banda de compactação e das bandas de compactação reforçada por cisalhamento dependem da presença de cisalhamento associado, da variação dos mecanismos de compactação e de catáclase.
- A atuação do cisalhamento juntamente com compactação promove maior perda de conectividade dos poros que a atuação da compactação apenas. A atuação ou não do cisalhamento junto à compactação em bandas de

compactação (CB) e bandas de compactação reforçada por cisalhamento (SECB) aparentemente não influencia a redução de porosidade.

- A possibilidade de identificar a estruturação do arcabouço poroso de bandas de cisalhamento e bandas de compactação reforçadas por cisalhamento através da microtomografia de raios X amplia a aplicabilidade da técnica no estudo de bandas de deformação, quanto aos aspectos deformacionais.

## REFERENCIAS

- Almeida, F.F.M., 1954. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. DNPM Div. Geol. Min., Notas Prel. e Estudos, 86, 21p.
- Almeida, F.F.M., 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: *Anais do 23º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador: SBG, 29-46.
- Almeida, F.F.M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul- Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 13(3): 139-158.
- Almeida, F.F.M. & Melo, C., 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: Bistrichi, C.A., Carneiro, C.D.R., Dantas, A.S.L., Ponçano, W.L. (Eds.), *Mapa geológico do Estado de São Paulo - nota explicativa*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1: 46-77.
- Antonellini, M. & Aydin, A., 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *AAPG Bulletin*, 79: 642- 671.
- Antonellini, M. & Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bulletin*, 78: 355–377.
- Antonellini, M., Aydin, A., Pollard, D.D. 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struct. Geol.*, 16 (7): 941-959.
- Antonellini, M. & Pollard, D.D., 1995. Distinct element modeling of deformation bands in sandstone. *Journal of Structural Geology*, 17: 1165–1182.
- Araújo, C.C., 2003. Gênese das ocorrências de arenito asfáltico da borda leste da Bacia do Paraná, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 135 p.
- Araújo, L.M., França, A.B., Potter, P.E., 1995. Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai: Mapas Hidrogeológicos das Formações Botucatu, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. Universidade Federal de Paraná, Biblioteca de Ciência e Tecnologia, Centro Politécnico, Curitiba, Brasil, 1–16 p.
- Araújo, L.M., Franca, A.B., Potter, P.E., 1999. Hydrogeology of the Merosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná basins, South-America, and comparison with Navajo-Nugget aquifer system, USA. *Hydrogeol. J.*, 7: 317-336.
- Araújo Netto, J.M., Silva, F.C.A., Sá, E.F.J., 2012. Caracterização meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: um exemplo nas tectonossequências Paleozoica, Pré e Sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Geol. USP, Sér. cient.*, 12(1): 83-98.
- Assine, M.L., Piranha, J.M., Carneiro, C.R., 2004. Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Fálvio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda, São Paulo, 77-92 p.
- Aydin, A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstones. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 913-930.
- Aydin, A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*. 17: 797-814.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology*, 28: 83–98.
- Aydin, A. & Johnson, A.M., 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 931–942.

- Aydin, A. & Johnson A.M., 1983 Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, 5 (1): 19 – 31.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J., Benedicto, A., Cavailhes, T., Raynaud, S., 2012. The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France. *AAPG Bulletin*, 96 (11): 2167–2186.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit E. 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France) *Journal of Structural Geology*, 47: 3-15.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R., 1961. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 1089-1106.
- Bonaparte, J.F., 1996. Late Jurassic vertebrate communities of eastern and western. *Gondwana. GeoRes. Forum*, 1: 427–432.
- Boons, S., 2010. Software CTVox, version 1.0.0.r479. Kontich, Bélgica. Disponível em: <http://www.skyscan.be/products/downloads.htm>. Acessado em: jan2014.
- Borg, I., Friedman, M., Handin, J., Higgs, D.V., 1960. Experimental study of St. Peter Sand: a study of cataclastic flow. *In: Griggs, D. & Handin, J. (Eds) Rock Deformation. Mem. Geol. Soc. Am.*, 79: 133-192.
- Borja, R.I. & Aydin, A., 2004. Computational modeling of deformation bonds in granular media. I: Geological and mathematical framework. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 193: 2667–2698.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24: 1025-1028.
- Chemenda, A. I., 2011. Origin of compaction bands: Anti-cracking or constitutive instability? *Tectonophysics* 499,156–164.
- Cladouhos, T.T., 1999. Shape preferred orientations of survivor grains in fault *gouge*. *Journal of Structural Geology*, 21: 419-436.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P.D., Antonini, P., Furtado, S., Ruberti, E., Scheibe, L.F., 2002. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 32 (1): 43-58.
- Cordani, U.G. & Vadoros, P., 1967. Basaltic rocks of the Paraná Basin. *In: Problems in Brazilian Gondwana Geology: Bigarella, J.J.; Becker, R. D.; Pinto, I. D. (Eds) Problems in Brazilian Gondwana Geology, Brazilian Contribution to the I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology*, 207-231 p.
- Costa, P.R.C., Jardim De Sá, E.F., Guedes, I.M.G., Alves Da Silva, F.C., 2003. Caracterização estrutural da área da Serra do Letreiro, oeste da cidade de Jeremoabo (NE da Bahia). *Revista de Geologia*, 16: 49-60.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2004. Folha Curitiba (SG.22). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Escala 1:1.000.000.
- Dott, R.H., Jr., 1964. Wacke, graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? *J. Sedim. Petrol.*, 34 (3): 625-632.
- Du Bernard, X., Eichhubl, P., Aydin, A., 2002. Dilation bands, a new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters*, 29 (24): 2176
- Eichhubl, P., Hooker, J.N., Laubach, S.E., 2010. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. *Journal of Structural Geology*, 32: 1873 – 1886.

- Engelder, J.T., 1974. Cataclasis and the generation of fault *gouge*, *Geological Society of America Bulletin*, 85: 1515-1522.
- Favetto, A., Curcio, A., Pomposiello, C., 2011. Magnetotellurics applied to the study of the Guaraní aquifer in Entre Ríos Province, N-E Argentina. *J. South Am. Earth Sci.*, 32: 49-57.
- Feldkamp, L.A., Davis, L.C., Kress, J.W., 1984. Pratical conebeam algorithm. *Journal of the Society of America*, 1(6).
- Ferreira, F.J.F., 1982a. Alinhamentos estruturais–magnéticos da região centro- oriental da bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. Consórcio CESP-IPT, 144-166 p.
- Ferreira, F.J.F., 1982b. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do arco de Ponta Grossa. MSc Thesis. IG/USP, 170 p.
- Ferreira, T.S. & Silva, F.C.A., 2010. Bandas de deformação em arenitos porosos: estudo de casos em bacias do nordeste do Brasil. *Bol. Geoci. Petrobras*, 18 (2): 207-231.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX: Hemphill, 107p.
- Fossen, H., 2010. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: Observations from SE Utah *Marine and Petroleum Geology*, 27: 215–222.
- Fossen, H., 2012. Fratura e deformação rúptil. *In: Geologia Estrutural*. Andrade F.R.D. (Tradutor). Oficina de Textos, São Paulo, 165-202 p.
- Fossen, H. & Bale, A. 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *AAPG Bulletin*, 91 (12): 1685–1700.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society*, 164: 755–769.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Torabi, A., 2011. Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, 33: 1477-1490.
- Foster, S., Hirata, R., Vidal, A., Schmidt, G., Garduño, H., 2009. The Guarani Aquifer Initiative e Towards Realistic Groundwater Management in a Transboundary Context. Case Profile Collection 9. GWMate e The World Bank, Washington, 28 p.
- Fúlfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M.V., Vianna, R.B., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociênc.* 12 (4): 590-611.
- Geet, M.V. & Swennen, R., 2001. Quantitative 3D-fracture analysis by means of microfocuss X-ray computer tomography ( $\mu$ CT): an example from coal. *Geophysical Research Letters*, 28 (17): 3333-3336.
- Gomes, N.S. & Vortisch, W., 1990. Catodoluminescência: Breve Retrospectiva da Técnica e exemplos de sua aplicação ao estudo de rochas sedimentares. *Revista da Escola de Minas. Ouro Preto*, 44 (1):16-27.
- Groshong, R.H.Jr., 1988. Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *The Geological Society of America Bulletin*, 100: 1329-1360.
- Gudmundsson, A., Berg, S.S., Lyslo, K.B., Skurtveit, E., 2001 Fracture networks and fluid transport in active fault zones. *Journal of Structural Geology*, 23: 343-353.
- Hachiro, J., Coutinho, J.M.V., Riccomini, C., Coimbra, A.M., Fernandes, L.A., 1994. O Astroblema de Piratininga (São Paulo, Brasil). *In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 3., 1994, Rio Claro. *Boletim de Resumos...* Rio Claro: SBG, 93-96 p.
- Hesthammer, J. & Fossen, H., 2001. Structural core analysis from the Gullfaks area, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 411–439.

- Hirata, R., Gesicki, A., Sracek, O., Bertolo, R., Giannini, P.C., Aravena, R., 2011. Relation between sedimentary framework and hydrogeology in the Guarani Aquifer System in São Paulo state, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 31: 444-456.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1973. Folha Lages. SG-22-Z-C-V. Lages, Mapa topográfico, escala 1:100.000.
- Jacques, P.D., 2013. Tectônica transcorrente mesozoica-cenozóica na borda leste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina. Ph.D. thesis, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 232 p.
- Kharitonov, V., 2003. Software CTAnalyser, version 1.10.9.0. Kontich, Bélgica. DVD licenciado.
- Kharitonov, V., 2010. Software CTVol realistic 3Dvisualization, version 2.2.0.0. Kontich, Bélgica. DVD licenciado.
- Kim, Y., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26 (3): 503- 517.
- Knipe, R.J., Fisher, Q.J., Clennell, M.R., Farmer, A.B., Harrison, A., Kidd, B., McAllister, E., Porter, J. R., White, E.A., 1997. Fault seal analysis: Successful methodologies, application and future directions. In: Møller-Pedersen, P. & Koestler, A. G. (eds). Hydrocarbon seals: Importance for exploration and production: Norwegian Petroleum Society Special Publication, 7: 15–40.
- Landis, E.N., Nagi, E.N., Keane, D.T., 2003. Microstructure and fracture in three dimensions. *Engineering Fracture Mechanics*, 70: 911-925.
- Laubach, S.E. & Ward, M.E., 2006. Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico. *Tectonophysics*, 419: 75–97.
- Liu, X., 2010. Software NRecon, version 1.6.3.0. Kontich, Bélgica. DVD licenciado.
- Loczy, L., 1966. Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gondwânica do Paraná e seu embasamento. *Bol. do Departamento Nacional da Produção Mineral - Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, 1-234 p.
- Loczy, L., 1968. Basic and alkalic volcanics of the State of Santa Catarina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 40 (Suplemento): 187-193.
- Lopes, A.P., Fiori, A.P, Reis Neto, J.M., Marchese, C., Vasconcellos, E.M.G., Trzaskos, B., Onishi, C.T., Pinto-Coelho, C.V., Secchi, R., Silva, G.F., 2012. Análise tridimensional de rochas por meio de microtomografia computadorizada de raios x integrada à petrografia. *São Paulo, UNESP, Geociências*, 31(1): 131-144.
- Machado, R., Roldan, L.F., Jacques, P.D., Fassbinder, E., Nummer, A.R., 2012. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(4): 799-811.
- Magnavita, L.P., 1992. Geometry and Kinematics of the Recôncavo-Tucano- Jatobá Rift, NE Brazil. Thesis submitted to the University of Oxford, Oxford. U.K., 493 p.
- Mair, K., Main, I., Elphick, S., 2000. Sequential growth of deformation bands in the laboratory. *Journal of Structural Geology*, 22: 25–42.
- Marketos, G., Bolton, M.D., 2009. Compaction bands simulated in discrete element models. *Journal of Structural Geology*, 31: 479-490.
- Mees, F., Swennen, R., Geet, M.V., Jacobs, P., 2003. Applications of x-ray computed tomography in geosciences. London: Geological Society, Special Publications, 1-6 p.

- Medeiros, W.E., Nascimento, A.F., Alves da Silva, F.C., Destro, N., Demétrio, J.G.A., 2010. Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: two examples from Tucano Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 32: 1783–1791.
- Milani, E.J., 1997. Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sulocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 p.
- Milani, E.J., 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, 265-279 p.
- Milani, E.J., Faccini, U.F., Scherer, C.M.S., Araújo, L.M., Cupertino, J.A., 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP*, São Paulo, 29: 125-173.
- Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L., 1994. Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 8: 69-82.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Bol. Geoc. Petrobras*, 15 (2): 265-287.
- Mizusaki, A.M.P. & Thomaz Filho, A., 2004. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, 245-263 p.
- Mollema, P.N. & Antonellini, M.A., 1996. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics*, 267: 209-228.
- Ogilvie, S.R. & Glover, P.W.J., 2001. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure: *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 129–142.
- Oliveira, L.A. & Campos, J.E.G., 2012. Comportamento estrutural do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geociên.*, 42(1): 128-141.
- Olsson, W.A., 1999. Theoretical and experimental investigation of compaction bands in porous rock. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B4): 7219-7228.
- Olsson, W.A., 2000. Origin of Lüders' bands in deformed rock. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105(B3): 5931-5938.
- Parnell, J., Watt, G.R., Middleton, D., Kelly, J., Baron, M., 2004. Deformation band control on hydrocarbon migration. *Journal of Sedimentary Research*, 74(4): 552–560.
- Portela, Filho, C.V., Ferreira, F.J.F., Rosa Filho, E.F., Rostirolla, S.P., 2005. Compartimentação magnética-estrutural do Sistema Aquífero Serra Geral e sua conectividade com o Sistema Aquífero Guarani na região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). *Rev. Bras. Geociên.*, 35(3): 369-381.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis C., Kay, J. M., Cortés, J. M., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine- Chilean Andes. *Tectonics*, 5 (6): 855-880.
- Ramsay, J.G., 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology.*, 2(1/2): 83-99.
- Renard, F., Bernard, D., Desrues, J., Simonin, A.O. 2009. 3D imaging of fracture propagation using synchrotron X-ray microtomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 286: 285-291.

- Riccomini, C., 1995b. Padrão de fraturamentos do Maciço Alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica Mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. de Geoc.*, 25(2): 79-84.
- Roldan, L.F., 2007. Tectônica rúptil Meso-cenozóica na região do Domo de Lages, SC. MSc Thesis, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 121 p.
- Roldan, L.F., Machado, R., Steiner, S.S., Warren, L.V., 2010. Análise de lineamentos estruturais no Domo de Lages (SC) com uso de imagens de satélite e mapas de relevo sombreado. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, 10(2): 57-72.
- Rosa Filho, E.F., Salamuni, R., Bittencourt, A.V.L., 1987. Contribuição ao estudo das águas subterrâneas nos basaltos do estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.* 37, 22-52.
- Rosa Filho, E. F., Hindi, E. C., Giusti, D. A., Nadal, C. A., Xavier, J. M., 2001. Distribuição do Geotermalismo na Bacia Sedimentar do Paraná. *Revista Latino Americana de Hidrogeologia* 1, 67–74.
- Rosa Filho, E.F., Hindi, E.C., Giusti, D.A., Nadal, C.A., 1998. Utilização das águas subterrâneas no abastecimento público das cidades paranaenses. *Bol. Paranaense de Geociências* 46, 13- 24.
- Rosa Filho, E.F., Hindi, E.C., Rostirolla, S.P., Ferreira, F.J.F., Bittencourt, A.V.L., 2003. Sistema Aquifero Guarani – Considerações preliminares sobre a influência do Arco de Ponta Grossa no fluxo das águas subterrâneas. *Rev. Águas Subterrâneas* 17, 91-112.
- Rostirolla, S.P, Appi, C.J., Mancini, F., Kraft, R.P., Bartoszeck, M.K., 2001. Fraturas controladoras da migração de fluidos nos Arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 31: 349-356.
- Rostirolla, S.P., Assine, M.L., Fernandes, L.A., Artur, P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Rev. Bras. Geoc.*, 29: 639-648.
- Rostirolla, S.P., Vesely, F.F., Goraieb, C, Dehira, L.K., Galli, V.L. 2006. Potencial Geológico para ESGN na Bacia do Paraná - Bloco Bauru. *In: Claudio Goraieb. (Org.). Métodos e aplicações da estocagem subterrânea de gás natural. : IPT/FINEP, 2006, 1: 1-20.*
- Saillet, E. & Wibberley, C.A.J., 2010. Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France. *Journal of Structural Geology*, 32: 1590-1608.
- Salamuni, R. & Bigarella, J.J., 1967. Botucatu Formation. *In: Bigarella J.J., Becker R.D., Pinto I.D. (Eds.), Problems in Brazilian Gondwana Geology, Curitiba, p. 197-206.*
- Santa Ana, H., Garrasino, C., Veraslavsky, G., Fúlfaro, V., 2009. Síntesis sobre la geología del Sistema Acuífero Guarani. Informe Final, Consorcio Guarani. Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guarani. Tahal Consultin Eng Ltda, Seinco SRI, Hidroestruturas SA, Hidrocontrol SA, Hidroambiente SA. Montevideo, 115 p.
- Sassov, A., 2009. Software Skyscan 1172 control, versão 1.5.8.0. Kontich, Bélgica. DVD licenciado.
- Scheibe, L.F., 1986 Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 224 pp.
- Scheibe, L.F., Kawashita, K., Gomes, C.B., 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. *In: Simpósio sul-brasileiro de geologia, 2., 1985, Florianópolis. Anais... Florianópolis: SBG, p. 299-307.*

- Scherer, C.M.S., 1998. *Análise estratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (Eocretáceo da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 220p.
- Scherer, C.M.S., 2000. Bacia do Paraná sucessão mesozóica. *In*: Holz M. & De Ros L.F. (Eds.), *Geologia do Estado do Rio Grande do Sul* (no prelo).
- Schneider, R. L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In*: SBG, 28 Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 1: 41-65.
- Sellers, E., Vervoort, A., Cleynenbreugel, V., 2003. Three-dimensional visualization of fractures in rock test samples, simulating deep level mining excavations, using X-ray computed tomography. *In*: Mees, F.; Swennen, R.; Geet, M. V.; Jacobs, P. (Coords.), *Applications of X-ray Computed Tomography in Geosciences*. London: Geological Society, Special Publications, 69-80.
- Shipton, Z.K., Cowie, P.A., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over mm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 23, 1825–1844.
- Shipton, Z.K., Cowie, P.A., 2003. A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. *Journal of Structural Geology* 25, 333-344.
- Shipton, Z.K., Evans, J.P., Robeson, K.R., Forster, C.B., Snelgrove, S. 2002. Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: Implications for subsurface modeling of faults. *AAPG Bulletin*, 86 (5): 863–883.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal Geology Soc. Lond.* 133: 191-213.
- Soares, A.P., 2008. Variabilidade Espacial No Sistema Aquífero Guarani: Controles Estratigráficos E Estruturais. Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 194p.
- Soares, P.C., 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação de gênese. *In*: Congresso Brasileiro De Geologia, 28., 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1: 107-121.
- Soares, P.C., 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 5 (4): 251-267.
- Soares, P.C., 1991. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles. Tese para provimento de vaga de Professor Titular, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 131 p.
- Soares, P.C., Barcellos, P.E., Cordas, S.M., 1982. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo, Relatório Paulipetro 342/82, Consórcio CESP/IPT.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J., 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the brazilian intracratonic basins. *GSA Bulletin*, 89:181-191.
- Souza Filho, M.N., Algarte, J.P., 1979. A captação de água subterrânea no aquífero Botucatu, SP. Atas do II Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, 2, 67–84.
- Sternlof, K., Karimi-Fard, M., Pollard, D.D., Durlflosky, L.J., 2006. Flow and transport effects of compaction bands in sandstone at scales relevant to aquifer and reservoir management. *Water Resources Research* 42, W07425.
- Sternlof, K., Rudnicki, J.W., Pollard, D.D., 2005. Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. *Journal of Geophysical Research* 110, B11403.

- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Rosa Filho, E.F., Mancini, F., Hindi, E.C., Ferreira, F.J.F., Freitas, R.C., 2002. Geologia estrutural do Arco de Ponta Grossa no centro-norte do Estado do Paraná (Brasil): implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani (CDROM). XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Florianópolis, Brazil.
- Strugale, M. 2002., Arcabouço e Evolução Estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): Implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na Migração de Hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Federal do Paraná. Curitiba – PR. 124p.
- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Rosa Filho, E.F., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.J.F., Freitas, R.C., 2007. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 24, 203–227.
- Torabi, A. & Fossen, H. 2009. Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG Bulletin*, 93(7): 919–938
- Torabi, A., Fossen, H., Alaei, B., 2008. Application of spatial correlation functions in permeability estimation of Deformation Bands In Porous Rocks. *Journal Of Geophysical Research*, 113.
- Traversa, G., Barbieri, M, Beccaluva, L., Coltorti, M., Conte, A.M., Garbarino, C., Gomes, C.B., Macciotta, G., Morbidelli, L., Ronca, S., Scheibe, L.F., 1996. Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages, Santa Catarina, Brazil. *Europe Journal Mineral*, 8: 193-208
- Trzaskos, B., 2006. Anisotropia estrutural de arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná. 151pp.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 333-348.
- Underhill, J.R. & Woodcock, N.H., 1987. Faulting mechanisms in high-porosity sandstones: New Red Sandstone, Arran, Scotland. *In*: Jones M.E. & Preston R.M.F. (Eds) *Deformation of Sediments and Sedimentary*. Geological Society, London, Special Publications, 29: 91–105.
- Vandersteen, K., Busselen, B., Abeele, K.V.D., Carmeliet, J., 2003. Quantitative characterization of fracture apertures using microfocus computed tomography. *In*: Mees, F., Swennen, R., Geet, M.V., Jacobs, P. (Coords.), *Applications of X-ray Computed Tomography in Geosciences*. London: Geological Society, Special Publications, v. 215: 61-68.
- Zabler, S., Rack, A., Manke, I., Thermann, K., Tiedemann, J., Harthill, N., Riesemeier, H., 2008. Highresolution tomography of cracks, voids and micro-structure in greywacke and limestone. *Journal of Structure Geology*, 30: 876-887.
- Zalán, P.V., 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In*: Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds) *Geologia do Continente Sul- Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, 595-612 p.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In*: SBG, *Simpósio Sulbrasileiro de Geologia*, 3, Curitiba, Atas..., 1: 441-477.

- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1990. The Paraná Basin, Brazil. Tulsa: *AAPG Memoir*, 51: 681-708.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, A., Marques, A., 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: *Gondwana Seven Proceedings*. São Paulo, Instituto de Geociências – USP, 83-117.
- Zhang, J., Wong, T.F., Davis, D.M., 1990. Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks. *Journal of Geophysical Research*, 95: 341–352.