

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA E MINERAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

*INFLUÊNCIA DA SILICIFICAÇÃO HIDROTERMAL NAS
PROPRIEDADES FÍSICAS DE ARENITOS ARCOSEANOS
AFETADOS POR ZONA DE FALHA, BACIA RIO DO PEIXE,
NE DO BRASIL.*

Autor:

LEONARDO CARVALHO PALHANO

Orientador:

PROFESSOR DR. FRANCISCO CÉZAR COSTA NOGUEIRA
(UFCG/PPGEPM)

Coorientador:

PROFESSOR DR. FERNANDO ORNELAS MARQUES
(UNIVERSIDADE DE LISBOA)

Campina Grande, Paraíba
Março de 2021

P161i

Palhano, Leonardo Carvalho.

Influência da silicificação hidrotermal nas propriedades físicas de arenitos arcoseanos afetados por zona de falha, bacia Rio do Peixe, NE do Brasil / Leonardo Carvalho Palhano. – Campina Grande, 2021.

131 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2021.

"Orientação: Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira, Prof. Dr. Fernando Ornelas Marques".

Referências.

1. Exploração Petrolífera. 2. Silicificação Hidrotermal. 3. Bandas de Deformação. 4. Propriedades Geomecânicas. 5. Arenitos Porosos. 6. Porosidade. 7. Permeabilidade. 8. Reservatórios Siliciclásticos. I. Nogueira, Francisco César Costa. II. Marques, Fernando Ornelas. III. Título.

CDU 665.6(043)

FICHA CATALOGráfICA ELABORADA PELA BIBLIOTECÁRIA SEVERINA SUELI DA SILVA OLIVEIRA CRB-15/225

**INFLUÊNCIA DA SILICIFICAÇÃO HIDROTHERMAL NAS PROPRIEDADES FÍSICAS DE ARENITOS
ARCOSEANOS AFETADOS POR ZONA DE FALHA, BACIA RIO DO PEIXE, NE DO BRASIL.**

Dissertação apresentada em 31 de março de 2021 ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral (PPGEPM) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), como requisito à obtenção do Título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Autor:

Leonardo Carvalho Palhano

Banca examinadora:

Professor Dr. Francisco César Costa Nogueira
(UFCG/PPGEPM - Orientador)

Professor Dr. David Lino Vasconcelos
(UFCG/PPGEPM)

Professor Dr. Yoe Alain Reyes Pérez
(UFRN/PPGG)

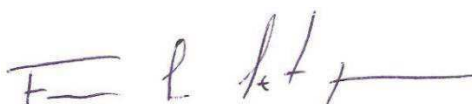
Leonardo Carvalho Palhano

Influência da silicificação hidrotermal nas propriedades físicas de arenitos arcoseanos afetados por zona de falha, Bacia Rio do Peixe, NE do Brasil. Leonardo Carvalho Palhano

Dissertação apresentada em 31 de março de 2021 ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral (PPGEPM) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), como requisito à obtenção do Título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Aprovada em: __ / __ / ____

BANCA EXAMINADORA



Professor Dr. Francisco César Costa Nogueira – UFCG
Orientador Membro Interno



Professor Dr. David Lino Vasconcelos – UFCG
Membro Interno



Professor Dr. Yoe Alain Reyes Pérez – UFRN
Membro Externo

***Tudo é uma questão de manter
A mente quieta
A espinha ereta
E o coração tranquilo
A toda hora, todo momento***

Trecho da música “Serra do Luar”,
do compositor Walter Franco

Ao meu pai, Tarcisio José Palhano,
e à minha mãe, Irma Carvalho Palhano.

AGRADECIMENTOS

Com a conclusão desta Dissertação de Mestrado, quero agradecer a todos que foram importantes, de alguma forma, neste processo.

Agraço ao meu pai, à minha mãe, e às minhas irmãs, por todo apoio dado, desde o começo da minha vida.

À minha namorada, Geórgia Hackradt Rego, pela parceria nesta caminhada.

Aos membros do Laboratório de Pesquisa em Exploração Petrolífera (LAPEP/UFCG) pelo aprendizado, pela colaboração e pela boa convivência.

À Petrobras, pela cessão da bolsa de pesquisa, e ao Projeto Bandas de deformação Rio do Peixe (DEBRIP), pela estrutura fornecida.

À Schlumberger pela cessão do software Petrel™, indispensável nesta pesquisa.

Ao meu orientador, Professor Dr. Francisco César Costa Nogueira, por todo conhecimento adquirido e pela oportunidade de realizar esta Dissertação.

Ao meu coorientador, Professor Dr. Fernando Ornelas Marques, pelo aprendizado adquirido em campo.

A David Lino Vasconcelos, pelo auxílio em todas as etapas desta Dissertação.

RESUMO

Arenitos porosos são um dos principais tipos de rochas reservatório em um sistema petrolífero convencional, fazendo-se necessário o estudo de suas propriedades petrofísicas e geomecânicas e de situações que possam modificá-las, como o processo de silicificação e a presença de feições como bandas de deformação. No entanto, o impacto conjunto de ambos processos são, até então, desconhecidos. A Sub-bacia Brejo das Freiras, pertencente à Bacia do Rio do Peixe, localizada no nordeste brasileiro, constitui um cenário possível para investigar o impacto de ambos processos em um reservatório siliciclástico, pois apresenta arenitos porosos (Formação Antenor Navarro) com bandas de deformação e silicificação hidrotermal, ambos relacionados a uma zona de falha. Para isso, este trabalho combina dados geológicos e estruturais de campo, análises petrográficas e petrológicas, análises químicas (MEV/EDS e BSE) com dados geomecânicos e dados petrofísicos (porosidade 2-D e permeabilidade 2-D, obtidas a partir de lâminas, e permeabilidade *in situ*, obtidas com mini-permeômetro portátil). A partir destes dados, foram realizadas caracterizações petrofísicas, geomecânicas e a geração de modelos de porosidade e permeabilidade. Nossos resultados indicam que a ocorrência de bandas de deformação a silicificação hidrotermal em arenitos porosos pode promover consideráveis modificações, como: (1) redução de porosidade em até 64% na região entre bandas de arenitos intensamente silicificados; (2) redução de porosidade em até 1 ordem de magnitude no interior das bandas de deformação, em relação à região entre bandas de arenitos silicificados; (3) redução de permeabilidade 2-D em até 3 ordens de magnitude na região entre bandas de arenitos intensamente silicificados; (4) redução da permeabilidade 2-D em bandas de deformação de arenitos silicificados; (5) redução de permeabilidade 3-D em até 2 ordens de magnitude na região entre bandas de arenitos intensamente silicificados; (6) autigênese de argila; (7) bandas de formação e região entre bandas de arenitos intensamente silicificados com diferenças de permeabilidade 3-D muito pequenas; (8) região entre bandas com maior resistência geomecânica do que bandas de deformação, em regiões intensamente silicificadas, fazendo com que as bandas de deformação não apresentem relevo neste contexto. Essas modificações têm efeito nos três modelos gerados, que apresentam similaridades visíveis entre si, além de produzirem erosão diferencial, por tornarem o arenito intensamente silicificado mais resistente geomecanicamente do que arenitos

não-silicificados e do que arenitos com silicificação intermediária. A permeabilidade *insitu* indica que as regiões entre bandas de deformação tiveram reduções de até 2 ordens de magnitude nos valores médios de permeabilidade *insitu*. Bandas de deformação e região entre bandas podem apresentar valores equivalentes de permeabilidade *insitu*, sugerindo a precipitação de cimento de sílica no interior das bandas de deformação.

Palavras-chave: Silicificação Hidrotermal; Bandas de deformação; Porosidade; Permeabilidade; Arenitos Porosos; Reservatórios Siliciclásticos; Propriedades Geomecânicas.

ABSTRACT

Porous sandstones are one of the main types of reservoir rocks in a conventional petroleum system, making it necessary to study their petrophysical and geomechanical properties and hypotheses that can modify them, such as the silicification process and the presence of features such as deformation bands. However, the joint impact of both processes is, as yet, unknown. The Brejo das Freiras Sub-basin, belonging to the Rio do Peixe Basin, located in northeastern Brazil, is a possible scenario to investigate the impact of both processes on a siliciclastic reservoir, as it presents porous sandstones (Antenor Navarro Formation) with deformation bands and hydrothermal silicification, both related to a fault zone. Therefore, this work combines geological and structural field data, petrographic and petrological analysis, chemical analysis (SEM/EDS and BSE) with geomechanical and petrophysical data (2-D porosity and 2-D permeability, obtained from thin sections, and in situ permeability, obtained from a portable mini-permeameter). From these data, petrophysical and geomechanical characterizations and the generation of porosity and permeability models were performed. Our results indicate that the occurrence of deformation bands and hydrothermal silicification in porous sandstones can promote considerable changes, such as: (1) porosity reduction of up to 64% in the region between deformation bands of intensely silicified sandstones; (2) porosity reduction in up to 1 order of magnitude inside the deformation bands, in relation to the region between deformation bands of silicified sandstones; (3) 2-D permeability reduction of up to 3 orders of magnitude in the region between bands of intensely silicified sandstones; (4) reduction of 2-D permeability in deformation bands of silicified sandstones; (5) 3-D permeability reduction of up to 2 orders of magnitude in the region between deformation bands of intensely silicified sandstones; (6) clay minerals authigenesis; (7) deformation bands and region between bands of intensely silicified sandstones with very small 3-D permeability differences; (8) region between deformation bands with greater geomechanical strength than deformation bands, in intensely silicified regions, making the deformation bands show no relief in this context. These modifications have an effect on the three models, which have visible similarities to each other, in addition to producing differential erosion, as they make the intensely silicified sandstone more geomechanically resistant than non-silicified sandstones and than sandstones with intermediate silicification. The in-situ permeability indicates that the regions between strain bands had reductions of up to 2

orders of magnitude in the mean values of insitu permeability. Deformation bands and region between bands may present equivalent insitu permeability values, suggesting the precipitation of silica cement inside the deformation bands.

Key-words: Hydrothermal Silicification; Deformation bands; Porosity; Permeability; Porous Sandstones; Siliciclastic Reservoirs; Geomechanical Properties.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 <i>Mapa de localização da BRP e da área de estudos, principais cidades e vias de acesso (Fonte: Google Earth).....</i>	23
Figura 2.1 <i>Localização da BRP no contexto geodinâmico da Província Borborema. (A) campo de tensões da inversão tectônica sofrida pela BRP - setas brancas; (B) campo de tensões associado à abertura da BRP - setas verdes (adaptado de Nogueira et al., 2015)....</i>	25
Figura 2.2 <i>Mapa geológico da BRP com as sub-bacia Brejo das Freiras (SBBF), Sousa (SBS) e Pombal (SBP).....</i>	30
Figura 2.3 <i>Coluna estratigráfica da BRP (adaptado de Rapozo et al. 2021).....</i>	26
Figura 3.1 <i>Elementos arquiteturais de uma falha com bandas de deformação.....</i>	33
Figura 3.2 <i>Tipos de cimento silicoso identificado por Menezes et al. (2019) na unidade siliciclástica da Bacia Potiguar.....</i>	36
Figura 3.3 <i>Fatores que influenciam o processo de cimentação de quartzo (Fonte: Worden e Morad, 2010).....</i>	37
Figura 3.4 <i>Diagrama esquemático das fontes gerais da cimentação de quartzo. As setas de cor preta representam as fontes externas, enquanto que as setas de cor branca representam as fontes internas (Fonte: Worden e Morad, 2010).....</i>	38
Figura 3.5 <i>Seção geológica e detalhe da zona de formação das brechas de quartzo, representando a mistura de fluidos de origens diferentes por meio de falhas (Grare et al., 2018).....</i>	40
Figura 3.6 <i>Classificação hierárquica das bandas de deformação (modificado de Fossen et al., 2007).....</i>	44
Figura 3.7 <i>Classificação cinemática de bandas de deformação (modificada de Fossen et al., 2007).....</i>	46
Figura 3.8 <i>Classificação de bandas de deformação baseada no mecanismo de deformação (modificada de Fossen et al., 2007).....</i>	47
Figura 3.9 <i>Exemplos de estruturas que controlam a distribuição de bandas de deformação em arenitos (Fonte: Fossen et al., 2017).....</i>	50
Figura 3.10 <i>Outras estruturas associadas ao desenvolvimento de bandas de deformação (Fonte: Fossen et al., 2007).....</i>	51
Figura 3.11 <i>Diagrama de Folk (1968) para classificação de arenitos. Qz: quartzo; Fd: feldspato; Fr: fragmentos líticos.....</i>	53
Figura 4.1 <i>Etapas para elaboração da pesquisa (MEV: microscópio eletrônico de varredura; EDS: espectroscopia de raios X por dispersão em energia; BSE: elétrons retroespalhados).....</i>	57

Figura 4.2 (A) Sub-bacia Brejo das Freiras (SBBF); (B) afloramento Brejo das Freiras (área de estudo).....	59
Figura 4.3 (A) Sub-bacia Brejo das Freiras (SBBF); (B) afloramento Brejo das Freiras (área de estudo).....	60
Figura 4.4 A caracterização geológica e estrutural passa pela : (A) e (B) identificação litológica; (C) identificação de feições estruturais; extração de atributos com bússola.....	61
Figura 4.5 Feições estruturais e texturais consideradas em campo para análises e efeitos comparativos: (1) arenito não-silicificado e entre bandas de deformação; (2) arenito não-silicificado e deformado; (3) arenito silicificado entre bandas de deformação; e (4) arenito silicificado deformado.....	62
Figura 4.6 (A) coleta de amostras com martelo; (B) coleta de amostras com plugadeira; (C) identificação das amostras; (D) serragem das amostras; (E) encaminhamento de amostras para laminação.).....	63
Figura 4.7 Procedimentos dos ensaios geomecânicos: (A) seleção da região em que se deseja fazer a medida; (B) polimento da região, por meio de uma furadeira com esmeril acoplado; e (C) realização das medidas com o MS.....	64
Figura 4.8 Ábaco de Miller. Modificado de Deere e Miller (1966).....	66
Figura 4.9 Ensaio petrofísico in situ: (A) polimento da rocha; (B) superfície bem polida e plana; (C) bocal do minipermeâmetro perpendicular à superfície polida; (D) medida realizada.....	68
Figura 4.10 Descrição petrográfica: (A) Microscópio petrográfico; (B) exemplo de lâmina delgada analisada.....	69
Figura 4.11 Obtenção da porosidade 2-D no software AvizoFire 8.1: (A) região selecionada em lâmina impregnada com resina azul; (B) imagem binarizada; e (C) imagem binarizada em escala de cinza.....	70
Figura 4.12 (A) metalizador; (B) MEV com detector de BSE acoplado em sua lateral; (C) MEV com detector EDS acoplado em sua parte traseira.....	73
Figura 5.1 Mapa geológico da área de estudo.....	75
Figura 5.2 (A) perfil geológico-topográfico (SSE-NNW), com estereogramas indicando as atitudes das principais feições; (B) milonito; (C) cataclasito; (D) arenito não-silicificado; (E) arenito de silicificação intermediária; (F) e (G) arenito de intensa silicificação.....	77
Figura 5.3 Características diagnósticas de cada zona de silicificação.....	79
Figura 5.4 Banda de deformação protocataclástica da zona 1, com grãos sobreviventes e porosidade secundária.....	81
Figura 5.5 Feições importantes da zona 2 em lâmina delgada. (A) argila mecanicamente infiltrada; (B) crescimento secundário de feldspato; (C) argila mecanicamente infiltrada, com feições de desidratação e fraturamento; (D) porosidade móldica e filete de argila preenchendo	

<i>fratura; (E) argila mecanicamente infiltrada; (F) porosidade secundária intragranular e argila mecanicamente infiltrada.....</i>	<i>83</i>
<i>Figura 5.6 Banda de deformação protocataclástica da zona 1, com grãos sobreviventes.....</i>	<i>84</i>
<i>Figura 5.7 Feições importantes da zona 2 em lâmina delgada. (A): grãos de feldspato alterados, muscovita alterada e poros primários e secundários; (B) argila intergranular; (C) porosidade móldica; (D) crescimento sintaxial de quartzo.....</i>	<i>85</i>
<i>Figura 5.8 Banda de deformação ultracataclástica da zona 3, com grãos sobreviventes, e a região entre bandas.....</i>	<i>86</i>
<i>Figura 5.9 Feições importantes da zona 3 em lâmina delgada. (A) porosidades primária, secundária e feldspato alterado; (B) feldspato alterado e argila intragranular); (C) mica fraturada; (D) crescimento secundário de quartzo, franjas prismáticas de sílica microcristalina, e esferas de óxido de ferro; (E) franjas prismáticas de sílica microcristalina; (F) preenchimento microcristalino de poros, sob a forma de cristais blocosos; (G) franjas prismáticas de sílica microcristalina e poro primário; e (H) franjas prismáticas de sílica microcristalina e cimento de sílica poiquilotópica.....</i>	<i>87</i>
<i>Figura 5.10 Comparação entre as porosidades e os empacotamentos das zonas 1, 2 e 3.....</i>	<i>88</i>
<i>Figura 5.11 Comparação entre os argilominerais das zonas 1, 2 e 3.....</i>	<i>89</i>
<i>Figura 5.12 Banda de deformação ultracataclástica da zona 3, com grãos sobreviventes, e a região entre bandas.....</i>	<i>90</i>
<i>Figura 5.13 Diagrama de Folk (1968) indicando as proporções mineralógicas de quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha.....</i>	<i>91</i>
<i>Figura 5.14 Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de UCS das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 2 e 3.....</i>	<i>92</i>
<i>Figura 5.15 Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de porosidade das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 1, 2 e 3.....</i>	<i>93</i>
<i>Figura 5.16 Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de permeabilidade 2-D das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 1, 2 e 3.....</i>	<i>93</i>
<i>Figura 5.17 Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de diâmetro médio de poros das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 1, 2 e 3.....</i>	<i>94</i>
<i>Figura 5.18 Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de permeabilidade 3-D poros das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 1, 2 e 3.....</i>	<i>95</i>
<i>Figura 5.19 Polígonos de tendência utilizados para os modelos de porosidade 2-D, permeabilidade 2-D e permeabilidade in situ.....</i>	<i>96</i>
<i>Figura 5.20 Modelo de porosidade 2-D.....</i>	<i>97</i>
<i>Figura 5.21 Modelo de porosidade 2-D sobreposto ao MDT.....</i>	<i>97</i>

Figura 5.22 <i>Modelo de permeabilidade digital</i>	98
Figura 5.23 <i>Modelo de permeabilidade digital sobreposto ao MDT</i>	99
Figura 5.24 <i>Modelo de permeabilidade insitu</i>	100
Figura 5.25 <i>MEV/EDS e BSE de argilomineral na zona 1</i>	101
Figura 5.26 <i>MEV/EDS e BSE em um grão de feldspato</i>	101
Figura 5.27 <i>MEV/EDS e BSE mostrando grãos de feldspato envoltos por Si, e poro sendo preenchido por material prismático rico em Si</i>	102

Sumário

AGRADECIMENTOS.....	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE FIGURAS.....	xii
1. INTRODUÇÃO.....	19
1.1. Apresentação	19
1.2. Motivação.....	19
1.3. Relevância da pesquisa	20
1.4. Objetivos	22
1.4.1. Objetivo geral	22
1.5. Localização e vias de acesso.....	23
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	24
2.1. Província Borborema.....	24
2.2. Trend Cariri-Potiguar	25
2.3. Bacia Rio do Peixe	25
2.3.1. Evolução Estrutural	26
2.3.2. Litoestratigrafia.....	28
2.3.3. Bandas de deformação na BRP	30
3. ESTADO DA ARTE.....	32
3.1. Zonas de falha com bandas de deformação	32
3.2. Silicificação	34
3.2.1. Formas de identificação	34
3.2.2. Mecanismos de geração e fatores controladores da quantidade de cimento	36
3.2.3. Possíveis fontes de sílica	37
3.2.4. Distribuição de sílica em bacias sedimentares	38
3.2.5. Silicificação associada a zonas de falha.....	39
3.2.6. Tipos de silicificação em zonas de falha.....	41
3.3. Bandas de deformação	41
3.3.1. Classificações das bandas de deformação.....	43
3.3.1.1. Classificação hierárquica.....	43
3.3.1.2. Classificação cinemática	45
3.3.1.3. Classificação baseada nos mecanismos de deformação.....	46
3.3.2. Condições de formação e fatores controladores das bandas de deformação	50
3.4. Propriedades petrográficas e petrofísicas.....	52
3.5. Propriedades geomecânicas	55
4. MATERIAIS E MÉTODOS	57

4.1. Pesquisa bibliográfica e cartográfica	58
4.2. Levantamento de campo	58
4.2.1. Caracterização geológica e estrutural	60
4.2.2. Coleta de amostras para análises petrográficas e petrofísicas	63
4.2.3. Ensaio Geomecânicos <i>in situ</i>	64
4.2.4. Ensaio Petrofísicos <i>in situ</i> : Permeabilidade	67
4.3. Aquisição de atributos petrográficos e petrofísicos	68
4.3.1. Análise petrográfica	68
4.3.2. Análise petrofísica digital: porosidade e permeabilidade	69
4.4. Modelagem petrofísica	71
4.5. Análises químicas (MEV/EDS e BSE)	73
4.5. Interpretação e agrupamento de dados	74
4.6. Geração de banco de dados e elaboração do relatório de qualificação	74
5. RESULTADOS	75
5.1. Mapeamento geológico e caracterização estrutural.....	75
5.1.1 Embasamento cristalino	76
5.1.2. Formação Antenor Navarro	76
5.1.2.1. Zona 1: Arenito não-silicificado.....	78
5.1.2.2. Zona 2: Arenito de silicificação intermediária.....	78
5.1.2.3. Zona 3: Arenito de silicificação intensa.....	78
5.2. Dados petrográficos	80
5.2.1. Zona 1 – Arenito não silicificado	81
5.2.2. Zona 2 – Arenito de silicificação intermediária.....	83
5.2.3. Zona 3 – Arenito muito silicificado	85
5.2.4. Comparação entre zonas	87
5.3. Dados geomecânicos	91
5.4. Dados petrofísicos.....	92
5.4.1. Dados de petrofísica digital	92
5.4.2. Dados de petrofísica <i>in situ</i>	94
5.5. Modelagem petrofísica	95
5.6. Dados de MEV/EDS e BSE.....	100
6. DISCUSSÕES	103
6.1. Características estruturais	103
6.2. Caracterização da silicificação em meso e micro-escala	104
6.3. Impactos dos arenitos silicificados e deformados nas propriedades geomecânicas	110
7. CONCLUSÕES.....	114
Referências	116

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Esta Dissertação apresenta e discute os resultados da pesquisa de Mestrado de Leonardo Carvalho Palhano, desenvolvida sob orientação do Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira (Universidade Federal de Campina Grande – UFCG) e sob coorientação do Prof. Dr. Fernando Ornelas Marques (Universidade de Lisboa), atendendo ao requisito necessário à obtenção do Título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral, pelo Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da UFCG.

Esta pesquisa fez parte do projeto intitulado "Bandas de deformação Rio do Peixe (DEBRIP): análise multiescalar e geração de banco de dados geofísico, geológico, modelagem e simulação numérica", coordenado pelo Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira, financiado pela Petrobras e executado pelo Laboratório de Pesquisa em Exploração Petrolífera (LAPEP). Durante o período de desenvolvimento da Dissertação, o mestrando foi mantido com uma bolsa de Desenvolvimento Tecnológico por meio do termo de cooperação entre a Petrobras e o Parque Tecnológico da Paraíba (PaqTcPB).

1.2. Motivação

Arenitos porosos constituem importantes reservatórios para fluidos petrolíferos (Satter e Iqbal, 2016; Del Sole e Antonellini, 2019). Portanto, é de extrema importância o estudo de suas propriedades petrofísicas (porosidade e permeabilidade), pois estas determinam a quantidade de fluido que uma rocha pode contar, bem como a taxa de produção desse fluido (Dickey, 1986). Assim, são necessários o entendimento e a descrição de situações que possam modificar essas propriedades permoporosas, como eventos diagenéticos e feições estruturais (Del Sole e Antonellini, 2019). Feições como bandas de deformação e eventos diagenéticos como silicificação, em arenitos porosos, são algumas das situações que afetam o volume poroso de rochas reservatório e, conseqüentemente, sua permeabilidade (Antonellini et al., 1994; Fossen et al., 2007; Ballas et al., 2015).

A relação entre deformação e cimentação é importante, pois os dois processos podem reduzir fortemente a porosidade e a permeabilidade da rocha, alterando o escoamento de fluidos (Philit et al., 2015; Del Sole e Antonellini, 2019) e a resistência mecânica da rocha (Pontes et al., 2019; Del Sole et al., 2020). A magnitude da silicificação (quantidade de cimento gerado) e a intensidade da deformação (quantidade e características de bandas de deformação) também são aspectos importantes, pois ditam, nestes casos, a relevância das modificações nas propriedades permoporosas da rocha.

Entretanto, a caracterização dos impactos gerados pelo contexto formado por deformação e silicificação hidrotermal, de forma isolada, requer maiores investigações, enquanto que a caracterização dos impactos gerados pela coexistência dos dois processos ainda é desconhecida, deixando algumas questões carentes de maiores investigações, como por exemplo: (1) qual é a influência das falhas de borda de bacia e das bandas de deformação no processo de silicificação? (2) existe algum zoneamento relacionado à intensidade de silicificação a partir da zona de falha, impactando as propriedades do escoamento? (3) qual a espessura de sedimento afetada pela silicificação? (4) a silicificação hidrotermal impõe à rocha hospedeira alguma modificação composicional e textural? (5) a silicificação hidrotermal influencia na autigênese de argila na rocha hospedeira? (6) qual é o impacto da silicificação nas propriedades petrofísicas e geomecânicas na rocha hospedeira e nas bandas de deformação? (7) qual feição impacta mais as propriedades petrofísicas e geomecânicas de um arenito poroso: bandas de deformação ou a silicificação?

Esses dois processos que afetam as propriedades petrofísicas e geomecânicas de arenitos porosos, bandas de deformação e silicificação, coexistem na Bacia Rio do Peixe (BRP), fazendo desta bacia um excelente laboratório ao estudo desse contexto.

1.3. Relevância da pesquisa

A maioria dos reservatórios de petróleo não permite uma observação direta e oferecem uma grande dificuldade de amostragem e os custos associados, devido à profundidade em que se encontram. Considerando isso, o estudo de análogos a reservatórios de petróleo tem sido usado como uma importante ferramenta que atende à compreensão da distribuição espacial das propriedades do reservatório (Neves et al., 2019), a partir de onde são desenvolvidos modelos geológicos

conceituais e tridimensionais das propriedades do reservatório, para representações mais precisas do subsolo (Howell et al., 2014; Marques et al., 2020).

O estudo de análogos a reservatórios de petróleo ajuda a determinar o volume, o caráter e a distribuição das rochas que formam um reservatório, bem como sua heterogeneidade e a quantidade de hidrocarbonetos recuperáveis (Alexander et al., 1993). O reconhecimento das principais características das fácies análogas, arquitetura e geometria do reservatório contribuem para melhores estimativas de reservas e modos de exploração (Alexander et al., 1993).

A distribuição de propriedades como porosidade e permeabilidade, em reservatórios, varia de acordo com suas heterogeneidades internas e descontinuidades geradas durante os processos deposicional e pós-deposicional (Alexander et al., 1993), como a presença de bandas de deformação. Suas características internas têm potencial para mudar as condições do reservatório, afetando, assim, a escolha das melhores estratégias para produção de óleo e/ou gás (Fisher e Knipe, 2001; Heshthammer e Fossen, 2001; Ogilvie e Glover, 2001).

A presença de cimento, relacionada a processos de silicificação, em adição à presença de bandas de deformação, em uma mesma unidade litológica de um reservatório, pode alterar, ainda mais, aspectos texturais da rocha hospedeira, gerando, assim, uma nova combinação entre estes parâmetros e uma consequente configuração de arranjo de grãos, que imprime novas características permoporosas à rocha. Entretanto, todo o contexto que envolve a coexistência dessas duas feições, bem como sua influência nas características permoporosas e geomecânicas da rocha hospedeira, ainda é bastante desconhecida.

Em meio ao avanço tecnológico e crescente necessidade de pesquisas em reservatórios análogos, a BRP é um excelente laboratório para o estudo de reservatórios siliciclásticos compartimentados, visto que apresenta um sistema petrolífero confirmado (Fontes, 2007) e arenitos com bandas de deformação e registros de silicificação (e.g. Vasconcelos et al., 2020). Nesse contexto, diversos estudos foram desenvolvidos visando caracterizar as propriedades petrofísicas e geomecânicas em arenitos porosos (reservatórios siliciclásticos) afetados por bandas de deformação na BRP (e.g., Araújo et al., 2018; Maciel et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021). No entanto, como descrito previamente, a influência de eventos diagenéticos como a silicificação não foram avaliadas em nenhum desses trabalhos anteriores. Além

disso, é desconhecida a descrição do impacto conjunto de bandas de deformação e silicificação nas propriedades petrofísicas e geomecânicas de análogos de reservatórios siliciclásticos.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo geral

O objetivo principal deste trabalho é investigar a influência de feições como as bandas de deformação, associadas a eventos diagenéticos, como o processo de silicificação, sobre as características texturais e propriedades petrofísicas de porosidade e permeabilidade de arenitos, e o consequente impacto nas características geomecânicas dessas rochas, além das relações entre silicificação e bandas de deformação, como o comportamento e as características das bandas de deformação em relação à fonte de sílica e à magnitude da silicificação.

1.4.2. Objetivos específicos

Para tanto, os seguintes objetivos específicos foram traçados:

- Delimitação de zonas considerando a litologia, a presença e grau de silicificação, a presença e frequência de bandas de deformação, as características de bandas de deformação (mecanismo de formação) e as características texturais da rocha como um todo;
- Entender o contexto de origem do fluido silicoso, propondo parâmetros que possam levar a uma diferenciação diagenética entre possível soterramento efetivo e hidrotermalismo associado a zona de falha;
- Comparar as propriedades petrofísicas e o comportamento geomecânico das rochas com bandas de deformação e silicificadas com a rocha deformada, porém não silicificada, e com a rocha não deformada e não silicificada;
- Conhecer a distribuição de tamanho de poros e grãos;
- Contrastar as propriedades texturais em arenitos silicificados deformados e não deformados;

- Analisar as propriedades petrofísicas e texturais que possam contribuir para o entendimento do escoamento de fluidos em rochas silicificadas e o entendimento da relação entre silicificação e bandas de deformação;
- Analisar a correlação entre relevo e a intensidade de silicificação;
- Elaboração de um banco de dados georreferenciado contendo os principais atributos das amostras estudadas.

1.5. Localização e vias de acesso

A BRP está localizada na região nordeste do Brasil, abrangendo, em sua maior parte, o Estado da Paraíba, e ultrapassando a divisa com o Estado do Ceará. A BRP está compreendida entre as coordenadas geográficas 38°44'00"W/ 37°48'00"W e 6°33'00" S/6°47'00"S", segundo o datum WGS84 (Figura 1.1). As principais vias de acesso à área de estudo, a partir da cidade de Campina Grande, são as rodovias BR-230, BR-405 e PB-393.

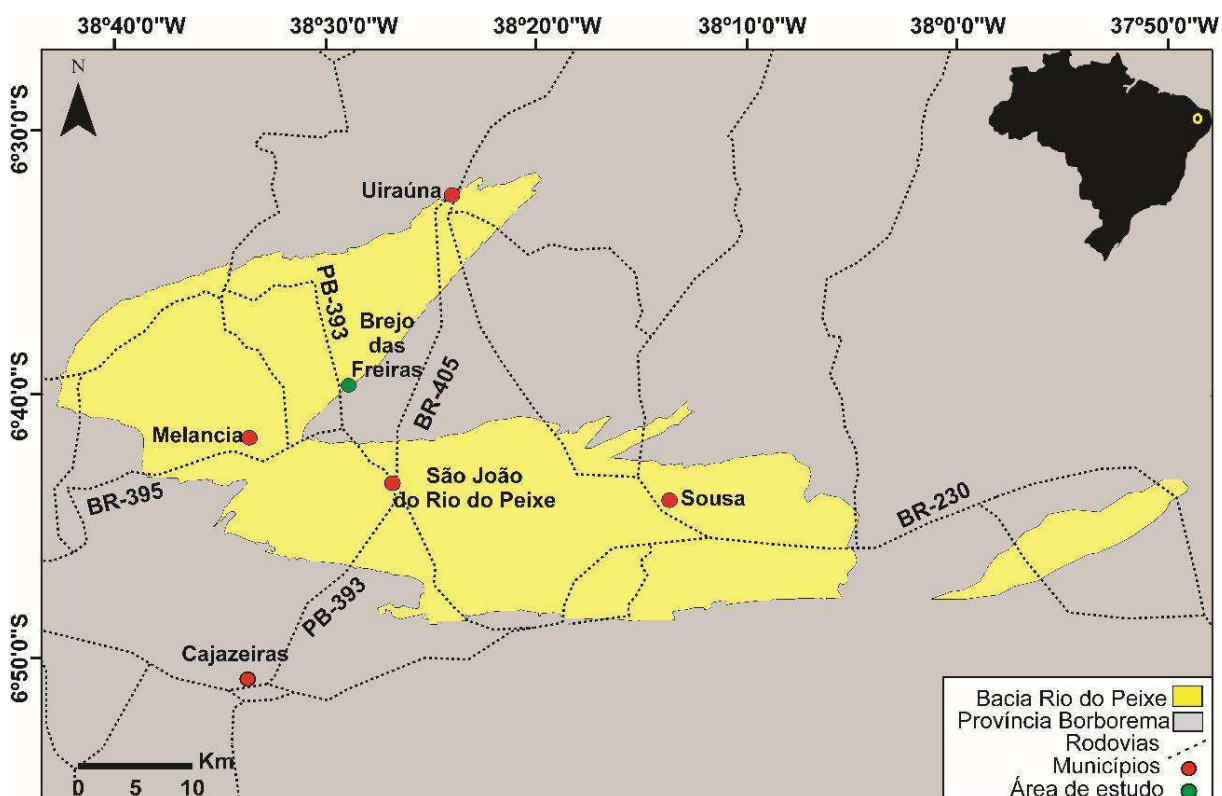


Figura 1.1: Mapa de localização da BRP e da área de estudos, principais cidades e vias de acesso (Fonte: Google Earth).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Província Borborema

A BRP está disposta sobre um domínio litoestrutural Pré-Cambriano denominado Província Borborema (Figura 2.1), um embasamento cristalino que corresponde, parcialmente, a cinturões Neoproterozoicos da Orogenia Brasileira (Almeida et al., 1981). De forma geral, a Província Borborema consiste em núcleos Paleoproterozoicos, amalgamados ao longo de cinturões vulcanossedimentares, com sedimentação e vulcanismo variando de idades Paleoproterozoica a Neoproterozoica (Neves et al., 2000), possuindo, em escala continental, zonas de cisalhamento transcorrentes de caráter dúctil (Vauchez et al., 1995), ativas durante o ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano (0,8-0,5 Ga), momento em que a Província Borborema foi intrudida por vários corpos graníticos (Almeida et al., 2000).

As zonas de cisalhamento constituem uma das principais características estruturais da Província Borborema (de Castro et al., 2007). Possuem geometria sigmoidal e dezenas a milhares de quilômetros de extensão, com dezenas de quilômetros de espessura e em alguns casos alcançando a Moho (de Castro et al., 2012; Lima et al., 2015; Oliveira e Medeiros, 2018). Patos e Pernambuco são as zonas de cisalhamento mais extensas, e representam a maior parte da deformação dúctil (Françolin et al., 1994). Grande parte dessas zonas mostram reativação rúptil associada à ruptura do Pangea no início do Cretáceo, originando as bacias interiores no nordeste do Brasil (de Castro et al., 2007), conjunto bacias de pequeno a médio porte abrigadas no Nordeste do Brasil, da qual a BRP faz parte.

O cenário tectonostratigráfico Pré-cambriano que engloba a BRP, apresenta três domínios litoestruturais (de Castro et al., 2007): (1) o Domínio Orós-Jaguaribe; (2) o Domínio Rio Piranhas; e (3) o Domínio Granjeiro. O Domínio Orós-Jaguaribe é caracterizado por dois cinturões lineares e subparalelos de direção NNE, a norte, que sofrem uma inflexão para E-W, a sul, durante a deformação do Brasileiro. O Domínio Rio Piranhas é caracterizado por uma complexa trama litoestrutural, incluindo ortognaisses e sequências metassedimentares supracrustais, intrudidas por suítes graníticas Neoproterozoicas. Por fim, o Domínio Granjeiro é caracterizado por sequências metassedimentares e metavulcânicas de direção E-W, também afetadas pelo Brasileiro (De Castro et al., 2007).

2.2. Trend Cariri-Potiguar

As bacias interiores do Nordeste são formadas por um conjunto de grábens e horsts internos, relacionados ao processo de estiramento crustal que antecedeu a fragmentação do continente Pangeia, separando as placas Africana e Sul-americana durante o Cretáceo Inferior (Françolin e Szatmari, 1987; Sénant e Popoff 1991; Matos, 1992; Ponte, 1992; Françolin et al., 1994). Os modelos tectônicos propostos indicam que o processo de abertura dessas bacias ocorreu ao longo de um eixo principal de rifteamento, chamado de *trend* Cariri-Potiguar (Figura 2.1 B), de idade Neocomiana a Barremiana, que tem direção NE-SW e se estende da Bacia Araripe até a Bacia Potiguar (Matos, 1992).

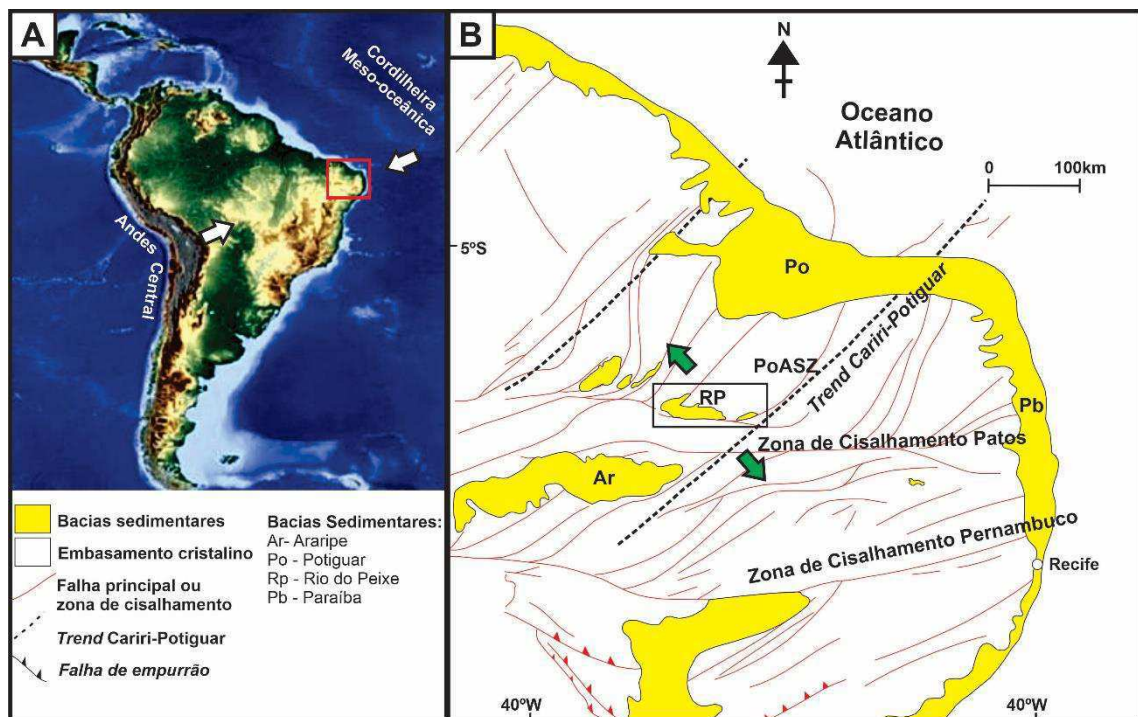


Figura 2.1: Localização da BRP no contexto geodinâmico da Província Borborema. (A) campo de tensões da inversão tectônica sofrida pela BRP - setas brancas – durante a fase pós-rifte; (B) campo de tensões associado à abertura da BRP - setas verdes – durante a fase rifte (adaptado de Nogueira et al., 2015).

2.3. Bacia Rio do Peixe

A BRP é uma bacia do tipo rifte, associada a reativações rúpteis de zonas de cisalhamento Pré-cambrianas no Cretáceo Inferior, durante os estágios iniciais da fragmentação do Pangeia (Françolin et al., 1994). A BRP compreende três principais

regiões de subsidência, consideradas três sub-bacias (Figura 2.2): (1) Brejo das Freiras, (2) Sousa e (3) Pombal (Françolin et al., 1994). Separadas por horsts do embasamento (Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015, Vasconcelos et al., 2021), essas sub-bacias são controladas por três principais sistemas de falha: (1) Malta, (2) Portalegre e (3) Rio Piranhas, as quais são reativações rúpteis das zonas de cisalhamento Malta, Portalegre e Rio Piranhas, respectivamente.

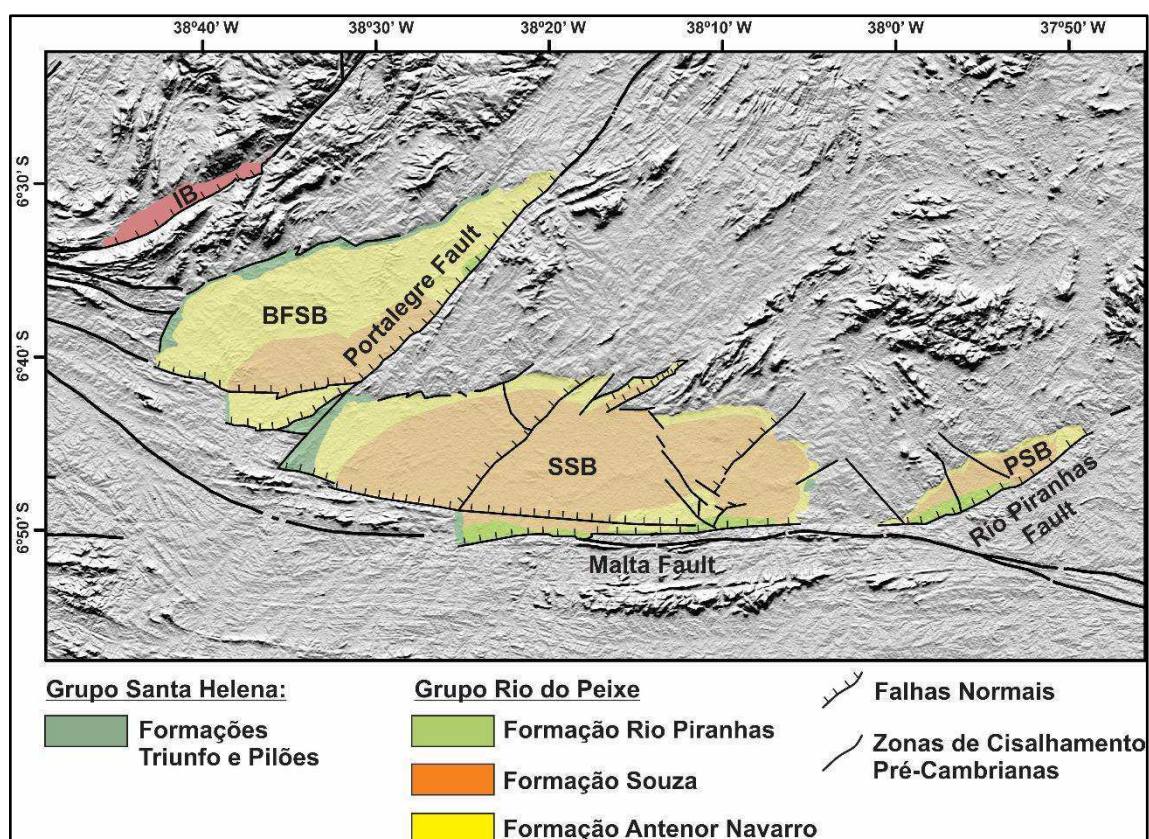


Figura 2.2: Mapa geológico da BRP com as sub-bacia Brejo das Freiras (SBBF), Sousa (SBS) e Pombal (SBP), e Bacia de Icozinho (compilado de Sénant e Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Córdoba et al., 2008; Silva et al., 2014; Vasconcelos et al., 2020; Rapozo et al., 2021).

2.3.1. Evolução Estrutural

A BRP possui estruturas associadas a dois estágios tectônicos (Figura 2.1): o primeiro, caracterizado por um campo de tensão com compressão máxima vertical e extensão horizontal de direção aproximadamente NW-SE, relacionado à fase de abertura, afinamento litosférico da Pangeia e evolução da bacia (Sénant e Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Nogueira et al., 2015), com registros nas unidades

sedimentares no interior da bacia e em falhas de borda; e o segundo, relacionado com uma fase de compressão tectônica, com compressão máxima horizontal ENE-WSW, referente ao campo de tensões regional na região intraplaca, oriundo do soerguimento da Cordilheira dos Andes (Orogenia Andina) e da Dorsal Meso-Oceânica (abertura do Atlântico Sul), e registrado nas unidades sedimentares marginais da bacia como falhas de empurrão de baixo ângulo (e.g., Nogueira et al., 2015). Embora alguns estudos tenham descrito o campo de tensões neotectônicas no nordeste do Brasil (e.g., Bezerra et al., 2008), a evolução pós-rifte desta área ainda é pouco compreendida (Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021).

As três sub-bacias têm diferentes histórias tectônicas, evidenciadas pelas diferentes profundidades que apresentam entre si, como descrito por de Castro et al. (2007) e Vasconcelos et al. (2021). A BRP é constituída por dois semi-grábens principais, que são separados por um *horst* do embasamento, o Horst de Santa Helena. A Sub-bacia Brejo das Freiras constitui o semi-gráben mais a oeste da BRP, estando disposta, de forma alongada, segundo a direção NE-SW (Córdoba et al., 2008), com profundidade de até 2.820 m, configurando o principal depocentro da BRP (Vasconcelos et al., 2021). Esta sub-bacia é controlada, principalmente, pela Falha Portalegre que marca o limite SSE, e a borda flexural marca o limite WNW desta sub-bacia (Nogueira et al., 2015). A Falha Portalegre é uma reativação frágil da zona de cisalhamento homônima. A Sub-bacia Sousa localiza-se na porção central da BRP e é o semi-gráben de maior extensão, orientado segundo uma direção E-W (Córdoba et al., 2008). A Falha Malta marca a borda sul desta sub-bacia, associada a falhas de cinemática normal, enquanto uma borda flexural marca seu limite norte (Nogueira et al., 2015). Segundo Vasconcelos et al. (2021), esta sub-bacia apresenta dois depocentros, com 1.388 m e 1.985 m, controlados pela Falha Sítio Sagui (NE) e pela Falha Malta (E-W), e separados por um alto estrutural denominado Horst de Caiçara; a Falha Malta é uma reativação frágil da Zona de Cisalhamento Patos. A sub-bacia de menor expressão é a de Pombal, com espessura entre 300 e 500 m (Françolin et al., 1994; Córdoba et al., 2008), localizada no extremo leste da BRP e orientada segundo a direção NE-SW, de acordo com a Falha Rio Piranhas (Silva, 2009), uma reativação rúptil da zona de cisalhamento homônima.

2.3.2. Litoestratigrafia

Recentemente, a BRP passou por um avanço no entendimento de sua evolução tectono-estratigráfica, por meio de alguns trabalhos realizados, como os de Nogueira et al. (2004), de Castro et al. (2007), Córdoba et al. (2008), Silva (2009), Silva et al. (2014), e Rapozo et al. (2021) e Vasconcelos et al. (2021), os quais abordaram a geometria interna da bacia e fizeram uma reavaliação de sua estratigrafia e contexto deposicional.

Silva et al. (2014), com base em dados de afloramentos, sísmica de reflexão e de perfis geofísicos, formalizaram uma sequência siliciclástica de idade Devoniana (419-407 Ma), classificando-a como: (1) Formação Pilões e (2) Formação Triunfo, reunidas no Grupo Santa Helena, corroborando Roesner et al. (2011) que, baseados em análises palinológicas realizadas em poços perfurados, indicaram a existência de uma formação siliciclástica de idade devoniana sotoposta à sequência rifte. Vasconcelos et al. (2021) mostraram através dos dados de sísmica de reflexão que as unidades Devonianas ocorrem ao longo de toda a BRP, por vezes aflorante, mas em sua maioria sotoposta à sequência rifte. Vasconcelos et al. (2021) observaram a presença da formação devoniana aflorante ao longo de grande parte das bordas flexurais da BRP e em alguns horsts do embasamento (Santa Helena e Várzea da Ema), ampliando o entendimento da exposição desta formação.

Considerando todos os recentes avanços no entendimento da evolução estratigráfica da BRP, seu preenchimento sedimentar é composto de unidades siliciclásticas de idade Devoniana e Cretácea (Figura 2.2 e Figura 2.3), divididos, da base para o topo, em: (1) Grupo Santa Helena e (2) Grupo Rio do Peixe (Carvalho e Melo, 2012; Córdoba et al., 2008; Roesner et al., 2011; Silva et al., 2014).

O Grupo Santa Helena corresponde a uma sequência depositada em um gráben, com a espessura aproximada de 340 m. Esta sequência é limitada, na base, por uma discordância angular sobre o embasamento Pré-cambriano, e, no topo, por não-conformidade, que representa um hiato de cerca de 265 Ma, separando-a da sequência Cretácica Inferior (Grupo Rio do Peixe) (Silva et al., 2014). Essa sequência tem sido descrita como uma fase pré-rifte com sua subsidência (mecânica ou termal) com origem ainda não completamente entendida (Silva et al., 2014; Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021).

A Formação Pilões, unidade inferior do Grupo Santa Helena, é composta de pelitos escuros e arenitos médios a muito finos, com brechas e conglomerados subordinados, tendo sido depositada em ambientes de fácies prodeltaicas-lacustres (Silva et al., 2014). A Formação Triunfo, unidade superior do Grupo Santa Helena, é caracterizada por arenitos cinza-esbranquiçados, grossos a conglomeráticos, caulínicos, com estratificações cruzadas planares, e conglomerados, com pelitos e arenitos finos intercalados, com deposição flúvio-deltaica do tipo entrelaçada (Silva et al., 2014).

O Grupo Rio do Peixe é constituído por sistemas fluviais, lacustres e de leques aluviais, com depósitos sedimentares siliciclásticos do Cretáceo Inferior, divididos, da base para o topo, em três unidades litoestratigráficas (Figura 4): (1) Formação Antenor Navarro, (2) Formação Sousa e (3) Formação Rio Piranhas (Costa, 1964; Braun, 1969). Essas três formações ocorrem de forma interdigitada, seguindo critérios de campo, seções sísmicas e dados gravimétricos, indicando idades similares, que variam de 145 a 130 Ma (Córdoba et al., 2008; Rapozo et al., 2021). A Formação Antenor Navarro apresenta conglomerados e arenitos imaturos na base, interdigitados com folhelhos no topo, depositados em planície aluvial por sistema de leque aluvial (Sénant e Popoff, 1989). A Formação Sousa é composta por folhelhos e siltitos avermelhados, localmente acinzentados, e arenitos que exibem marcas onduladas, laminações plano-paralelas e cruzadas até gretas de contração, além de calcretes (Srivastava e Carvalho, 2004). Foi depositada em ambiente lacustre raso e de sistema de planície de inundação com influência aluvial (Sénant e Popoff, 1989). A Formação Rio Piranhas é composta, principalmente, de arenitos grossos a conglomeráticos, com feldspatos e fragmentos líticos que se interdigitam com siltitos e folhelhos vermelhos, depositados por sistema aluvial (Sénant e Popoff, 1989) e ocorre junto às bordas falhadas da BRP (Silva, 2009).

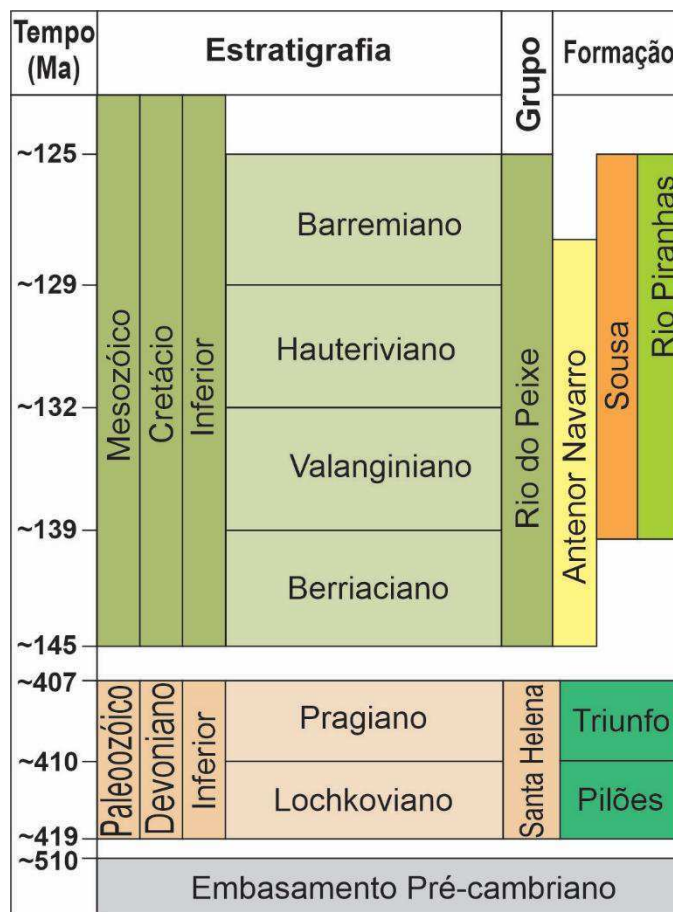


Figura 2.3: Coluna estratigráfica da BRP (adaptado de Rapozo et al., 2021).

2.3.3. Bandas de deformação na BRP

A BRP apresenta diversas feições estruturais, dentre elas bandas de deformação (Françolin et al., 1994; Nicchio et al., 2018), formadas durante a fase rifte (de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021), principalmente associadas aos arenitos porosos da Formação Antenor Navarro. A formação dessas estruturas está relacionada a diferentes controles cinemáticos que, por sua vez, resultam em uma maior heterogeneidade entre as rochas deformadas.

Diversos trabalhos vêm caracterizando, com diferentes abordagens, a ocorrência de feições estruturais como as bandas de deformação da Formação Antenor Navarro na BRP (e.g., Araújo et al., 2018; Maciel et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021). Nicchio et al. (2018) identificaram bandas de deformação do tipo cataclástica associadas aos arenitos arcoseanos porosos, com foliação cataclástica bem desenvolvida. Pontes et al. (2019) analisaram variações das propriedades petrofísicas e geomecânicas ao

longo de uma zona de falha, concluindo que bandas de deformação influenciam, diretamente, as propriedades citadas em arenitos arcoseanos porosos. Araújo et al. (2018) mostraram que as zonas de falha exibem uma zona de dano de ao menos 84 m de espessura, onde a deformação foi acomodada principalmente no desenvolvimento de bandas de deformação cataclásticas, com maior intensidade próximo aos núcleos das falhas de borda da BRP. Maciel et al. (2018) concluíram que a autigênese de argilominerais é menos abundante no núcleo da falha e na zona de danos do que nos domínios não-deformados. Maciel (2020). Nogueira et al. (2021) mostraram que as propriedades permoporosas das bandas de deformação são reduzidas em função da quantidade de matriz cataclástica gerada dentro das bandas de deformação. Recentemente, de Souza et al. (2021) realizaram uma abordagem hierárquica multiescalar abordando os *microcracks* como a primeira estrutura frágil perceptível responsável pelo desenvolvimento de bandas de deformação que evoluem para zonas de falhas (*deformation band fault zone*). Além disso, Maciel (2020) identificou e descreveu processos de silicificação hidrotermal associado a zonas de falha de borda com bandas de deformação em unidades cretáceas na BRP.

Apesar dos diversos estudos abordando as bandas de deformação na BRP, pouco se sabe a respeito da relação das bandas de deformação com processos de silicificação na BRP, bem como o impacto do contexto formado por essas duas feições no processo de migração de fluidos.

3. ESTADO DA ARTE

O estudo do comportamento hidráulico e mecânico de arenitos deformados e silicificados requer uma fundamentação teórica acerca de (1) zonas de falha com bandas de deformação; (2) silicificação; (3) bandas de deformação; (4) petrografia e petrofísica; e (5) propriedades geomecânicas a fim de que se construa o cenário de entendimento necessário à realização das atividades e compreensão dos resultados gerados nesta pesquisa.

3.1. Zonas de falha com bandas de deformação

Falhas foram definidas, classicamente, como estruturas planas e simples; entretanto, mais recentemente, falhas vêm sendo descritas como um volume deformado com zonas complexas compostas de uma gama de estruturas deformacionais secundárias (Caine et al., 1996; Choi et al., 2016). Então, nas últimas décadas, uma série de estudos se dedicou à caracterização da arquitetura de zonas de falha, entendendo sua evolução e seu impacto em propriedades de escoamento de fluidos e seu comportamento geomecânico (Aydin e Schultz, 1990; Caine et al., 1996; Shipton et al., 2006; Faulkner et al., 2010; Smith et al., 2013). Além disso, a arquitetura de zonas de falha é importante na análise de bandas de deformação (Araújo et al., 2018).

Então, falhas apresentam dois domínios estruturais principais (Figura 3.1): (1) o núcleo da falha (*fault core*); e (2) a zona de dano (*damage zone*) (Caine et al., 1996; Choi et al., 2016). O núcleo da falha é resultado de uma elevada deformação, que acomoda a maioria dos deslocamentos dentro da zona de falha e, geralmente, consiste em uma série de superfícies de deslizamentos (*slip surfaces*) e rochas de falha, como *gouges*, cataclasitos e brechas (e.g., Sibson, 1977; Bruhn et al., 1994; Childs et al., 1996; Wibberley et al., 2008; Bastesen et al., 2009; Bastesen e Braathen, 2010). A zona de dano corresponde à zona que circunda o núcleo da falha (Caine et al., 1996; Choi et al., 2016; Torabi et al., 2019b) e é caracterizada por uma deformação relativamente baixa, em comparação com o núcleo da falha; abriga feições estruturais secundárias, como pequenas falhas, juntas, bandas de deformação, veios e falhas associadas a dobras ou dobras de arrasto (e.g., Bruhn et al., 1994; Berg e Skar, 2005; Faulkner et al., 2010).

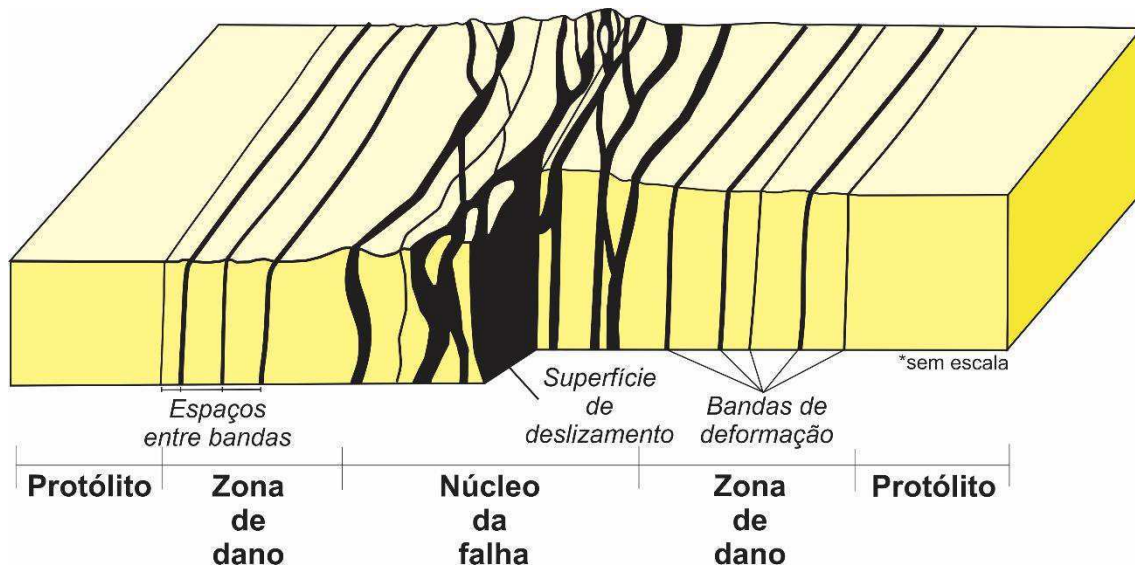


Figura 3.1: Elementos arquiteturais de uma falha transcorrente com bandas de deformação (Adaptado de Choi et. al., 2016)

A acomodação do deslocamento e a intensa deformação trazem ao núcleo da falha alterações nas propriedades petrofísicas das rochas envolvidas, influenciando o escoamento de fluidos neste ambiente (Torabi et al., 2019a). Portanto, o conhecimento da espessura do núcleo da falha e suas propriedades é necessário à caracterização de um reservatório de óleo ou de gás, o que seria importante para a indústria do petróleo. Por exemplo, zonas de dano em arenitos porosos podem ser compostas de bandas de deformação, o que pode reduzir a permeabilidade da zona de falha e afetar o escoamento de fluidos em subsuperfície (Schueller et al., 2013; Choi et al., 2016).

Na BRP, alguns trabalhos vêm caracterizando zonas de falha com bandas de deformação, considerando seus elementos arquiteturais (e.g., Araújo et al., 2018; Maciel et al., 2018; Pontes et al., 2019; Nogueira et al., 2021). Araújo et al. (2018) mostraram que as zonas de falha exibem uma zona de dano de ao menos 84 m de espessura, onde a deformação foi acomodada principalmente no desenvolvimento de bandas de deformação cataclásticas, com maior intensidade próximo aos núcleos das falhas de borda da BRP. Maciel et al. (2018) concluíram que a autigênese de argilominerais é menos abundante no núcleo da falha e na zona de danos do que nos domínios não-deformados. Pontes et al. (2019) analisaram variações das propriedades petrofísicas e geomecânicas ao longo de uma zona de falha, concluindo que bandas de deformação influenciam, diretamente, as propriedades citadas em arenitos arcoseanos porosos. Nogueira et al. (2021) mostraram que as propriedades

permoporosas das bandas de deformação são reduzidas em função da quantidade de matriz cataclástica gerada dentro das bandas de deformação.

3.2. Silicificação

A exploração de petróleo em partes mais profundas de bacias sedimentares requer uma melhor compreensão da taxa e do momento da cimentação de quartzo, pois a sílica, principal constituinte do quartzo, é um dos principais cimentos gerados e o principal cimento responsável pela redução da porosidade e permeabilidade da rocha hospedeira em bacias sedimentares (Bjorlykke e Egeberg, 1993; Worden e Morad, 2000; Mollenar et al., 2007).

A silicificação é um processo diagenético essencial em bacias sedimentares, nas quais fluidos ricos em sílica modificam a textura, mineralogia e propriedades petrofísicas da rocha hospedeira (Menezes et al., 2019), preenchendo seus espaços vazios por meio da precipitação química da sílica, gerando um constituinte diagenético denominado cimento, e reduzindo, portanto, a porosidade das rochas afetadas por processos como esse.

Nesse contexto, o termo silcrete foi amplamente utilizado para definir materiais silicificados de diferentes estruturas e texturas, independentemente de sua origem. Para Summerfield (1983), silcrete é um produto endurecido por silicificação próximo da superfície, formado pela cimentação e/ou substituição da rocha matriz, de depósitos intempéricos ou de sedimentos não consolidados, por meio de processos físico-químicos de baixa temperatura. Para Milnes e Thiry (1992), silcretes são produzidos pela cimentação de materiais não consolidados (sedimentos, saprólitos, solos) por várias formas de sílica secundária, incluindo opala, quartzo criptocristalino ou quartzo cristalizado. Summerfield (1983) considera como silcretes os produtos diagenéticos com sílica superior a 85% e os classifica, segundo a sua textura e estrutura, em quatro tipos principais: (1) suportado por grãos; (2) flutuante; (3) matriz; e (4) conglomerático.

3.2.1. Formas de identificação

O processo de silicificação pode promover o aumento da coesão da rocha devido ao preenchimento de espaços vazios e a substituição de grãos do arcabouço (Bell e Lindsay, 1999; Ylmaz e Sendir, 2002; Wang et al., 2019). Com base nisso, sua

identificação pode ser feita em mesoescala e em microescala. Em mesoescala, o processo pode ser identificado pela observação direta, em afloramento, em comparação com a rocha original, considerando: (1) possíveis modificações texturais e composicionais da rocha silicificada; (2) a resposta da rocha ao impacto do martelo geológico; e (3) valores de resistência à compressão uniaxial e módulo de *Young* obtidas por meio de um equipamento que realiza ensaios geomecânicos *in situ*, denominado martelo de *Schmidt*.

Entretanto, o aumento da consistência da rocha, observado em mesoescala, não significa, necessariamente, a assinatura de um processo de silicificação. Para tanto, a existência de um processo de silicificação pode ser confirmada, dentre outros métodos, em seções delgadas das rochas (microescala). Tipicamente, o cimento de sílica assume a forma de crescimentos sintaxiais (ou crescimentos secundários) grosseiros e cristalinos ao redor dos grãos, ou a forma de cimentos fibrosos ou grãos microcristalinos (McBride, 1989; Salem et al., 1998; Worden e Morad, 2000). Menezes et al. (2019) descreveram diferentes expressões da silicificação em unidades siliciclásticas (Figura 3.2) e carbonáticas da Bacia Potiguar, associadas ao sistema de falha Afonso Bezerra, como: (1) grãos substituídos na forma de agregados cristalinos ou como agregados microcristalinos; (2) grãos de quartzo com extinção ondulante, indicando deformação; (3) matriz substituída por sílica microcristalina; (4) sílica com hábito fibroso (calcedônia) preenchendo quase que completamente os poros, dentre outros.

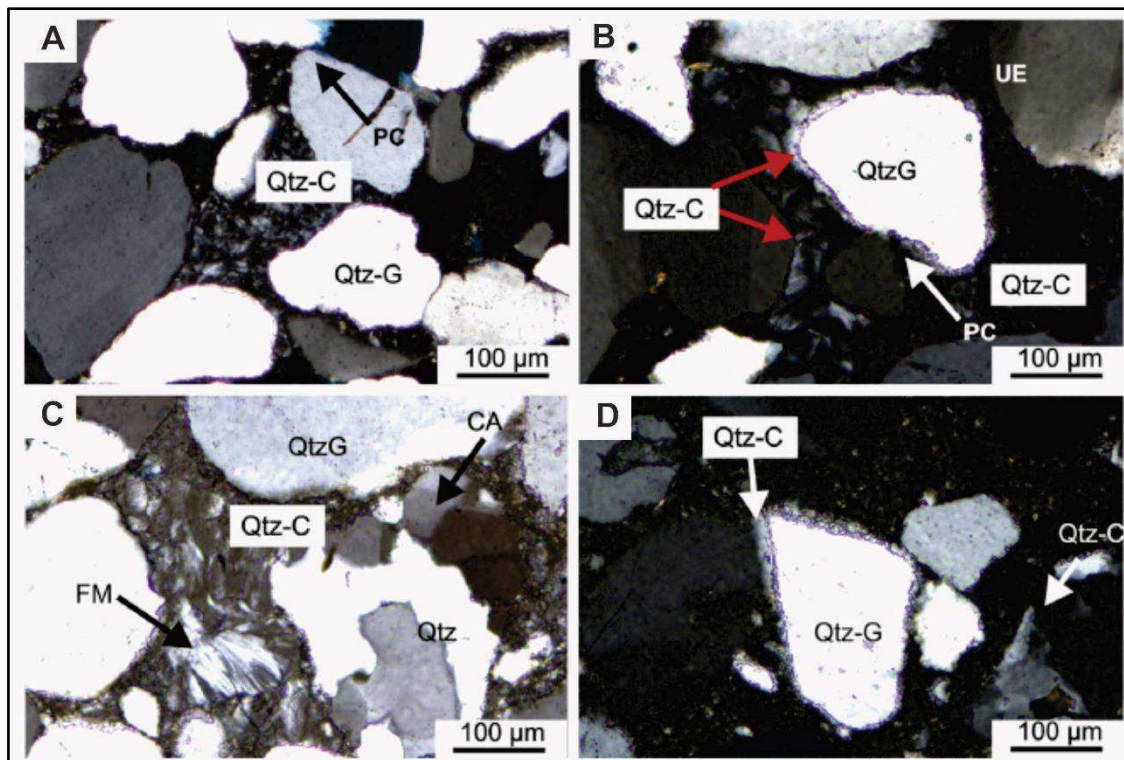


Figura 3.2: Tipos de cimento silicoso identificado por Menezes et al. (2019) em uma unidade siliciclástica da Bacia Potiguar. (A) Cimento de quartzo (Qtz-C); (B) Grão de quartzo (Qtz-G) e cimento de quartzo; (C) Cimento de quartzo e cimento de calcedônia (FM); (D) Cimento de quartzo e grão de quartzo.

3.2.2. Mecanismos de geração e fatores controladores da quantidade de cimento

Goldstein e Rossi (2002) mostraram que alguns crescimentos sintaxiais de quartzo em arenitos podem ser resultado da recristalização de fases instáveis de sílica, como opala, quartzo criptocristalino, calcedônia ou quartzo microcristalino. A recristalização de revestimentos instáveis em grãos de quartzo é provável se houver tempo suficiente, alta temperatura, fluidos de composição apropriados, e em sistemas nos quais os fluidos têm acesso aos núcleos detríticos de quartzo. Sistemas hidrotermais que sofreram resfriamento rápido, sistemas com mistura de fluidos e sistemas contendo fontes deposicionais de vidro vulcânico ou sílica biogênica, são exemplos disso.

Bjorlykke e Egeberg (1993) propuseram três diferentes mecanismos para a geração de cimentos de sílica: (1) a substituição por fases de sílica mais solúveis (sílica amorfa e opala); (2) dissolução de quartzo por solução de pressão; e (3) reações envolvendo a liberação de sílica de minerais silicatos sob condições de baixa e alta temperatura. Segundo esses autores, a sílica seria derivada de fontes locais e

seria transportada, principalmente, por difusão, em distâncias de alguns centímetros até alguns metros, ou seria derivada do escoamento de água dos poros de fontes a distâncias maiores (> 10 m) do local da precipitação.

3.2.3. Possíveis fontes de sílica

A identificação das fontes de sílica que contribuem para a cimentação de quartzo durante a diagênese pode ser considerada um problema, bem como a quantificação do volume de quartzo dissolvido e outros silicatos, petrograficamente, também pode ser difícil. Tal fato é discutido por vários autores (e.g., Bjorlykke e Egeberg, 1993; Worden e Morad 2000; Goldstein e Rossi, 2002; Menezes et al, 2019). Worden (2004) e Worden e Morad (2000) mostram que existem muitas fontes possíveis de cimento de quartzo em bacias sedimentares, relacionando fontes internas, etapas de transporte, escoamento de fluidos e reações de liberação de sílica (Figura 3.3).

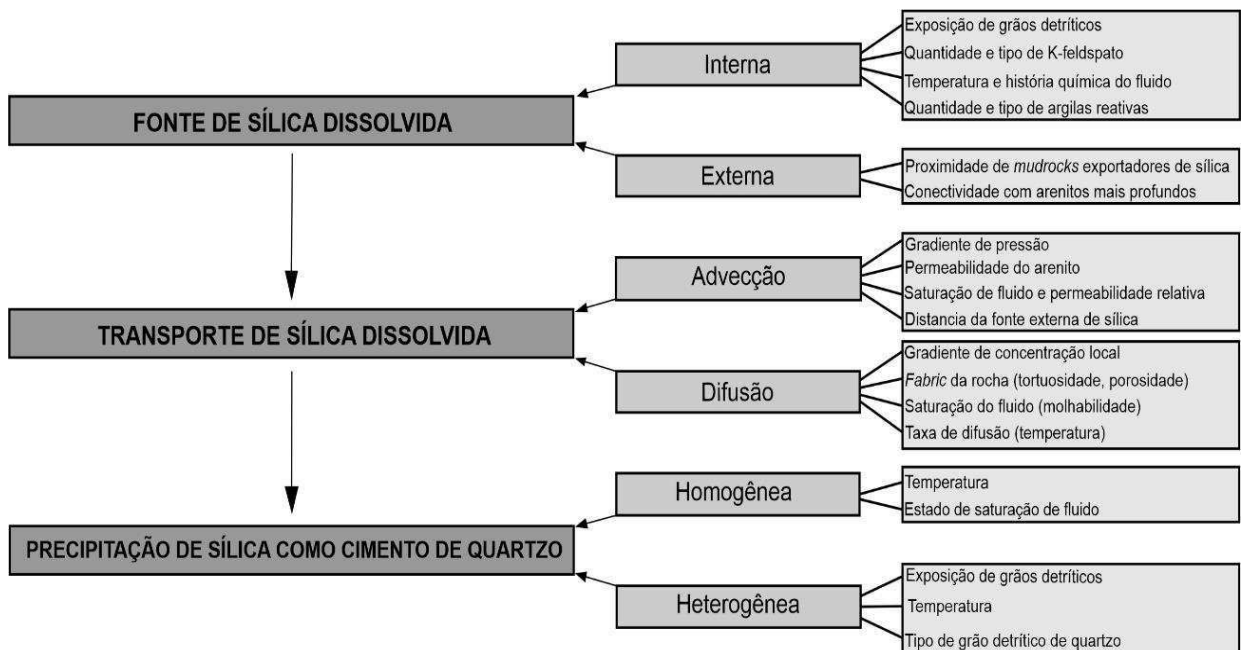


Figura 3.3: Fatores que influenciam o processo de cimentação de quartzo (Fonte: Worden e Morad, 2000).

Em adição, Worden e Morad (2000) usaram os termos “fontes internas” (fontes de dentro do corpo cimentado) e “fontes externas” (fontes de fora do corpo cimentado) para as prováveis fontes de sílica na formação de cimento (Figura 3.4). Fontes

externas, normalmente, requerem maiores distâncias de transporte do que processos internos.

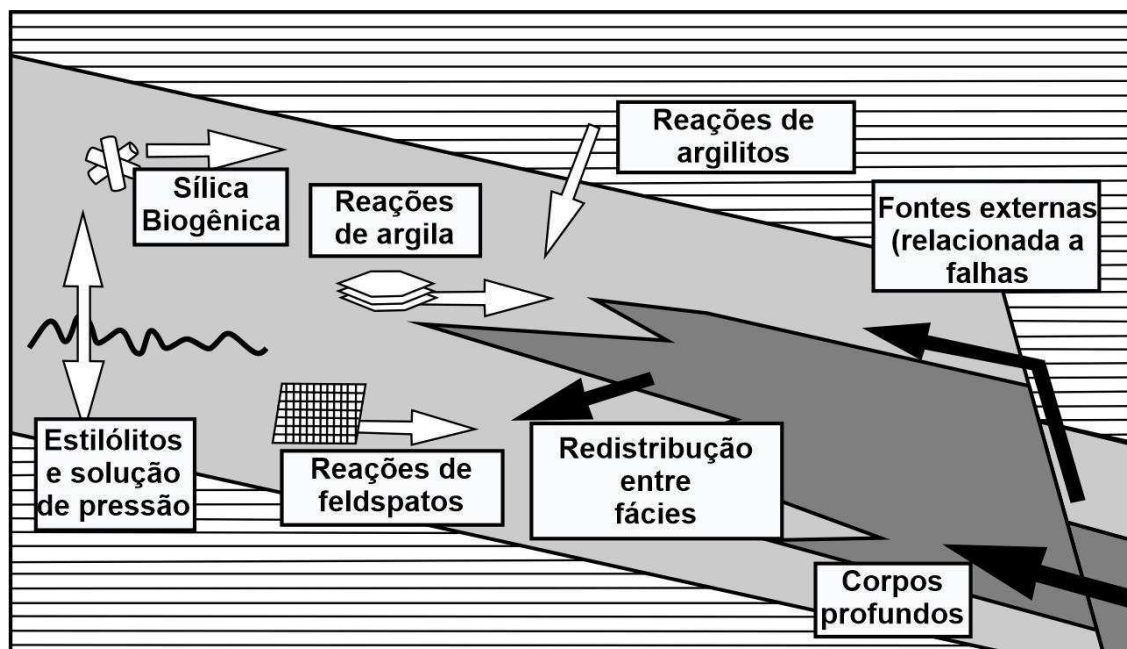


Figura 3.4: Diagrama esquemático das fontes gerais da cimentação de quartzo. As setas de cor preta representam as fontes externas, enquanto que as setas de cor branca representam as fontes internas (Fonte: Worden e Morad, 2000).

Nos casos em que há cimento de quartzo abundante, mas pouca evidência de dissolução de quartzo, a fonte de sílica pode ser difícil de ser identificada (Bjorlykke e Egeberg, 1993). McBride (1989) aponta que é complexo entender como a difusão a partir de fontes imediatamente adjacentes poderia fornecer mais do que alguns por cento de cimento de quartzo. Considerando isso, a maioria dos autores é favorável à ideia de que a sílica, em arenitos muito silicificados, foi introduzida por meio de fontes externas, como a partir da circulação de águas subterrâneas. Além disso, a maioria dos autores reconhece a probabilidade de que sílica no cimento de quartzo foi derivada de mais de uma fonte, mas muitos interpretam uma determinada fonte como dominante (McBride, 1989).

3.2.4. Distribuição de sílica em bacias sedimentares

A distribuição da sílica, em uma bacia sedimentar, pode se dar de forma estratigráfica (e.g., Souza et al., 2021), concordantemente aos estratos da bacia e em menor quantidade, quando gerada, exclusivamente, pela diagênese de soterramento

efetivo das rochas da bacia, ou pode se dar pela percolação de fluidos hidrotermais, associada a zonas de falha (e.g. Menezes et al., 2019), de forma discordante aos estratos da bacia e de grande magnitude. Esses fluidos podem ser de origem meteórica, magmática, metamórfica ou basal (McCuaig e Kerrick, 1998). Fluidos meteóricos, magmáticos, metamórficos ou basais necessitam de algum conduto para que a percolação pela rocha seja possível. Portanto, a distribuição da sílica, em uma bacia sedimentar, pode dar indicativos da sua provável fonte.

Os principais fatores que controlam a quantidade de cimento de quartzo em um arenito são: (1) composição do fluido; (2) composição da rocha encaixante; (3) tempo de permanência na janela de mobilidade de sílica; (3) trajetos de escoamento; e (4) volume de escoamento. Estas variáveis são controladas por diversos fatores tectônicos, tais como: (1) o tipo de bacia sedimentar; (2) composição e relevo da área de origem (McBride, 1989).

3.2.5. Silicificação associada a zonas de falha

Vários autores concluíram que a cimentação de quartzo ocorreu em profundidades de soterramento intermediárias de 1-2 km (e.g., Dutton e Land, 1988; McBride, 1989). Em geral, os arenitos muito porosos favorecem o movimento de fluidos e reações minerais de vários tipos resultantes da interação desses fluidos com os grãos do arenito hospedeiro (p.ex., Menezes et al., 2019), como as que envolvem alteração de feldspato e mineralização de argila, sendo muito comuns e conhecidas por liberar sílica (Bjorlykke e Egeberg, 1993): (1) microclina + água = quartzo + K^+ ; (2) microclina + caulinita = illita + quartzo + água; (3) illita + água + H^+ = caulinita + quartzo + $4K^+$.

Algumas destas reações ocorrem a temperaturas superiores a 100 °C, temperatura que necessita de profundidades maiores que 1-2 km. Portanto, relacionando-se conhecimentos de gradientes geotérmicos, profundidade de soterramento da bacia que se deseja estudar, a algumas destas reações e suas respectivas temperaturas necessárias aos seus desencadeamentos, pode-se inferir uma fonte externa para formação da sílica (p.ex., Menezes et al., 2019).

Deste modo, zonas de falha são importantes para a circulação de fluido na crosta terrestre, comportando-se como barreira ou como conduto, cortando reservas de lençóis freáticos e hidrocarbonetos, induzindo mineralizações associadas a

hidrotermalismo e induzir na capacidade/integridade de armazenamento de CO₂ em subsuperfície (Sibson, 1987; Caine et al., 1996; Dockrill e Shipton, 2010; Grare et al., 2018). Falhas e juntas promovem desequilíbrio termodinâmico, possibilitando muitas reações que acontecem na crosta rasa (Vrolijk e Van der Pluijm, 1994), como processos diagenéticos, que ocorrem, naturalmente, em baixas condições de pressão e temperatura (P e T) (Vrolijk e Van der Pluijm, 1994). Todas as falhas onde a pressão de fluido pode ultrapassar o gradiente hidrostático podem atuar como bombeadoras de fluido, ativadas pelas variações na pressão. Desta forma, a zona de falha possui o importante papel de conduto onde fluidos de diferentes composições são misturados (Sibson, 1992; Grare et al., 2018) (Figura 3.5). Microsismos gerados a aproximadamente 7 km de profundidade ao longo de falhas (De Martin et al., 2007), associados a produção de fluidos quentes em profundidade, podem atuar como uma célula de convecção e produzir rochas que apresentem variados graus de silicificação (Bonnemains et al., 2017).

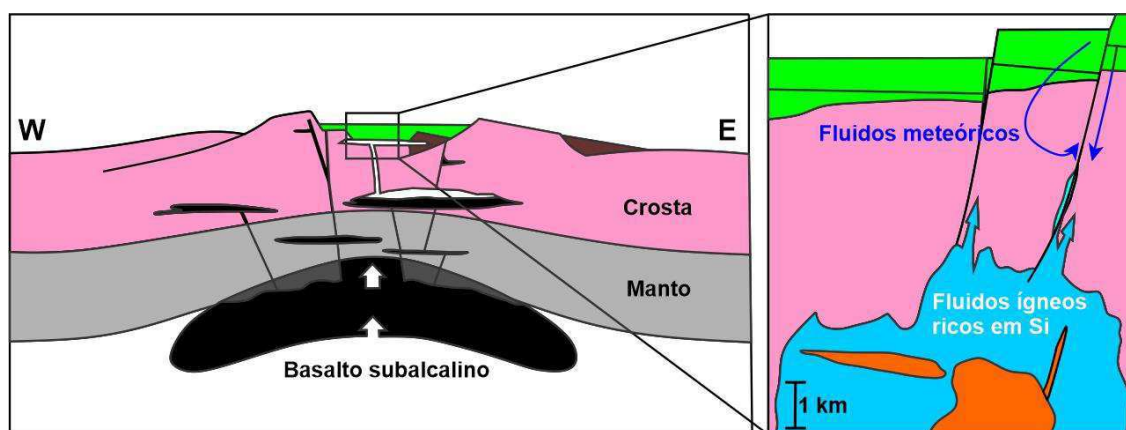


Figura 3.5: Seção geológica e detalhe da zona de formação das brechas de quartzo, representando a mistura de fluidos de origens diferentes por meio de falhas (Grare et al., 2018).

Maciel (2020) identificou e descreveu processos de silicificação hidrotermal associado a zonas de falha de borda com bandas de deformação em unidades cretáceas na BRP. Foram delimitadas as zonas de falha em núcleo de falha e zona de dano com base em feições estruturais. Além disso, foram identificados dois tipos de silicificação, a estática e a dinâmica, caracterizadas por feições como bandas de deformação, brechas hidráulicas próximas ao plano de falha principal, e rochas do embasamento silicificadas com veios de quartzo hidrotermal. O mesmo trabalho observou que os processos de silicificação hidrotermal associados a zonas de falha

da BRP produzem uma faixa de silicificação de até 250 m de largura com diferentes graus de intensidade de silicificação, aumentando da zona de dano ao núcleo da falha. Maciel (2020) sugere que o processo de silicificação na BRP está intimamente associado à dinâmica das falhas, pois estas sofrem reativação a partir da ascensão de fluidos hidrotermais formados a altas pressões e temperaturas.

3.2.6. Tipos de silicificação em zonas de falha

As rochas de falha podem apresentar tanto silicificação estática quanto silicificação dinâmica (Bonnemains et al., 2017; Menezes et al., 2019). Na silicificação estática, os espaços vazios da zona de falha atuam como condutos e como uma zona de precipitação, preservando a textura inicial da rocha de falha. Neste contexto, a cristalização da sílica acontece em cristais euédricos, não-orientados, sem interferências da deformação dútil ou com interferências muito restritas (Bonnemains et al., 2017). Com o acúmulo gradual de fluidos em um sistema hidrotermal, a pressão de fluidos é aumentada e a pressão efetiva é diminuída. Quando a pressão crítica é alcançada, a pressão de fluidos provoca a abertura das fraturas pré-existentes ou gera novas fraturas, desencadeando a formação de brechas hidráulicas, veios e *stockworks* (Fiori e Wanderesen, 2014), caracterizando a silicificação dinâmica.

3.3. Bandas de deformação

A resposta de sedimentos e de rochas porosas a mecanismos de deformação, difere, fundamentalmente, da resposta que rochas de baixa porosidade (< 15%) ou não-porosas oferecem a esses mesmos mecanismos (Fossen et al., 2007, 2017). Arenitos porosos, comumente, podem desenvolver estruturas sub-sísmicas de deformação localizada em resposta a diferentes mecanismos. Essas estruturas são denominadas bandas de deformação (Aydin, 1978; Aydin e Johnson, 1978; Fossen et al., 2017). As bandas de deformação podem se formar em todos os tipos de regime tectônico (Ballas et al., 2015), desde que a rocha tenha porosidade suficientemente elevada (maior do que 15%) no momento da deformação (Fossen et al., 2017).

Ao longo dos anos, as bandas de deformação foram, comumente, associadas a outros tipos de estruturas que apresentam algumas semelhanças com elas, além de serem englobadas em vários tipos de denominações, como: fraturas de cisalhamento

(Dunn et al., 1973), “suturas” de granulação (Heald, 1956; Bevan, 1985), bandas de deslizamento (Friedmann e Logan, 1973), falhas de bandas (Zhao e Johnson, 1991), microfraturas (Dunn et al., 1973) e bandas de cisalhamento (Menéndez et al., 1996).

O termo bandas de deformação foi primeiro definido por Aydin (1977) e Aydin e Johnson (1978), que descreveram essas feições como estruturas aproximadamente planares, que ocorrem na forma de estreitas faixas deformacionais, com espessura variando de milímetros a centímetros, e comprimento variando de centímetros a metros, e com pequeno rejeito, que varia de alguns milímetros a alguns centímetros. Apesar disso, não apresentam, na maioria das vezes, planos de descontinuidade por deslocamento bem definidos (Antonellini et al., 1994).

Observa-se, portanto, a necessidade de se diferenciar, conceitualmente, bandas de deformação de falhas e juntas convencionais. Fossen et al. (2007) descreveram características importantes que fazem essa distinção, tais como: 1) bandas de deformação são mais espessas e possuem deslocamentos menores, quando comparadas com falhas convencionais de dimensão semelhante; 2) bandas de deformação geralmente exibem uma redução na porosidade e permeabilidade, enquanto superfícies de deslizamento e juntas estão associadas à diminuição da coesão da rocha; 3) bandas de deformação geralmente estão associadas ao endurecimento da rocha que hospeda a deformação, ao contrário de falhas e juntas convencionais. Essas diferenças na evolução mecânica e na expressão estrutural podem influenciar, significativamente, o escoamento de fluido e, portanto, têm implicações diretas no gerenciamento dos reservatórios porosos de hidrocarbonetos e águas subterrâneas (Fossen et al., 2007; Medeiros et al., 2010)

Além disso, Fossen et al. (2007) definiram as principais características das bandas de deformação, tais como: 1) a formação e evolução de bandas de deformação, que pode ocorrer tanto em rochas porosas como em sedimentos, envolve mecanismo de rotação e translação de grãos, que acarreta quebra ou apenas rotação e deslizamento friccional nos limites dos grãos. Esses processos necessitam do espaço proveniente da porosidade, mas, caso não haja, serão geradas juntas, estilólitos ou superfícies de deslizamento; 2) bandas de deformação não representam, necessariamente, superfícies de deslizamento. O deslocamento pode se desenvolver em um estágio mais avançado, ao longo de zonas de bandas de deformação; 3) bandas de deformação ocorrem, comumente, seguindo um padrão de formação: primeiro, são formadas bandas de deformação individuais, em seguida, zona de

bandas de deformação (clusters), em um estágio mais tardio, são desenvolvidas superfícies de deslizamento; 4) bandas de deformação individuais raramente apresentam *offsets* maiores que alguns centímetros, mesmo quando apresentam vários metros de comprimento.

A redução da porosidade e da permeabilidade nas bandas de deformação, em comparação com o arenito não deformado, pode ser vista como uma barreira à migração e ao acúmulo de fluidos em reservatórios, sejam estes de água, óleo ou gás (Antonellini et al., 1994; Holcomb et al., 2007; Faulkner et al., 2010; Medeiros et al., 2010). A compartimentalização (parcial ou total) de reservatórios de hidrocarbonetos e o efeito selante de falhas em arenitos porosos, geralmente são controladas por essas estruturas (Pittman, 1981; Bevan, 1985; Medeiros et al., 2010). Assim, onde presentes, as bandas de deformação podem desempenhar um papel importante na determinação do comportamento do escoamento em reservatórios e aquíferos. As características internas das bandas de deformação têm potencial para mudar as condições do reservatório, afetando, assim, a escolha das melhores estratégias para produção de óleo e/ou gás (Fisher e Knipe, 2001; Heshthammer e Fossen, 2001; Ogilvie e Glover, 2001).

3.3.1. Classificações das bandas de deformação

Os estudos sobre bandas de deformação, a partir dos trabalhos de Aydin (1977) e Aydin e Johnson (1978), começaram a se intensificar nas últimas décadas (e.g., Antonellini et al., 1994; Ogilvie e Glover, 2001; Fossen et al., 2007; Fossen e Bale, 2007; Balsamo e Storti, 2010; Fossen, 2010; Torabi et al., 2013; Ballas et al., 2015; Fossen et al., 2017; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; Nogueira et al., 2021), devido à importância da presença das bandas de deformação na influência nas propriedades petrofísicas de rochas reservatório (Aydin, 1978) e à consequente influência na percolação de fluidos (Antonellini et al., 1994; Holcomb et al., 2007; Faulkner et al., 2010). Então, começaram surgir diferentes classificações de bandas de deformação, que as agrupassem a partir de características em comum. Três tipos de classificação são sugeridos e serão abordados a seguir.

3.3.1.1. Classificação hierárquica

Aydin e Johnson (1978) propuseram uma classificação hierárquica de bandas de deformação (Figura 3.6) que ocorrem em arenitos porosos deformados sob baixas temperaturas, em que elas são agrupadas segundo a forma de ocorrência, se desenvolvendo, sequencialmente (Aydin e Johnson, 1978), em: 1) em bandas de deformação individuais ou *singles*; 2) agrupamento de bandas de deformação ou *clusters*; e 3) superfícies de deslizamento ou *slip surfaces*.

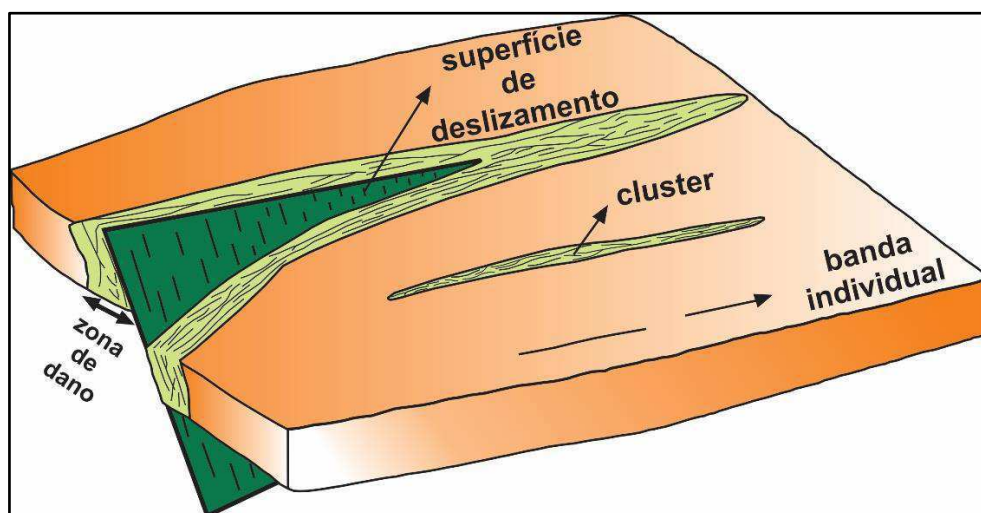


Figura 3.6: Classificação hierárquica das bandas de deformação (modificado de Fossen et al., 2007)

Bandas de deformação individuais ou *singles* são estruturas tabulares, com espessuras milimétricas, comprimento limitado a 100 m (Fossen e Hesthammer, 1998) e deslocamentos centimétricos - se houver -, não estando relacionada, portanto, necessariamente, à diminuição da coesão da rocha ou a uma descontinuidade (Antonellini et al., 1994). Representam o elemento estrutural básico e inicial no desenvolvimento sequencial dos três tipos de bandas de deformação (Aydin e Johnson, 1978).

O segundo estágio do desenvolvimento de bandas de deformação é iniciado a partir do momento em que bandas de deformação individuais se agrupam, originando uma estrutura de espessura decimétrica e extensão de centenas de metros (Aydin e Johnson, 1983), denominada *cluster*, que apresenta rejeitos decimétricos, decorrentes do acúmulo do rejeito de cada banda individual que o compõe, além de poderem possuir pequenas fraturas cisalhantes no seu interior (Araújo Neto, 2011).

Com a continuação da deformação, podem se formar superfícies de deslizamento (*slip surfaces*) ou fraturas cisalhantes com comprimento considerável e

rejeito maior, quando comparados com rejeitos de *clusters*. A superfície de deslizamento é gerada pela movimentação com fricção e abrasão entre os blocos movimentados, que pode formar planos de falha com superfícies polidas e estrias e/ou sulcos (Aydin e Johnson, 1983). Uma superfície de deslizamento representa uma deformação intensa e extremamente localizada, e marca uma mudança no estilo de deformação: de contínua e zonal (bandas individuais e *clusters*) para descontínua e plana (em uma superfície de deslizamento), configurando o último estágio do desenvolvimento sequencial de bandas de deformação.

3.3.1.2. Classificação cinemática

Antonellini et al. (1994), sustentados por características microestruturais de bandas de deformação, como o desenvolvimento de cataclase e alterações de porosidade, em comparação com a rocha hospedeira, além do arranjo espacial e da posição em relação às principais estruturas, propuseram, inicialmente, uma classificação de bandas de deformação, agrupadas em: (1) bandas de deformação sem cataclase; (2) bandas de deformação com cataclase; e (3) bandas de deformação com *clay smearing*. Fossen et al. (2007) revisaram essa classificação e a atualizaram, agrupando as bandas de deformação, segundo critérios cinemáticos, em (Figura 3.7): (1) bandas de cisalhamento puro, quando ocorre, apenas, rotação dos grãos; (2) bandas de dilatação, quando ocorre, apenas, dilatação do espaço rochoso; (3) bandas de compactação, quando ocorre, apenas, compactação do espaço rochoso; (4) e híbridos desses tipos, quando ocorre cisalhamento puro associado a dilatação e cisalhamento puro associado a compactação (e.g., Aydin et al., 2006).

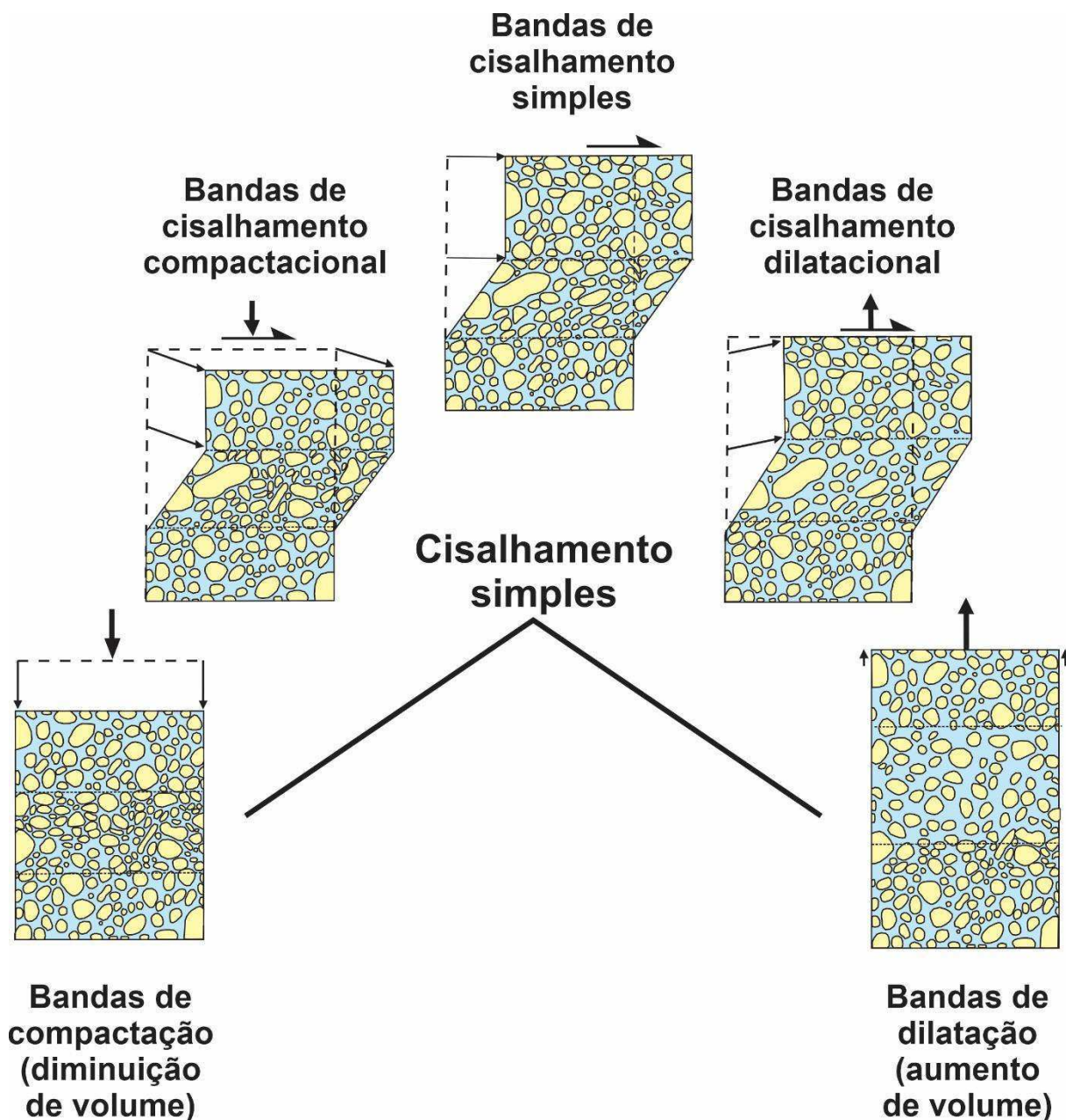


Figura 3.7: Classificação cinemática de bandas de deformação (modificada de Fossen et al., 2007).

3.3.1.3. Classificação baseada nos mecanismos de deformação

Fossen et al. (2007) propuseram uma classificação para bandas de deformação baseada nos mecanismos de deformação que originaram as bandas de deformação (Figura 3.8). Esses mecanismos dependem de condições internas e externas, como mineralogia, tamanho do grão, forma do grão, diferentes classificações, cimentação, porosidade e estado de tensão, e produzem bandas com diferentes propriedades petrofísicas, fazendo com que essa classificação seja importante ao se considerar a influência das bandas no escoamento de fluidos. Foram considerados os seguintes

mecanismos de deformação: (1) fluxo granular, gerando rotação e deslizamento dos grãos; (2) cataclase, gerando fraturamento e moagem dos grãos; (3) esmerilhamento filossilicático; e (4) dissolução e cimentação. Cada tipo desses mecanismos está associado, respectivamente, à formação de: (1) bandas de desagregação; (2) bandas cataclásticas; (3) bandas filossilicáticas; e (4) bandas de dissolução e cimentação.

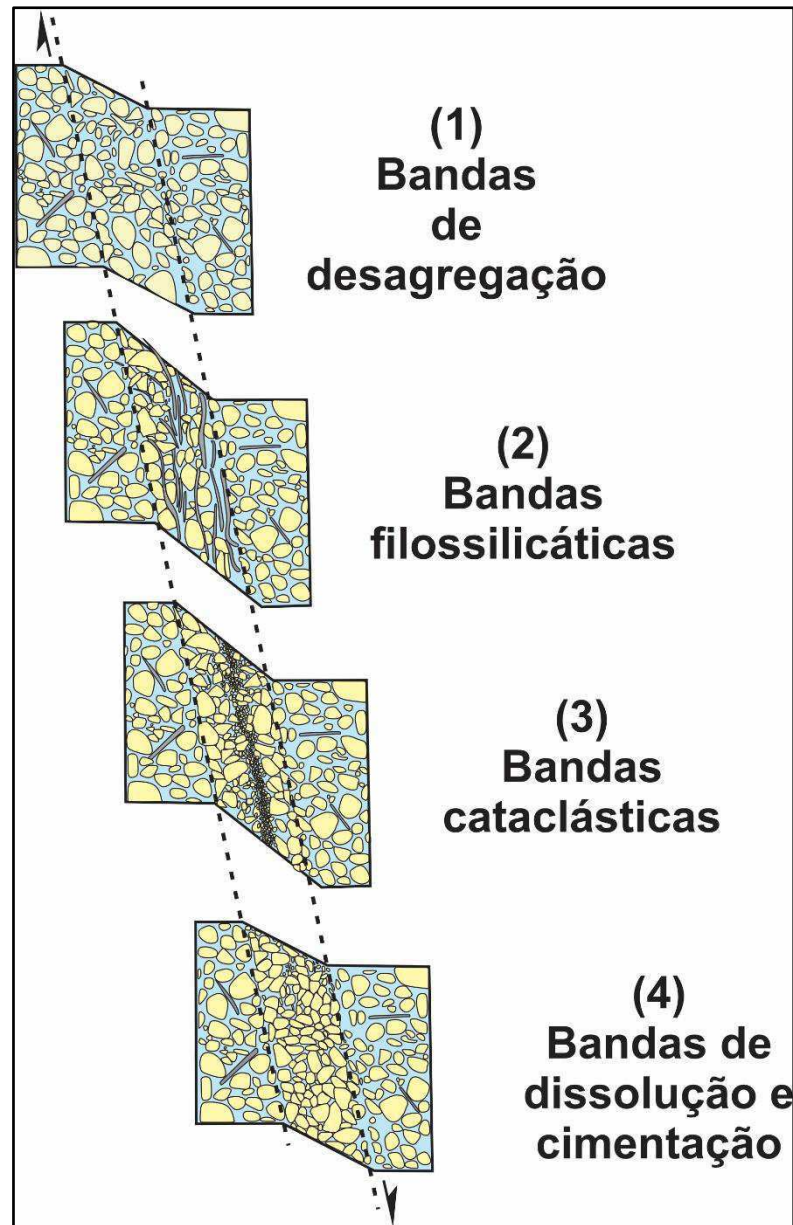


Figura 3.8: Classificação de bandas de deformação baseada no mecanismo de deformação (modificada de Fossen et al., 2007).

As bandas de desagregação são desenvolvidas por processos relacionados ao mecanismo de fluxo granular, gerando cisalhamento dos grãos a partir da rolagem e deslizamento entre os limites dos grãos e da quebra de cimento entre os grãos (e.g., Twiss e Moores, 1992). Esse tipo de banda é, comumente, encontrado em areias e

arenitos pouco consolidados (Mandl et al., 1977; Du Bernard et al., 2002), e formam falhas, segundo experimentos com caixa de areia (e.g., McClay e Ellis 1987) em arenitos maciços (Fossen, 2010). Elas possuem *offsets* de alguns centímetros, com comprimentos inferiores a algumas dezenas de metros, e espessura variando de acordo com a rocha hospedeira (Fossen et al., 2007). Macroscopicamente, as bandas de desagregação são consideradas como zonas de cisalhamento dúctil, onde é possível identificar lâminas de grãos moídos, contínuas ao longo da banda. A quantidade de cisalhamento e compactação depende da natureza e das propriedades da rocha hospedeira. Em termos petrofísicos, bandas de desagregação podem resultar em um aumento (e.g., Mollema e Antonellini, 1996) ou redução da porosidade (e.g., Antonellini et al., 1994; Du Bernard et al., 2002) a depender de componente de dilatação ou de compactação (Fossen et al., 2007). No entanto, a presença desse tipo de banda tem pouca influência na permeabilidade de reservatórios siliclásticos (Fossen et al., 2007). Essas reduzidas faixas deformacionais modificam, localmente, as propriedades petrofísicas de rochas reservatório, como porosidade e permeabilidade (Aydin et al., 1978).

Bandas filossilicáticas ocorrem em rochas que possuem minerais de hábito lamelar (filossilicatos) em quantidade maior que 10-15% (Fossen et al., 2007). São consideradas um tipo particular de banda de desagregação, onde há um deslizamento entre os grãos causado pelo alinhamento dos minerais filossilicáticos, gerando um rejeito maior nesse tipo de bandas, em comparação com as demais (Fossen et al., 2007). As bandas formadas são pouco espessas e de baixa porosidade, e são denominadas bandas de deformação com *clay smearing* (manchas de argila) (Antonellini et al., 1994). Em geral, as bandas filossilicáticas podem acumular rejeitos maiores do que outros tipos de bandas de deformação, devido à neutralização do endurecimento causada pela presença de filossilicatos. Caso a quantidade de argila seja em torno de 40%, o rejeito gerado será considerável, configurando uma superfície de deslizamento (Fossen et al., 2007). Esse tipo de banda pode reduzir a permeabilidade da rocha hospedeira em até cinco ordens de grandeza (Fisher e Knipe, 2001).

Bandas de deformação cataclástica foram descritas, inicialmente, por Aydin (1978), Aydin e Johnson (1983), e Davis (1999). Essas bandas estão relacionadas ao mecanismo de deformação de fratura mecânica dos grãos (Fossen et al., 2007), associados à quebra e rotação dos grãos, gerando uma fina camada de grãos

tritutados (Antonellini et al., 1994). Esse tipo de banda é caracterizado por um núcleo cataclástico central, com grãos angulosos, de tamanho variável e, geralmente, bastante reduzidos, gerando alto conteúdo de matriz, e espaço poroso obliterado. O núcleo encontra-se dentro de um volume de rocha compactada, com fraturamento menos significativo dos grãos (Fossen et al., 2007). Aydin (1978) mostrou que o esmagamento dos grãos durante a catáclase resulta em substancial intertravamento dos grãos, endurecendo a rocha nessa região, fato que promove pequenos rejeitos – em torno de 3 cm – nesse tipo de banda. Fossen et al. (2007) assumem que a maioria das bandas cataclásticas se forma em profundidades rasas, após a litificação e antes da reexposição à superfície. Esse tipo de banda pode reduzir a permeabilidade da rocha hospedeira, localmente, em até seis ordens de magnitude (e.g., Pittman, 1981; 1982; Harper e Moftah, 1985; Knott, 1993; Antonellini e Aydin, 1994; Knipe, et al., 1997; Antonellini et al., 1999; Fisher e Knipe, 2001; Jourde et al., 2002; Shipton et al., 2002).

Ballas et al. (2015) classificaram as bandas de deformação do tipo cataclásticas de acordo com o grau de catáclase, utilizando-se dos termos: (1) microbrecha; (2) protocatóclase; (3) catáclase; e (4) ultracatóclase, de acordo com Sibson (1977). A intensidade da catáclase depende das condições como profundidade de soterramento durante a deformação e características da rocha encaixante, como porosidade, tamanho de grão e conteúdo de grãos de feldspatos e fragmentos de rocha (Ballas et al., 2015). É esperado que a permeabilidade de bandas de deformação cataclásticas dependa da intensidade de catáclase (Crawford, 1998; Ballas et al., 2012; Torabi et al., 2013; Nogueira et al., 2021).

As bandas de dissolução e cimentação podem ocorrer durante ou após a deformação. A dissolução é formada quando a compactação for atuante durante a formação da banda, em profundidades rasas, sendo promovida por minerais argilosos nos limites dos grãos. A cimentação ocorre após a deformação, se dando por meio de minerais diagenéticos, como clorita, calcita e quartzo, e sendo promovida por superfícies frescas e reativas, formadas durante a trituração de grãos e/ou deslizamento dos limites dos grãos (Fossen et al., 2007). Dissolução e cimentação diminuem a porosidade e aumentam a resistência da rocha hospedeira, porém, possuem distribuição descontínua, o que pode tornar essa influência pouco significativa (Fisher e Knipe, 2001).

3.3.2. Condições de formação e fatores controladores das bandas de deformação

Estruturas como bandas de deformação são formadas em sedimentos e rochas com porosidade superior a 15%, submetidos a diferentes estilos tectônicos (Figura 3.9), relacionados a (1) regimes contracionais, como flexuras, flambagem, falhas reversas e falhas de cavalgamento, e a (2) regimes extensionais, como rampas de revezamento (*relay ramps*), falhas normais, *roll-over* associados a falhas lítricas, dentre outras (Fossen et al., 2017). Além disso, podem estar associadas a feições de colapso vertical, soerguimento, ascensão de corpos salinos e de folhelhos (Figura 3.10) (Fossen et al., 2007).

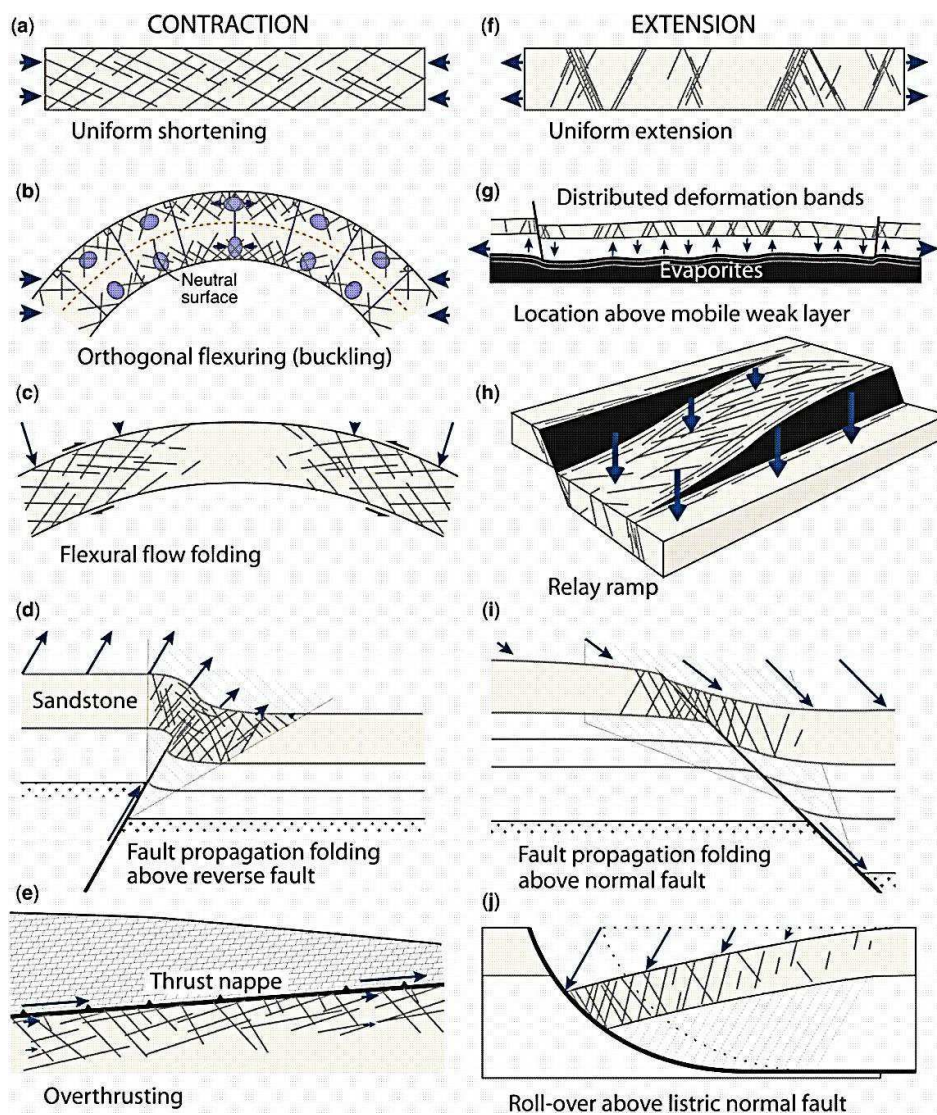


Figura 3.9: Exemplos de estruturas que controlam a distribuição de bandas de deformação em arenitas (Fonte: Fossen et al., 2017).

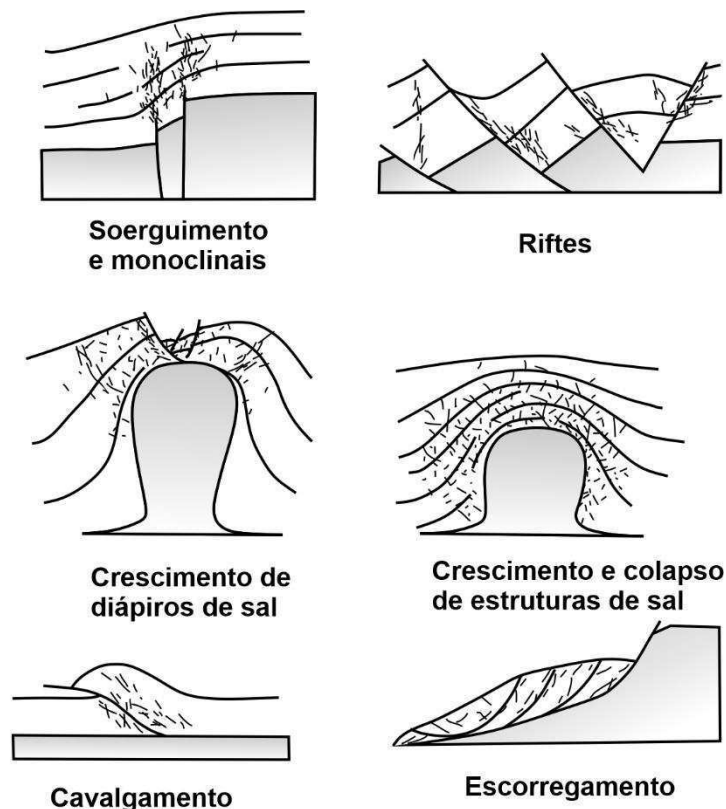


Figura 3.10: Outras estruturas associadas ao desenvolvimento de bandas de deformação (Fonte: Fossen et al., 2007).

Além do ambiente tectônico, alguns fatores são de suma importância no processo de formação e desenvolvimento de bandas de deformação, como (Fossen et al., 2007): (1) pressão confinante (relacionada à profundidade de soterramento); (2) grau de litificação da rocha hospedeira; (3) pressão de fluido dos poros; (4) mineralogia da rocha hospedeira; e (4) tamanho, formato e selecionamento dos grãos. Considerando a mineralogia de bandas de deformação, pode-se afirmar que é igual à da rocha hospedeira que lhe cerca, porém, com grãos muito menores em área e diâmetro (Aydin et al., 1978). Essa diminuição acarreta um aumento na área de contato entre os grãos, preenchendo poros que antes não podiam ser preenchidos, consequentemente reduzindo a porosidade da rocha (Aydin et al., 1978).

A formação de bandas cataclásticas, principal tipo de bandas encontradas na BRP (Araújo et al., 2018; Maciel et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021), pode promover o rearranjo, reorientação, fraturamento, quebra e esmagamento dos grãos. Ballas et al. (2015) associa esses tipos de comportamento à intensidade da catáclase, que resulta na redução de permeabilidade em diferentes ordens de magnitude. A intensidade da catáclase, por

sua vez, é controlada pelo regime tectônico e cinemática atuante, profundidade de soterramento e pelas características da rocha hospedeira (Ballas et al., 2015). Da mesma forma que há distinção entre as propriedades da rocha hospedeira (e.g., Nogueira et al., 2021), a região entre bandas e o núcleo da deformação de bandas de deformação cataclástica em zonas silicificadas, apresentam comportamento diferenciado de acordo com a intensidade de deformação e o conteúdo de material cimentante na rocha.

3.4. Propriedades petrográficas e petrofísicas

O estudo petrográfico de rochas sedimentares é uma das muitas chaves para decifrar a história geológica (Garzanti e Andó, 2019). Após a invenção da petrografia em seção delgada por Sorby (1851), estudos de petrologia sedimentar começaram a florescer na primeira metade do século XX, culminando em algumas propostas de classificações de arenitos, com base na composição (e.g., McBride, 1963; Folk, 1968; Folk, 1980; Dickinson, 1985). Os aspectos texturais das rochas reservatório são fatores que, geralmente, influenciam nas propriedades físicas das rochas e, conseqüentemente, nas características de armazenamento e escoamento de fluidos nessas rochas.

O estudo petrográfico de rochas sedimentares pode ser realizado em seções delgadas, por meio de um microscópio petrográfico, onde há a possibilidade do estudo da composição mineralógica, considerando as propriedades ópticas dos minerais, como hábito, cor, clivagem, relevo, cor de birrefringência, extinção, dentre outros, e análise qualitativa de espaço poroso e quantitativa de permeabilidade, geralmente impregnado com uma resina azul que se destaca do restante da rocha. Esse tipo de análise permite a extração de propriedades como textura, matriz, arredondamento, esfericidade, seleção, granulometria, além da identificação da presença e descrição de material cimentante, relações de contato entre os diferentes grãos, entre grãos detríticos e cimento, etc.

Uma petrografia de seção delgada é uma ferramenta crucial e importante na investigação dos tipos e dos tempos de processos diagenéticos que afetaram a porosidade e a permeabilidade de rochas clásticas (Ajdukiewicz et al., 2010), como feições de silicificação. Porém, algumas vezes, o histórico de recristalização pode não ser reconhecido na microscopia tradicional, sendo, por vezes, necessário o

reconhecimento por meio da geração de imagens de catodoluminescência em microscópio de varredura eletrônica (MEV), pois o resultado final de recristalização de fases instáveis de sílica é um cimento que se apresenta sob a forma de sobrecrecimento grosseiro e com extinção uniforme (Goldstein e Rossi, 2002). Nesta pesquisa, a classificação mineralógica é relevante no que diz respeito ao processo de silicificação e às consequências que esse processo pode trazer à mineralogia da rocha original, como alterações nas porcentagens de quartzo, de feldspatos, autigênese de argila, além dos efeitos que a silicificação e o processo de catáclase podem trazer às bandas de deformação. A classificação mineralógica adotará a classificação proposta por Folk (1968), que subdivide os arenitos segundo percentuais de grãos de quartzo, grãos de feldspatos e fragmentos líticos (Figura 3.11)

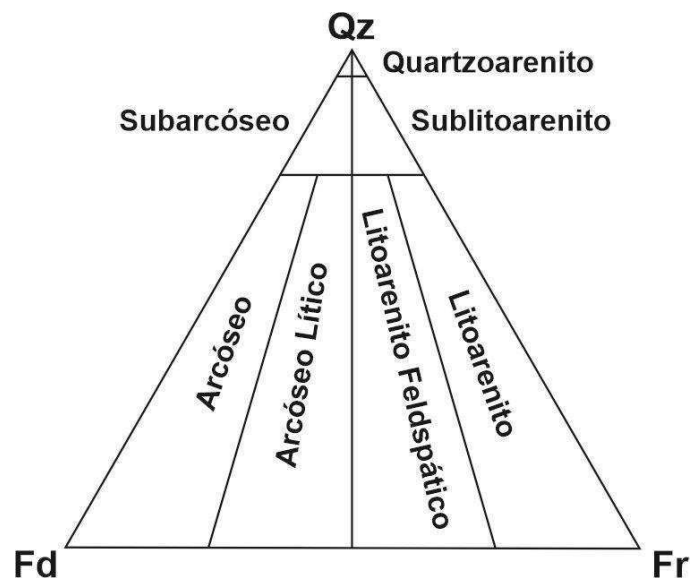


Figura 3.11: Diagrama de Folk (1968) para classificação de arenitos. Qz: quartzo; Fd: feldspato; Fr: fragmentos líticos.

Os efeitos de bandas de deformação no escoamento de fluidos em reservatórios de hidrocarbonetos dependem de vários fatores, incluindo o mecanismo de deformação, espessura das bandas, frequência, distribuição, geometria e conectividade das bandas em três dimensões (Torabi e Fossen, 2009; Ballas et al., 2015). Esses fatores dependem de propriedades da rocha hospedeira, como porosidade, tamanho de grão, selecionamento, compactação química, cimentação e mineralogia (Fossen et al., 2017). Para tanto, os principais aspectos texturais e petrofísicos estudados nesta pesquisa são: (1) porosidade; (2) permeabilidade; (3) tamanho de poros; e (4) tamanho de grãos.

A porosidade de uma rocha é uma medida da capacidade de armazenamento e retenção de fluidos (Ahmad, 2001), e é definida como sendo a razão entre o espaço total de poros e o volume total (Selley, 2000; Rosa et al., 2006; Boggs, 2009; Tiab e Donaldson, 2004). Logo tem-se:

$$\varphi = \left(\frac{V_t - V_g}{V_t} \right) \times 100 = \left(\frac{V_p}{V_t} \right) \times 100 \quad (1)$$

onde: V_p = Volume de poros; V_t = Volume total da amostra; V_g = Volume de grãos; φ = Porosidade.

Segundo Boggs (2009), a Equação 1 fornece a porosidade absoluta da rocha. Entretanto, para exploração petrolífera, é de interesse, principalmente, o estudo da porosidade efetiva que, por sua vez, é a relação entre os poros interconectados numa rocha e seu volume total (Selley, 2000). A porosidade efetiva é expressa por (Equação 2):

$$\varphi_e = \left(\frac{IV_p}{V_t} \right) \times 100 \quad (2)$$

onde: IV_p é o volume de poros interconectados e φ_e a porosidade efetiva.

Geralmente menor que a porosidade total, a porosidade efetiva controla o escoamento de fluidos dentro da rocha. A presença de porosidade efetiva significa que há permeabilidade na rocha (Selley, 2000).

O diâmetro médio de poros e de grãos vem sendo utilizado em estudos que comparam estes parâmetros entre a região das bandas de deformação e a região entre bandas, a fim de se quantificar a influência da matriz cataclástica nas propriedades petrofísicas das rochas (e.g., Nicchio et al., 2018; Nogueira et al., 2021).

De forma geral, a utilização de seções delgadas de rochas deformadas tem sido amplamente utilizada na descrição petrográfica de bandas de deformação (e.g., Fossen et al., 2007; Mollema e Antonellini, 1996; Fossen e Bale, 2007; Torabi e Fossen, 2009; Torabi, 2014; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; Nogueira et al., 2021). Entretanto, a estrutura de permeabilidade interna de bandas de deformação é difícil de ser acessada pelos principais métodos convencionais, sendo necessária, por vezes, a realização de outros tipos de obtenção de imagens, como difração de elétrons

retroespalhado em microscópio de varredura eletrônica (EBSD/MEV) (Torabi et al., 2008).

3.5. Propriedades geomecânicas

A determinação das propriedades geomecânicas de um reservatório é crítica para reduzir os riscos durante as perfurações e para maximizar a produtividade do poço e do reservatório (Fjaer et al., 1992; Fjær, et al., 2008.). Portanto, é importante para a indústria do petróleo que se estabeleçam relações entre características petrográficas, petrofísicas e geomecânicas, a fim de que se entenda o comportamento mecânico de rochas sedimentares (Wang et al., 2019), pois as características físicas e petrofísicas têm influência significativa nas propriedades geomecânicas das rochas (Mosch e Siegesmund, 2007; Sabatakakis et al., 2008; Tandon e Gupta, 2013)

A caracterização geomecânica de um arenito pode ser feita por propriedades elásticas das rochas: (1) resistência à compressão uniaxial (UCS), expressa em MPa; e (2) módulo de Young (E), expresso em GPa (Aydin e Basu, 2005). A quantificação dessas propriedades vem sendo obtida, desde a década de 60, em estudos de mecânica das rochas, por meio de um equipamento que realiza testes in situ, denominado Martelo de Schmidt (SH) (Aydin e Basu, 2005). Essas relações foram estabelecidas a partir de características texturais das rochas sedimentares, como tamanho de grão, composição mineralógica, porosidade e permeabilidade, e tem sido descrita por vários autores nas últimas décadas (e.g., Bell, 1978; Dobereiner e De Freitas, 1986; Shakoor e Bonelli, 1991; Yates, 1992; Ulusay et al., 1994; Bell e Lindsay, 1999; Del Sole e Antonellini, 2019; Pontes et al., 2019; Del sole et al., 2020). A relação inversamente proporcional entre propriedades petrofísicas e geomecânicas tem sido documentada, em arenitos porosos, em alguns trabalhos (e.g., Schöpfer et al., 2009; Torabi e Alikarami, 2012; Alikarami et al., 2013; Torabi et al., 2018; Pontes et al., 2019; Del Sole, et al., 2020).

Além de afetarem propriedades petrofísicas de arenitos, como porosidade e permeabilidade, as bandas de deformação afetam suas propriedades geomecânicas como UCS e E (Ylmaz e Sendir, 2002), podendo ter papéis diferentes em reservatórios (Pontes et al., 2019). As bandas de deformação cataclástica, geralmente, apresentam um incremento nos valores de UCS e E (Torabi, 2014; Pontes et al., 2019), em relação à rocha hospedeira, enquanto que bandas de desagregação tendem a mostrar

decréscimo nesses valores, em comparação com a rocha hospedeira (Torabi et al., 2013).

Em adição, assim como as bandas de deformação, a cimentação de quartzo em arenitos porosos altera as propriedades geomecânicas dessas rochas (Bell e Lindsay, 1999; Ylmaz e Sendir, 2002; Wang et al., 2019). Ao contrário do que se espera em bandas de deformação, a relação entre valores de UCS em arenitos com cimentação de quartzo tende a ser positiva, pois rochas que contem quartzo tendem a ser mais resistentes (Zorlu et al., 2008). Wang et al. (2020) descreveram que o cimento precipita nos contatos dos grãos, inibindo a rotação e o deslizamento das partículas, de maneira a aumentar a coesão das rochas; tal aumento foi verificado por alguns estudos, como Bell e Lindsey (1999) e Wang et al. (2020).

Diante do exposto, percebe-se que a relação entre deformação e cimentação é importante, pois os dois processos, além de poderem reduzir fortemente a porosidade e a permeabilidade da rocha, alterando o escoamento de fluidos (Philit et al., 2015; Del Sole e Antonellini, 2019), podem, também, alterar as propriedades mecânicas da rocha (Pontes et al., 2019; Del Sole, et al., 2020).

Na BRP, Pontes et al. (2019) indicaram que as bandas de deformação e a região entre bandas possuem maiores valores de UCS quando comparados com valores de UCS do protólito. Além disso, esses autores compararam zonas de falhas com vários núcleos e de zonas de falha simples, onde essas últimas também apresentam menores valores de UCS em relação as zonas de falhas com vários núcleos.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia que se desenvolveu para viabilizar a confecção da presente Dissertação de Mestrado foi dividida em (Figura 4.1): (1) pesquisa bibliográfica e cartográfica; (2) levantamento de campo; (3) aquisição de dados petrográficos e petrofísicos; (4) modelagem petrofísica; (5) análises químicas; (6) geração de banco de dados; e (7) interpretação integrada dos dados e elaboração do relatório final, no caso, a Dissertação de Mestrado.

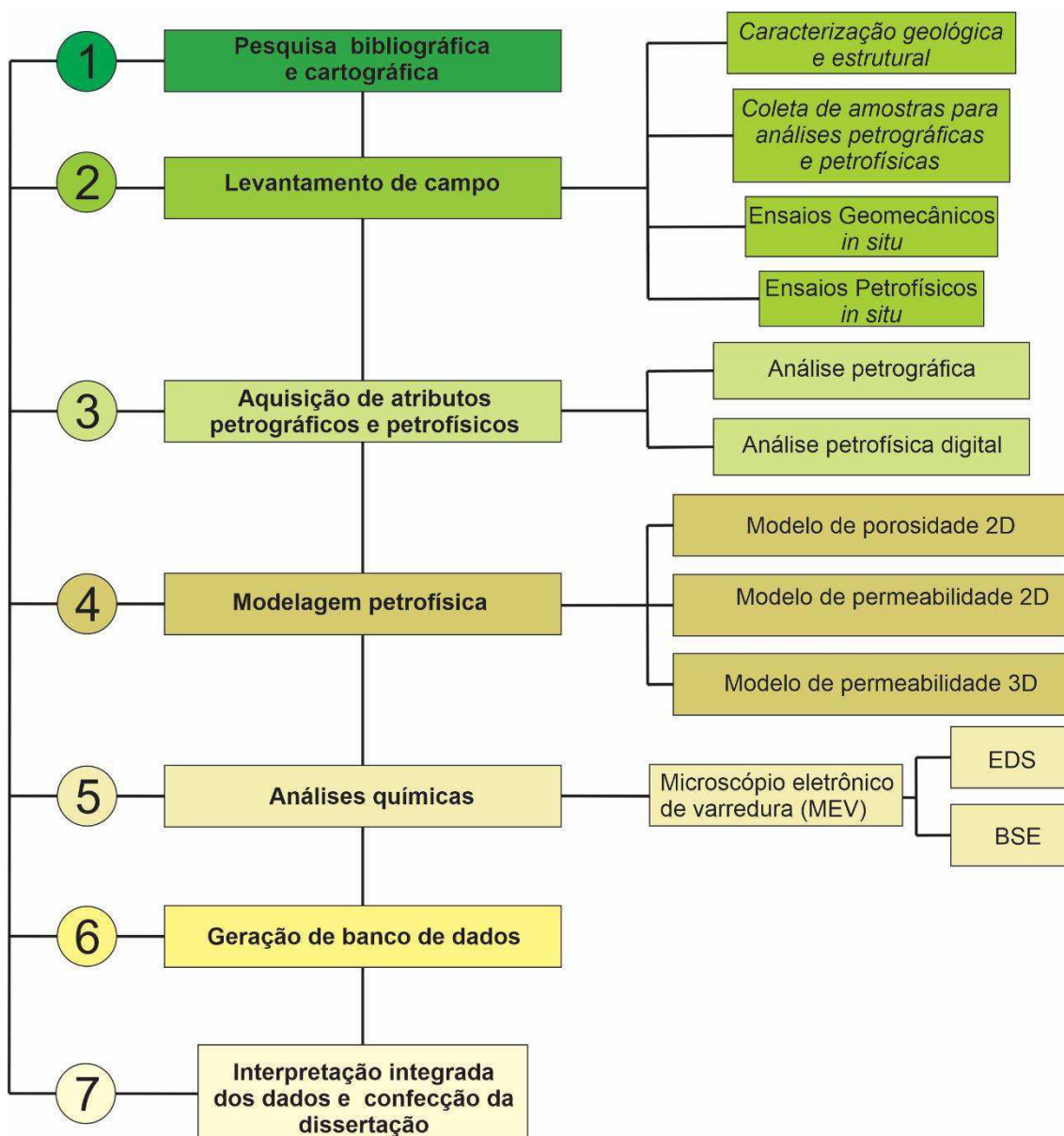


Figura 4.1: Etapas para elaboração da pesquisa (MEV: microscópio eletrônico de varredura; EDS: espectroscopia de raios X por dispersão em energia; BSE: elétrons retroespalhados).

A seguir, no presente capítulo, serão descritas em detalhe cada uma das etapas enumeradas.

4.1. Pesquisa bibliográfica e cartográfica

Para dar início a este trabalho, foi necessária uma revisão bibliográfica acerca de tudo que é necessário ao seu desenvolvimento e ao entendimento do que se propõe estudar e responder. Para tanto, recorreu-se a dissertações de mestrado, teses de doutorado, monografias, artigos, livros, mapas, dentre outros meios de pesquisa, desde os trabalhos mais clássicos aos mais recentes, que abordam a evolução estrutural e sedimentar da BRP, zonas de falha, a silicificação de arenitos, bandas de deformação, descrições petrográficas de arenitos, caracterização geomecânica e petrofísica de arenitos, e modelagem petrofísica em escala de reservatórios. Foi realizada uma compilação e manipulação de mapas geológicos da BRP e do seu entorno, a partir de alguns trabalhos já realizados (e.g., Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Córdoba et al., 2008; Silva et al., 2014; Vasconcelos et al., 2021). Somando isso a trabalhos de campo previamente realizados pelo LAPEP, a área de estudo foi selecionada, utilizando-se critérios como aspectos estruturais, diferenças topográficas e diferentes graus de endurecimento do arenito. Para tanto, viu-se a necessidade da confecção de mapas em maior escala, a fim de melhor identificar áreas com bandas de deformação relacionadas, de algumas formas, ao evento da silicificação, bem como melhor realizar a caracterização geomecânica e petrofísica que se propõe.

4.2. Levantamento de campo

Foi realizado um levantamento com um Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT), por meio de Drone, que possibilitou a confecção de mapas em escala de maior detalhe, necessária a este tipo de trabalho, sobrepostos ao Modelo Digital do Terreno (MDT) (Figura 4.2).

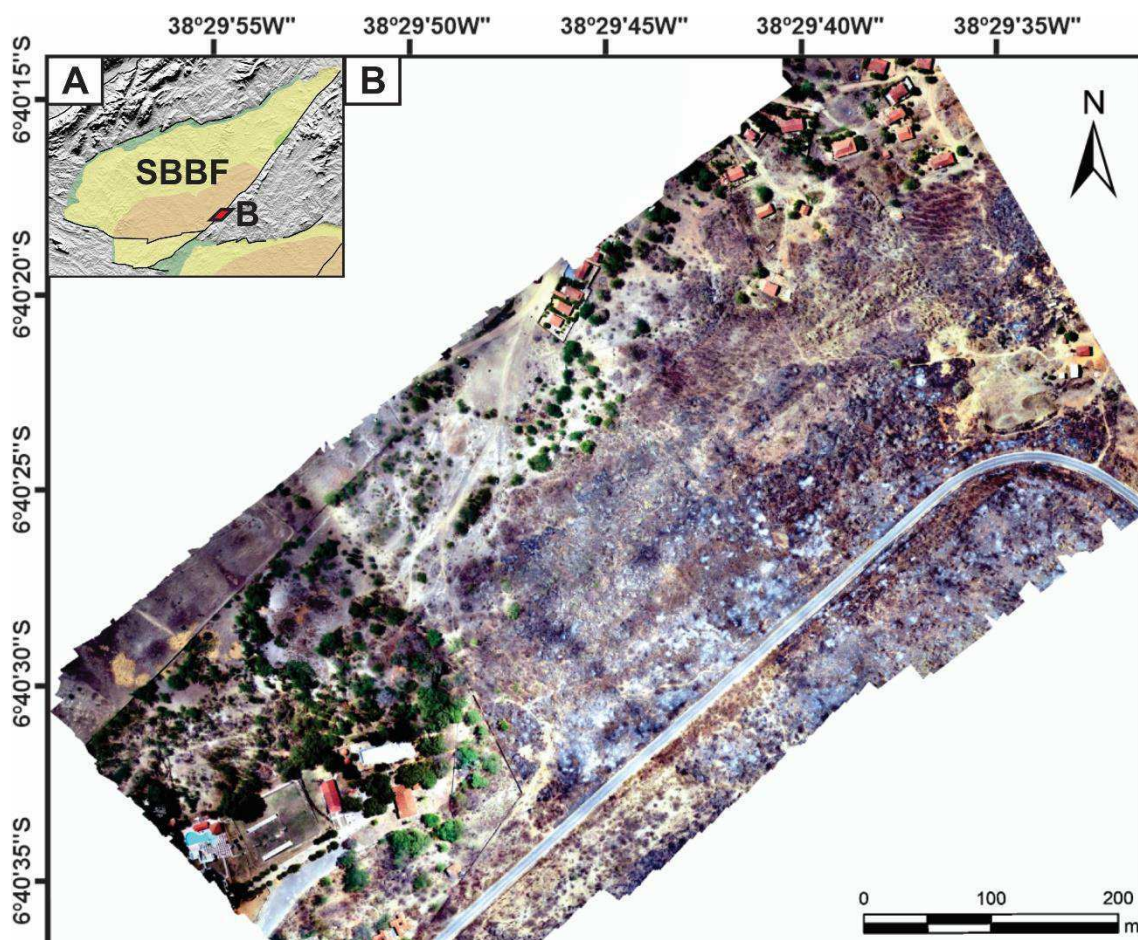


Figura 4.2: (A) Sub-bacia Brejo das Freiras (SBBF); (B) afloramento Brejo das Freiras (área de estudo)

Com a área de estudo escolhida e a aquisição de imagens realizada, foi possível a realização do levantamento geológico em campo, que foi realizada em várias etapas durante entre os anos de 2018 e 2020, compreendendo: (1) caracterização geológica e estrutural; (2) coleta de amostras com recurso a martelos e sonda mecânica; (3) ensaios geomecânicos *in situ*; e (4) extração de atributos petrofísicos *in situ*. Esses dois últimos procedimentos foram guiados pela aquisição e manipulação de imagens anteriormente realizadas e observações em campo. Além disso, nós utilizamos o MDT, a fim de melhor observar as variações topográficas do afloramento (Figura 4.3) e posterior interpretação de seus significados.

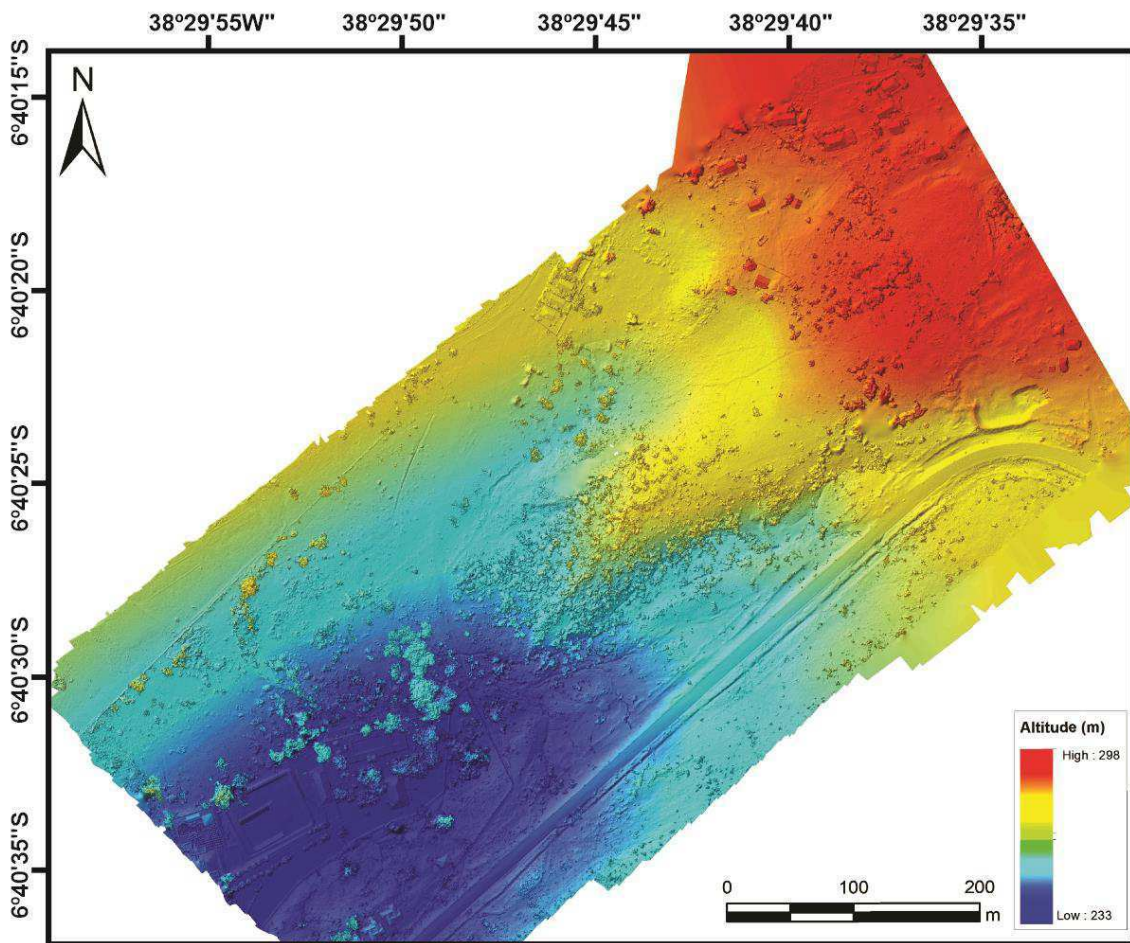


Figura 4.3: MDT do afloramento Brejo das Freiras.

4.2.1. Caracterização geológica e estrutural

A caracterização geológica e estrutural (Figura 4.4) consistiu, inicialmente, em uma descrição macroscópica da rocha, considerando parâmetros como litologia, granulometria, mineralogia, cor, estruturas sedimentares, estruturas geológicas, dentre outros. Além disso, foi realizada a coleta de dados estruturais, como atitudes de bandas de deformação, planos de falha, juntas, indicadores cinemáticos, estratificações, etc.

Para tanto, foram utilizados, juntamente com o MDT, bússola tipo *Clar*, bússola digital em celular, GPS (*Global Positioning System*), martelo petrográfico para a coleta de amostras, e caderneta e máquina fotográfica, para os registros de dados e visual.

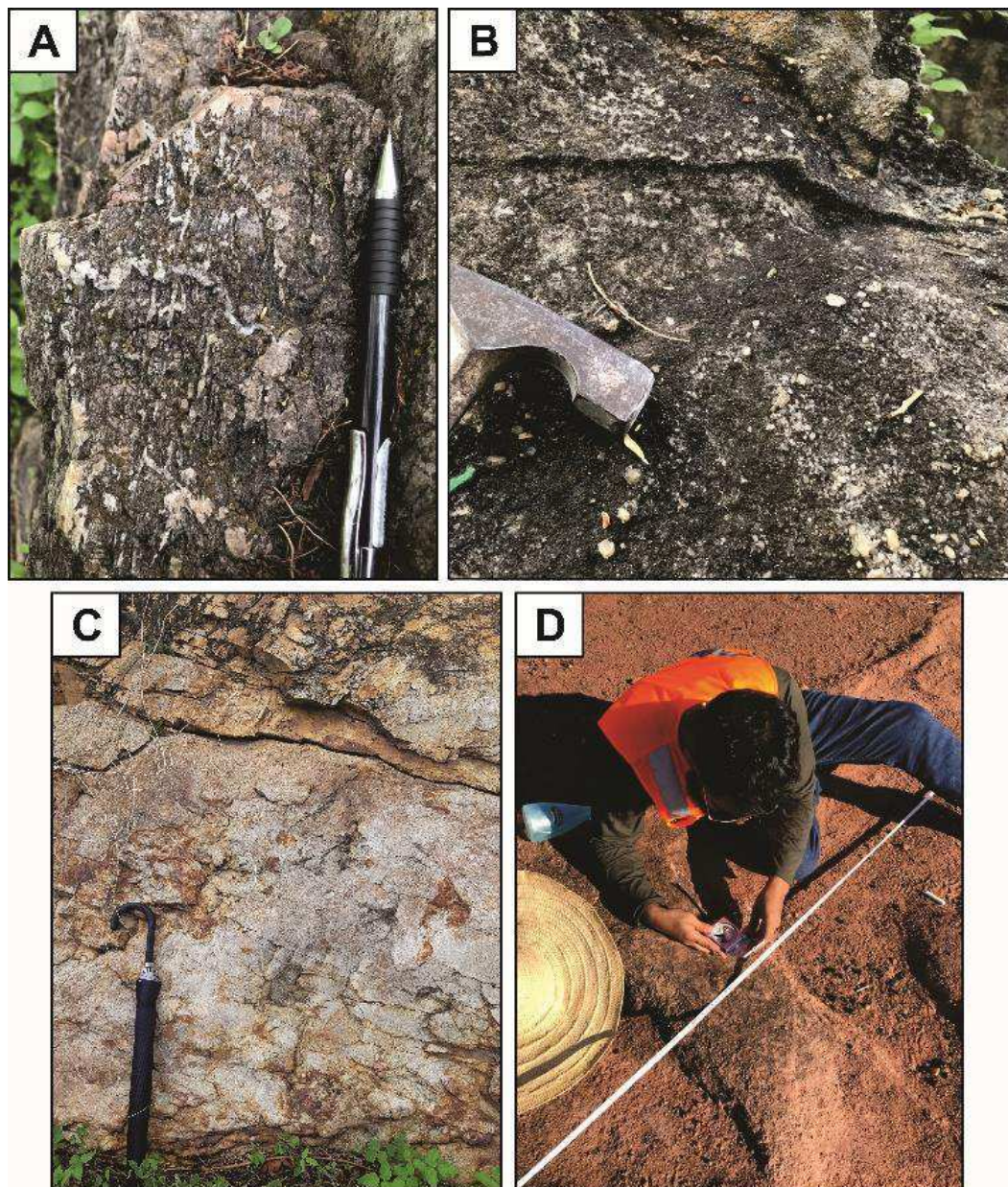


Figura 4.4: A caracterização geológica e estrutural passa pela: (A) e (B) identificação litológica; (C) identificação de feições estruturais; (D) extração de atributos com bússola

Concomitantemente a isso, foram considerados parâmetros mais específicos, como a presença e características de bandas de deformação, presença e características de silicificação, variações topográficas e resistência das rochas ao impacto com o martelo geológico. Então, foi possível a identificação das diferentes litologias, bem como um zoneamento que teve como parâmetro principal a presença e a intensidade da silicificação, e consequente variação de permeabilidade. Para efeitos comparativos, foi realizada a distinção de 4 situações que seriam analisadas e distinguidas entre si, representando o contexto a ser considerado: (1) arenito não-

silicificado e entre bandas de deformação; (2) arenito não-silicificado e deformado; (3) arenito silicificado entre bandas de deformação; e (4) arenito silicificado deformado (Figura 4.5). Resumindo, dois parâmetros principais foram analisados e estão relacionados a presença ou ausência das bandas de deformação e silicificação. Quando a banda de deformação está presente, devido a sua pouca espessura, consideramos o arenito deformado como aquela região ao longo da banda de deformação. Contudo, é importante realçar que a região entre bandas de deformação (também conhecida como rocha hospedeira) apresenta uma deformação menos intensa (Nogueira et al., 2021).

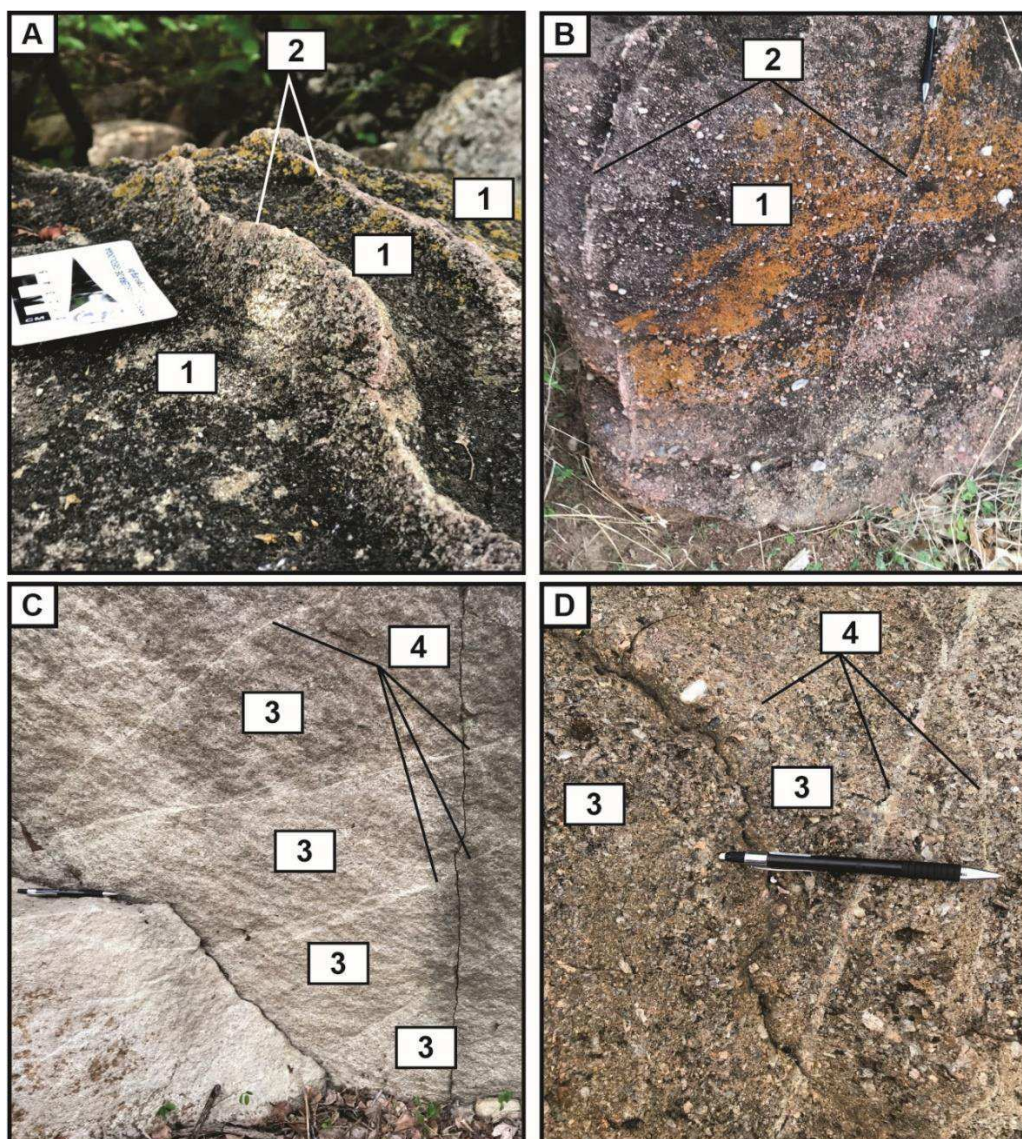


Figura 4.5: Feições estruturais e texturais consideradas em campo para análises e efeitos comparativos: (A) arenito não-silicificado e entre bandas de deformação; (B) arenito não-silicificado e deformado; (C) arenito silicificado entre bandas de deformação; e (D) arenito silicificado deformado.

4.2.2. Coleta de amostras para análises petrográficas e petrofísicas

Foi realizada a coleta de amostras em superfície (Figura 4.6), por meio do martelo petrográfico e plugadeira, que forneceram amostras de mão e amostras cilíndricas de 3,5 cm de diâmetro (a depender da resistência e da friabilidade das amostras), para confecção de lâminas e análises em laboratório. Foram coletadas 38 amostras, devidamente identificadas, representativas das 4 situações consideradas durante a etapa de caracterização geológica.



Figura 4.6: (A) coleta de amostras com martelo; (B) coleta de amostras com plugadeira; (C) identificação das amostras; (D) serragem das amostras; (E) encaminhamento de amostras para laminação.

Essas amostras, posteriormente, foram adicionadas às já existentes no banco de dados do LAPEP/UFCG, a fim do adensamento de dados e da obtenção de resultados o mais representativos possível.

4.2.3. Ensaios Geomecânicos *in situ*

O impacto da silicificação e da presença de bandas de deformação nas propriedades geomecânicas das rochas (Figura 4.7) foi feita, quantificando essas respostas através de um Martelo de *Schmidt* (MS) do tipo L, onde são obtidos valores de rebote e, posteriormente, são obtidos valores de resistência à compressão uniaxial (UCS, expressa em MPa). Valores do módulo de *Young* (E, expresso em GPa) não foram utilizados neste trabalho.

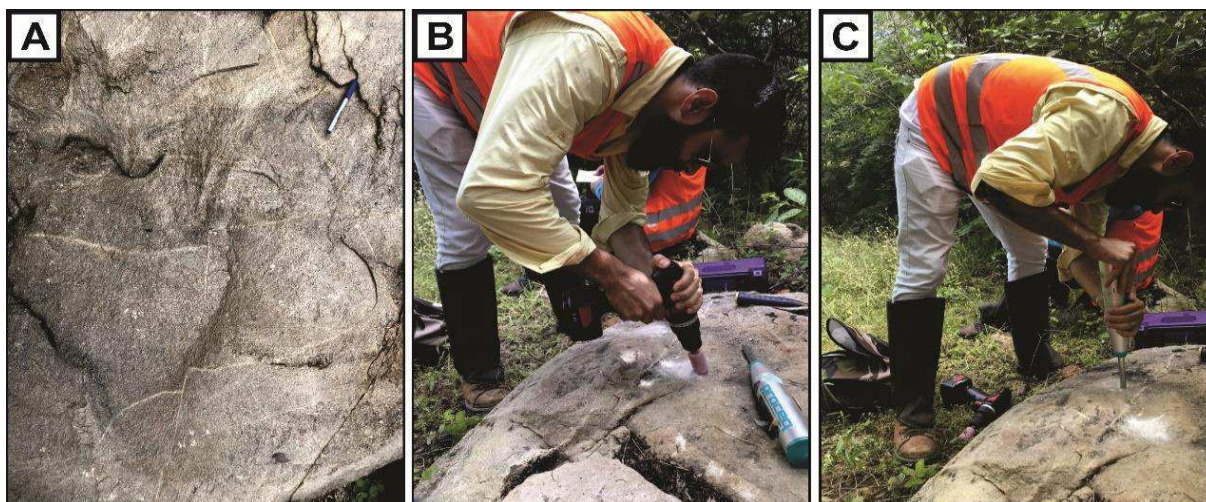


Figura 4.7: Procedimentos dos ensaios geomecânicos: (A) seleção da região em que se deseja fazer a medida; (B) polimento da região, por meio de uma furadeira com esmeril acoplado; e (C) realização das medidas com o MS.

O MS consiste em um pistão com mola, que é liberado quando o êmbolo é pressionado, ortogonalmente, contra uma superfície. Grande parte da energia de impacto do pistão é consumida por absorção (trabalho realizado na deformação plástica do material da rocha sob a ponta do êmbolo) e transformação em calor e som. A energia restante representa a resistência ao impacto da superfície e resulta no rebote do pistão (Aydin, 2009). A distância percorrida pelo pistão após o rebote é expressa como uma porcentagem da extensão inicial da mola, sendo denominado valor de rebote (VR), que é considerado um índice de dureza da superfície (Aydin e Basu, 2005). Segundo a empresa fabricante do martelo, a Proceq, o MS deve ser calibrado antes do seu uso, a cada mil impactos ou a cada três meses. Para tanto, é fornecida uma bigorna e um guia de impacto vertical, com um ponto exato para o impacto. O VR deve coincidir com o estipulado pela fabricante.

Aydin e Basu (2005) consideraram algumas variáveis que afetam os resultados obtidos por meio do uso do MS, como: tipo de martelo, a direção do impacto do martelo

em relação à superfície estudada, requisitos das amostras, intemperismo, umidade e procedimentos de coleta/redução de dados e análise. Alguns pré-requisitos para o uso do MS são considerados, além da direção de impacto, que deve ser ortogonal à superfície ou às estruturas, como acamamento ou foliações, para que se evitem dados falsos (Özbek, 2009). Em qualquer caso, blocos maiores sempre devem ser preferidos, para se evitar uma dissipação significativa da energia de impacto na interface entre amostra e ponta de aço do equipamento. Para isso, a ISRM - *International Society for Rock Mechanics* - (1978) estipulou que comprimentos de borda de pelo menos 6 cm, enquanto a ASTM - *American Society for Testing and Materials* - (2001) recomendou uma borda de pelo menos 15 cm. Além disso, as superfícies nas quais se realizarão os impactos, devem ser suavizadas e livres de poeira e partículas, e a leitura deve ser realizada de forma ortogonal à superfície, não ultrapassando 5° de desvio (Aydin, 2009).

Deere e Miller (1966) elaboraram um ábaco, denominado Ábaco de Miller (Figura 4.8), que correlaciona, graficamente, valores de densidade do material (previamente estabelecida em 26kN/m³) e o valor de rebote médio, com a resistência à compressão uniaxial do material do qual se deseja obter essas propriedades, considerando o ângulo formado na interface da superfície do material com a ponta de aço do MS.

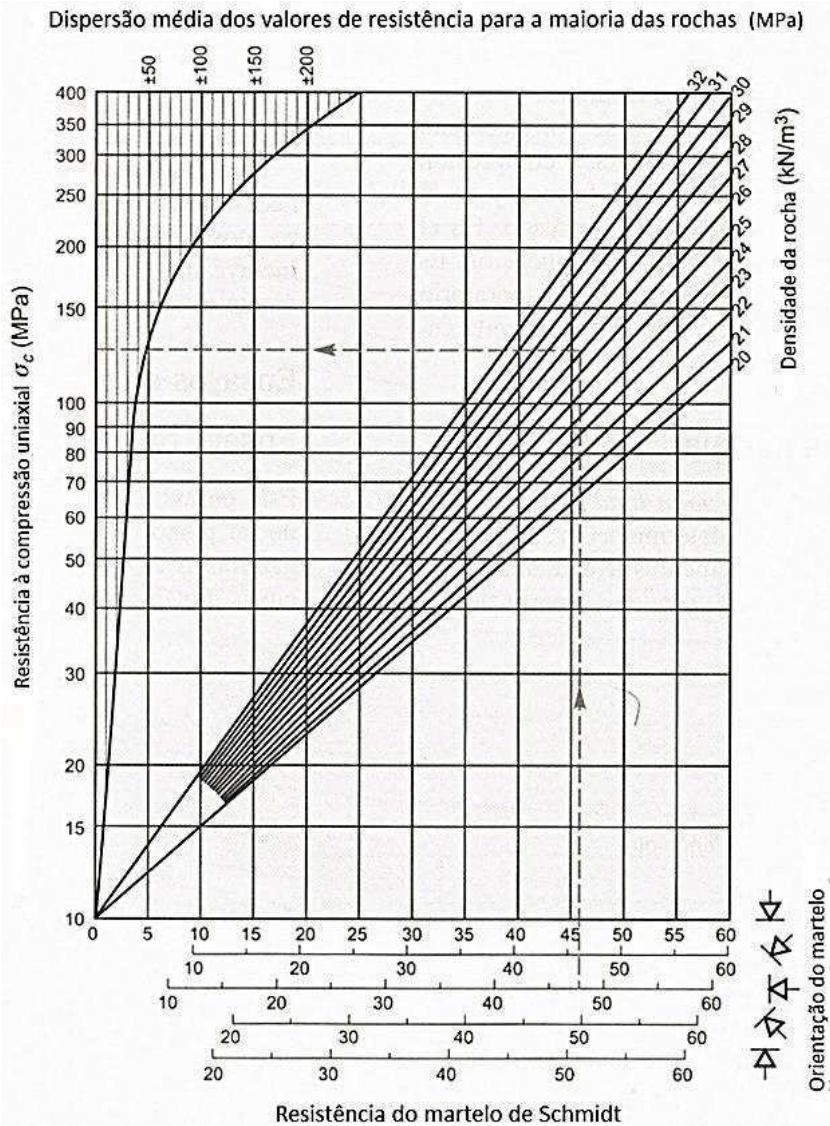


Figura 4.8: Ábaco de Miller. Modificado de Deere e Miller (1966).

Em nossa caracterização foram feitas 10 medidas em cada ponto, a partir das quais foi realizada uma média aritmética, seguindo a metodologia adotada pela ASTM, 2001, distribuídas em 19 pontos do afloramento, totalizando 190 valores de rebote. Em adição, ASTM (2001) sugere dez (10) impactos simples e que seja realizada uma média com esses valores, posteriormente serão descartados aqueles valores de rebote com diferença de sete (7) unidades para mais ou menos dessa média obtida e um novo valor será calculado para representar aquele ponto. Além disso, a distância entre os impactos precisa ser, no mínimo, o diâmetro do êmbolo. Então, foram obtidos valores de UCS de: (1) arenitos não-silicificados e entre bandas de deformação; (2) arenitos não-silicificados e deformados; (3) arenitos silicificados entre bandas de deformação; e (4) arenitos silicificados e deformados, possibilitando

a determinação da influência dessas diferentes características nas propriedades geomecânicas de arenitos porosos, bem como a comparação entre elas.

4.2.4. Ensaios Petrofísicos *in situ*: Permeabilidade

A caracterização petrofísica *in situ* (Figura 4.9) foi realizada por meio um minipermeâmetro a ar (*TinyPerm 3 – New England Research, Inc.*).

O operador do *TinyPerm 3* pressiona um bico de borracha contra a amostra e retira o ar por meio de uma espécie de seringa. À medida que o ar é retirado da amostra, uma unidade de microcontrolador monitora, simultaneamente, o volume da seringa e o pulso de vácuo transiente criado na superfície da amostra. Usando “extrapolar dados”, o *TinyPerm 3* pode medir as permeabilidades em intervalos de *mildarcy* (mD), com tempo a ser escolhido (a partir de 1 min). Nesta pesquisa, os dados foram extrapolados para 5 min, pois, sem essa função, devido à baixa permeabilidade em alguns casos, em decorrência da silicificação e da presença de bandas de deformação, as medidas levariam cerca de 40 min cada. Essa situação não garante a confiabilidade do método, pois a manutenção da mesma posição por tanto tempo se mostrou inviável.

O minipermeâmetro *TinyPerm 3* é conectado, via *Wireless*, a um dispositivo Android™ fornecido pelo fabricante. O dispositivo mostra um gráfico da pressão, no domínio do tempo, e dos dados de volume, em tempo real, enquanto uma medição está ocorrendo. Finalizado o processo de medição, os valores são armazenados e catalogados, automaticamente, no dispositivo.

As medidas foram feitas de forma perpendicular às superfícies das áreas selecionadas, previamente polidas, garantindo que estivessem planas, secas e livres de efeitos de intemperismo. Nas bandas de deformação, foi preciso garantir que a espessuras das bandas em que foram realizadas medidas não excedessem o diâmetro do bocal do minipermeâmetro (0,5 cm).

Foram realizadas de 3 a 7 medidas, totalizando 181 medidas, em 46 pontos da área de estudo. Os locais de medição foram distribuídos entre: (1) arenitos não-silicificados e entre bandas de deformação; (2) arenitos não-silicificados e deformados; (3) arenitos silicificados entre bandas de deformação; e (4) arenitos silicificados e deformados. Assim, foi possível determinar, posteriormente, a influência da silicificação e da deformação nas propriedades petrofísicas dos arenitos

arcoseanos porosos, bem como a correlação entre elas e entre diferentes graus de silicificação.

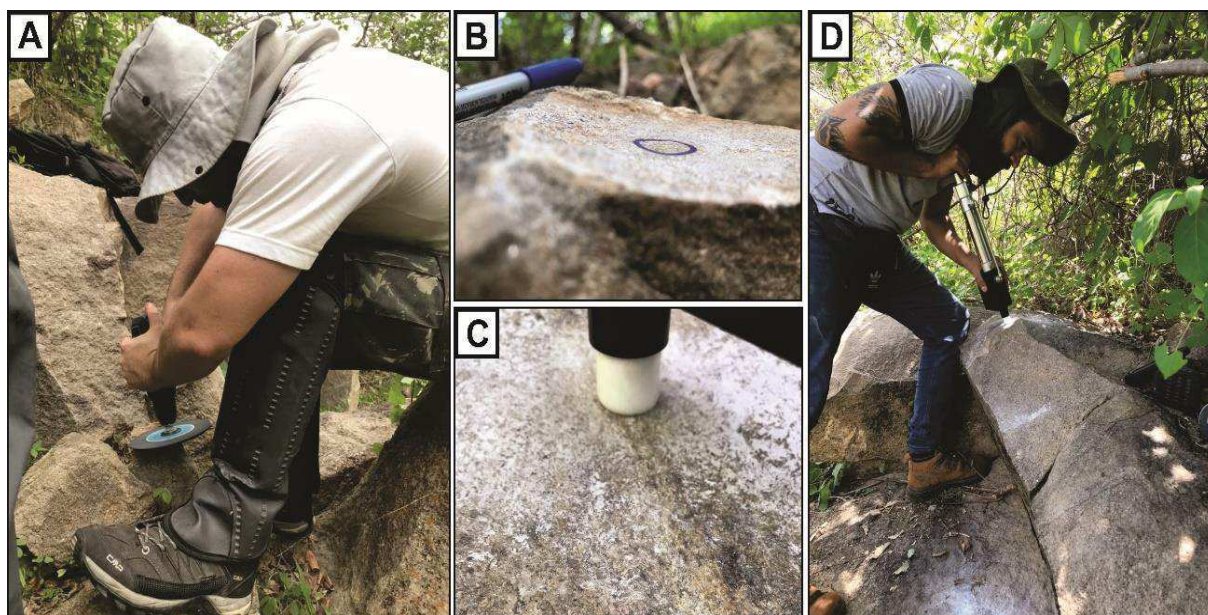


Figura 4.9: Ensaio petrofísico *in situ*: (A) polimento da rocha; (B) superfície bem polida e plana; (C) bocal do minipermeâmetro perpendicular à superfície polida; a circunferência desenhada na rocha serviu de apoio para a reprodução das medidas no local exato, garantindo, assim, a sua reprodutibilidade; (D) realização das medidas.

4.3. Aquisição de atributos petrográficos e petrofísicos

Esta etapa compreende a caracterização petrográfica e petrofísica, por meio de lâminas delgadas e respectivas fotomicrografias, previamente confeccionadas e imageadas.

4.3.1. Análise petrográfica

A caracterização petrográfica (Figura 4.10) foi realizada em um total de 30 lâminas delgadas bipolidas, confeccionadas a partir de amostras de mão e de plugues, sendo analisadas em um microscópio petrográfico. As lâminas foram impregnadas com epóxi azul (resina) para posterior análise petrofísica.

Inicialmente, foram realizadas descrições mineralógicas, texturais, granulométricas, envolvendo a caracterização da rocha hospedeira e das bandas de deformação, correlações entre a rocha hospedeira e as bandas de deformação, contagens modais de grãos de feldspato, de quartzo e fragmentos de rocha,

permitindo que fossem estabelecidas diferenças dos parâmetros citados nas diferentes lâminas delgadas e a confecção de classificações composicionais baseadas em Folk (1968).

Foi realizada, ainda, a identificação e caracterização de cimento silicoso, considerando o tipo, a forma de ocorrência, relações de contato grão-cimento e grão-grão, bem como uma descrição de eventos diagenéticos (não necessariamente em ordem cronológica), permitindo a diferenciação, em escala micro, dos parâmetros considerados na etapa de mapeamento. Também foi realizada a identificação e descrição de outros tipos de cimento e de argilominerais, e suas relações com o processo de silicificação, assim como a relação de porosidade primária e porosidade secundária.

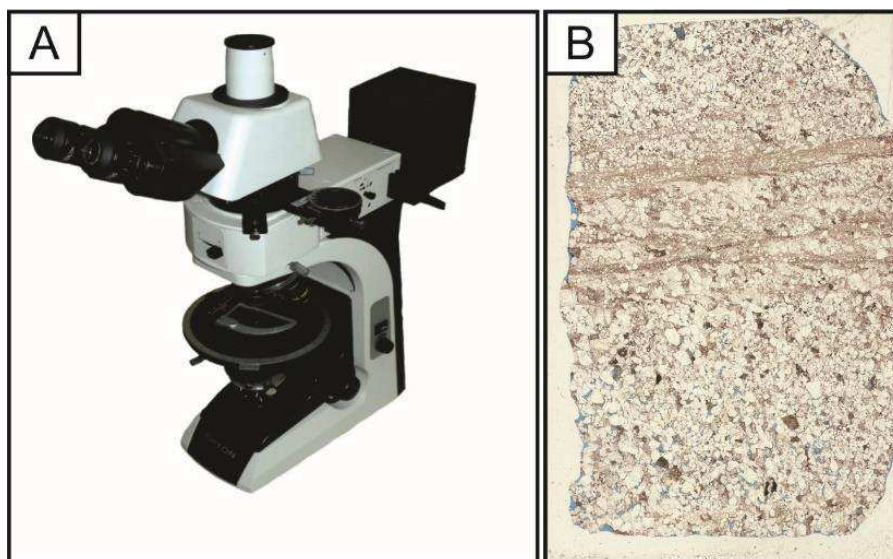


Figura 4.10: Descrição petrográfica: (A) Microscópio petrográfico; (B) exemplo de lâmina delgada analisada.

4.3.2. Análise petrofísica digital: porosidade e permeabilidade

A permeabilidade é tradicionalmente medida por meio de um minipermeâmetro, em campo, ou por meio de plugues de rochas extraídos com uma plugadeira, para medidas em laboratório (Torabi et al., 2008). No entanto, métodos de processamento de imagem podem ser usados para caracterizar a microestrutura das rochas e fornecer um meio quantitativo para o entendimento da dependência das propriedades físicas na estrutura dos poros (Blair et al., 1996).

A caracterização petrofísica digital foi realizada segundo metodologia descrita por Torabi et al. (2008), utilizando o software MATLAB R2018a para medidas de permeabilidade, enquanto que as medidas de porosidade foram feitas segundo metodologia desenvolvida por Garboczi et al. (1999) e por uma versão modificada da relação de Kozeny-Carman.

Valores de porosidade e permeabilidade 2-D foram obtidos em 29 seções delgadas, previamente escaneadas (com um escâner acoplado a um microscópio petrográfico, distribuídas entre: (1) arenitos não-silicificados e entre bandas de deformação; (2) arenitos não-silicificados e deformados; (3) arenitos silicificados entre bandas de deformação; e (4) arenitos silicificados e deformados. Os valores obtidos possibilitaram a quantificação do impacto que processos de silicificação e deformação exercem sobre as propriedades petrofísicas de um arenito poroso, bem como a correlação entre eles. Além disso, foram feitas análises de distribuição de tamanho de grãos e de tamanho de poros, permitindo qualificar a influência dos processos de deformação e de silicificação nesses dois parâmetros.

Em cada micrografia foram selecionadas regiões de dimensões fixas (1500x1500 *pixels*), levando-se em consideração a posição da banda de deformação, quando houvesse. Em geral, foram selecionadas duas áreas nas bandas de deformação e 4 áreas na região entre bandas e, nas micrografias em que não há bandas, foram selecionadas quatro áreas. Foi feita uma segmentação em cada área, tanto para cálculos de porosidade quanto para cálculos de permeabilidade, que consistiu em segmentar a resina azul (regiões com poros), através do controle da intensidade dos canais RGB (*Red*, *Green* e *Blue*). Após segmentada, as imagens foram salvas em padrões de cinza (Figura 4.11).

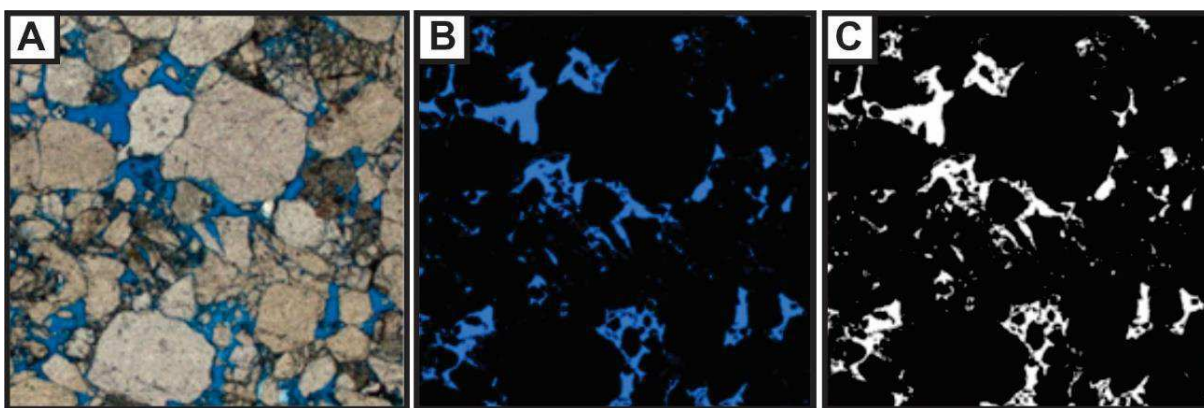


Figura 4.11: Obtenção da porosidade 2-D no software AvizoFire 8.1: (A) região selecionada em lâmina impregnada com resina azul; (B) imagem binarizada; e (C) imagem binarizada em escala de cinza.

Após a segmentação, o software realiza a contagem de *pixels* que representam a fração poros na imagem e os *pixels* que representam a fração grãos; a porosidade (\emptyset), obtida em porcentagem, pode ser encontrada utilizando a Equação 1, onde C_p são os pixels da fração poro e C_r os pixels da fração grão:

$$\emptyset = \left(\frac{C_p}{C_p + C_r} \right) \times 100 \quad (1)$$

A permeabilidade 2-D, em mD, é obtida por uma versão modificada da relação de Kozeny-Carman (Equação 2), que relaciona a porosidade \emptyset , uma constante relativa à geometria do poro (c) e o fator de formação (F), que é obtido pela relação entre a porosidade e o fator de cimentação (m) (Equação 3).

$$k = \frac{\emptyset^2}{cFs^2} \quad (2)$$

$$F = \emptyset^{-m} \quad (3)$$

4.4. Modelagem petrofísica

O objetivo principal da modelagem geológica de bacias e sistemas petrolíferos é a redução dos riscos associados a exploração e produção de petróleo, auxiliando na resolução de problemas e na tomada de decisões importantes (Ringrose e Bentley, 2015; Cannon, 2018). Do ponto de vista da engenharia, a modelagem pode ser usada para analisar as variações petrofísicas e estruturais que afetam o escoamento de fluidos em meios porosos (Alabert et al., 1992; Seifert e Jensen, 1999), como bandas de deformação e processos de silicificação. Então, a caracterização de análogos recentes se torna importante para o entendimento de processos físicos que ocorreram nos sedimentos, e na predição de variações laterais na geometria e nas fácies de um reservatório (Pérez, 2008).

As relações genéticas entre litofácies e sistema deposicional, e entre litofácies e propriedades petrofísicas, fazem das heterogeneidades parâmetros mapeáveis e previsíveis (Jiang e Butler, 1996). As heterogeneidades podem ser deposicionais, inerentes às mudanças faciológicas e relações geométricas, e referentes a processos

diagenéticos ou hidrotermais que alteram a porosidade e a permeabilidade originais (Hamilton et al., 1998). Nesta pesquisa, são consideradas heterogeneidades em meso e microescala, que correspondem a parâmetros analisados em afloramentos e em lâminas delgadas, respectivamente.

A partir dos valores obtidos de permeabilidade *in situ*, permeabilidade digital e porosidade digital, foram realizadas 3 modelagens geológicas da área de trabalho, considerando cada um desses 3 parâmetros de forma independente: (1) permeabilidade com dados de minipermeâmetro; (2) porosidade com dados de lâminas); e (3) permeabilidade com dados de lâminas.

As modelagens foram realizadas no software Schlumberger Petrel™, carregado com os dados topográficos, obtidos por meio do VANT, com as informações geológicas e estruturais obtidas na etapa de campo, como a localização da Falha Portalegre e seus segmentos, e delimitação de 3 polígonos, que foram delimitados a partir das zonas identificadas no mapeamento geológico e, posteriormente, caracterizadas por meio das análises petrográficas, petrofísicas, geomecânicas e químicas.

O modelo de distribuição de Simulação Sequencial Gaussiana (SGS: *Sequential Gaussian Simulation*), desenvolvido por Deutsch e Journel (1998), foi aplicado a propriedades heterogêneas que não possuem formas geométricas claras e que são ordenadas de alguma maneira previsível (Pyrzc e Deutsch, 2014). Os três modelos foram gerados usando variogramas esféricos com faixas de anisotropia (Tabela 4.1), com parâmetros definidos pela análise espacial e continuidade da silicificação na aproximação da Falha Portalegre, com direção de 52° Az (direção principal). Os valores atribuídos nas direções perpendicular (X) e paralela (Y) à falha principal consideraram a continuidade da crista silicificada e alongada paralelamente à falha principal (40 m e 100 m, respectivamente), enquanto que o valor de Z foi estabelecido em 2 m por se tratarem de análises subsuperficiais. Assim, foram gerados modelos com 935.424 células, com resolução de 0,5 x 0,5 x 1 m.

Parâmetros	Modelos de porosidade e de permeabilidade
Azimute (direção da falha principal)	52 Az
Menor range – perpendicular à falha principal (X)	40 m

Maior range – paralelo à falha principal (Y)	100 m
Range vertical (Z)	2 m

Tabela 4.1: Parâmetros do variograma considerado para os modelos de porosidade e permeabilidade.

4.5. Análises químicas (MEV/EDS e BSE)

Um total de 8 lâminas delgadas foram selecionadas para análises químicas do tipo MEV/EDS e BSE (Figura 4.12), que consistem em um microscópio eletrônico de varredura, acoplado com detector de espectroscopia de raios X por dispersão em energia e de elétrons retroespalhados. As amostras foram previamente metalizadas com ouro e paládio por cerca de 5 min, em um metalizador (*Quorum Technologies LTD*), e analisadas em um MEV *Tescan Vega 3*, acoplado com detector de EDS (*Oxford instruments x-act*) e detector de BSE *TESCAN CLARA UHR*. Para as duas análises, foram utilizadas aceleração de voltagem de 20kV, trabalho de distância de 15 mm (+ - 4 mm) e ampliações de até 800x, a depender do que se pretendia observar.

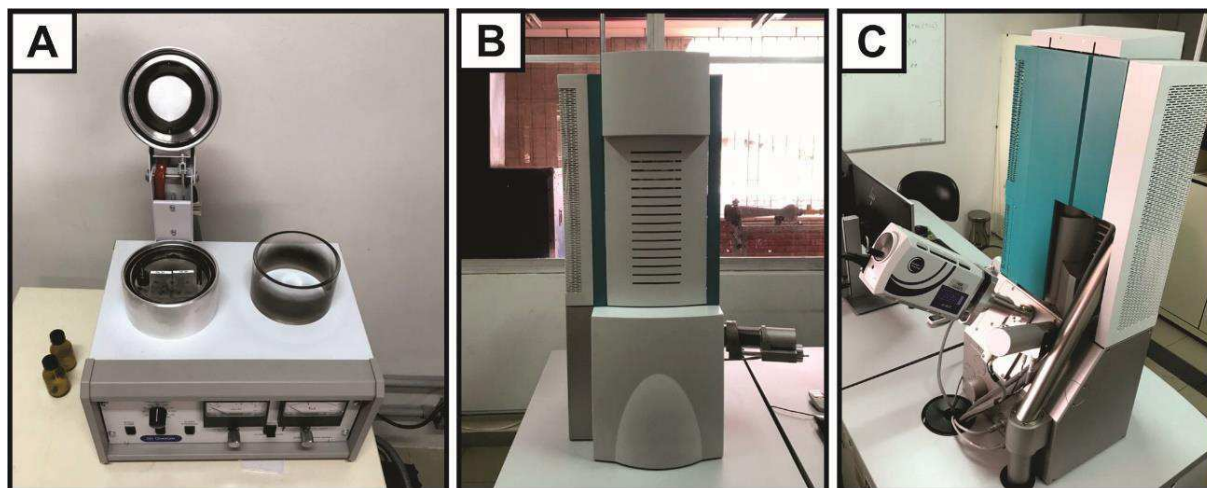


Figura 4.12: (A) metalizador; (B) MEV com detector de BSE acoplado em sua lateral; (C) MEV com detector EDS acoplado em sua parte traseira.

O EDS fornece um mapeamento composicional elementar, a partir da interação de um feixe de elétrons de alta energia com os elementos químicos que compõem os minerais presentes nas lâminas. Então, são produzidos fótons de raios-x cujos comprimentos de onda são reflexo de cada número atômico. Os sinais gerados são captados por detectores específicos e apresentados na forma de espectros de energia

versus intensidade relativa dos picos. O BSE fornece imagens em tons de cinza com base nas variações composicionais da amostra, a partir de elétrons retroespalhados que são emitidos da superfície da amostra com energias variáveis, a depender do número atômico dos átomos presentes.

Essas análises, em conjunto, fornecem mapeamentos composicionais e imagens de alta resolução, com identificação de grãos menores que 1,92 µm de diâmetro, permitindo a identificação de argilominerais, descrição mineralógica da matriz cataclástica, o tipo de preenchimento de poros, e caracterização e identificação de tipos de cimento. As análises foram realizadas considerando os parâmetros já citados, incluindo: (1) arenitos não-silicificados e entre bandas de deformação; (2) arenitos não-silicificados e deformados; (3) arenitos silicificados entre bandas de deformação; e (4) arenitos silicificados e deformados.

4.5. Interpretação e agrupamento de dados

Cumpridas essas etapas, todos os dados gerados em campo e em laboratório foram processados, analisados e interpretados, considerando-se todas as informações obtidas, gerando uma análise multidisciplinar e abrangente, com os métodos utilizados completando-se e fortalecendo-se entre si. Para tanto, foram utilizados softwares como: Grapher7[®], usado na geração de gráficos do tipo *Box Plot* (dados geomecânicos e petrofísicos) e (4) Petrel[™] (Schlumberger), na confecção dos modelos de porosidade e permeabilidade.

4.6. Geração de banco de dados e elaboração do relatório de qualificação

Por fim, foi gerado todo o contexto necessário à elaboração do texto da qualificação de mestrado, com planilhas de pontos a serem utilizadas para abastecimento em SIG, devidamente armazenados no banco de dados do LAPEP/UFMG, para a continuação deste trabalho e para possível utilização em trabalhos futuros.

5. RESULTADOS

5.1. Mapeamento geológico e caracterização estrutural

Foram identificadas duas litologias distintas na área de estudo (Figura 5.1): (1) embasamento cristalino milonítico; e (2) arenitos da Formação Antenor Navarro. O contato entre as duas litologias e a localização da falha principal (Falha Portalegre), de direção NE, foram inferidos por evidências geológicas e cartográficas. Além disso, a partir das mesmas evidências, foram identificados dois segmentos secundários e menores da Falha Portalegre, de direção NNW-SE, unindo segmentos da falha principal em dois locais.

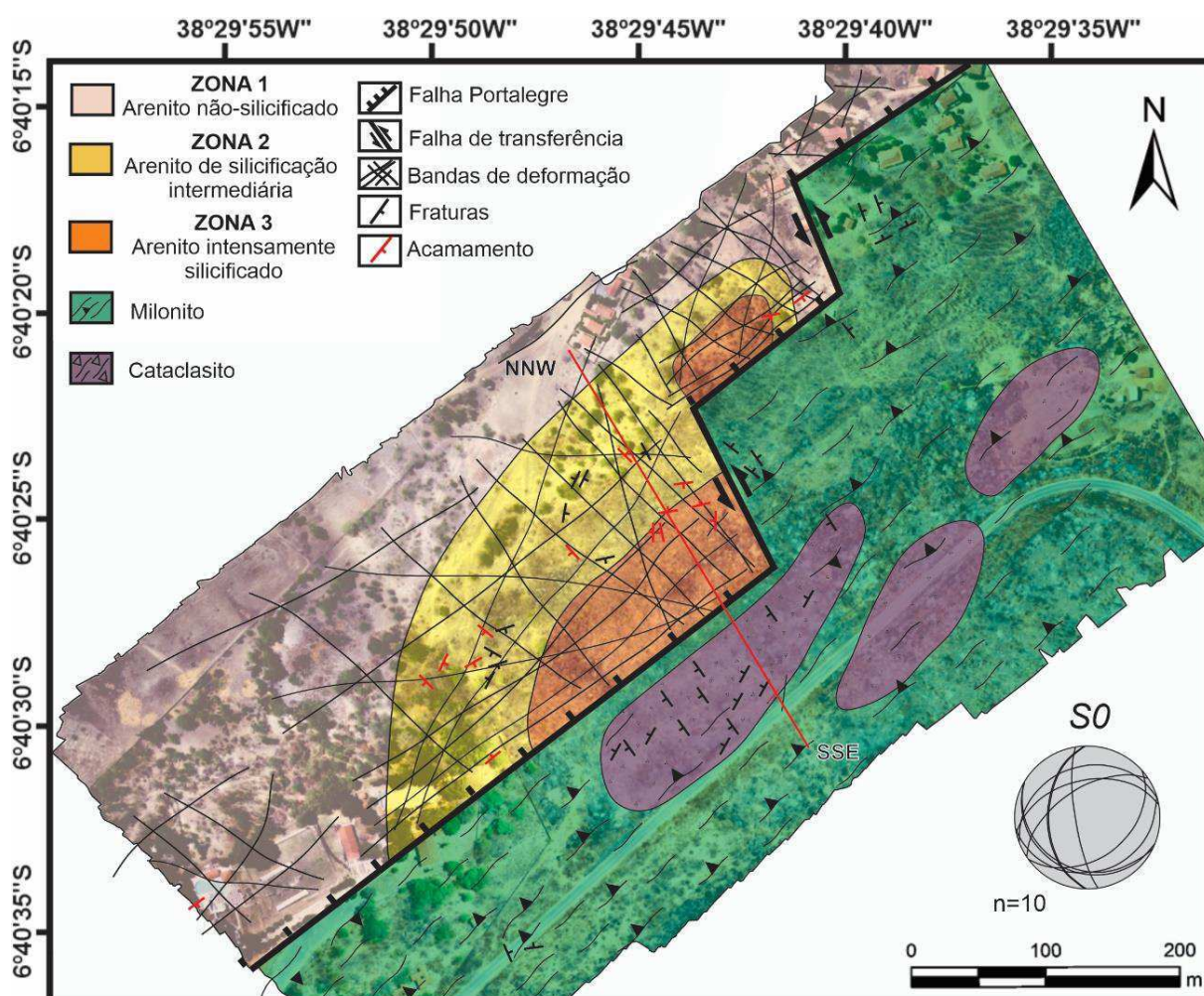


Figura 5.1: Mapa geológico da área de estudo com destaque para a diferenciação da intensidade de silicificação do arenito e a ocorrência de cataclasitos no embasamento.

5.1.1 Embasamento cristalino

As rochas do embasamento cristalino foram identificadas como: (1) milonitos graníticos, que afloram, principalmente, em regiões mais distantes à falha principal (Portalegre), sendo caracterizados pela foliação milonítica bem preservada, com direção paralela à falha principal NE e mergulho preferencial para NW (Figura 5.2B); e (2) cataclasitos miloníticos (brechas tectônicas), aflorando, principalmente, em regiões próximas à falha principal (Portalegre), sendo caracterizados por porções muito fraturadas (juntas) e intensamente silicificadas, o que terminou por apagar, completa ou parcialmente, a foliação milonítica. As juntas têm direções variadas, com leve predominância de NE e NW, mergulhando para NW e SW, respectivamente (Figura 5.2C). Os cataclasitos ocorrem em bolsões alongados segundo a direção da falha principal (NE) e, apesar de silicificados, apresentam-se em cota topográfica mais baixa que o milonito.

5.1.2. Formação Antenor Navarro

As rochas areníticas estudadas foram classificadas de acordo com a presença e com a intensidade de silicificação e cotas topográficas, devido às diferentes resistências geomecânicas conferidas pela silicificação em: (1) arenito não-silicificado (zona 1); (2) arenito de silicificação intermediária (zona 2); (3) arenito de silicificação intensa (zona 3) (Figuras 5.1 e 5.2).

A silicificação é do tipo estática, pois ela preserva, em regra, feições sedimentares, como acamamentos, e não foi observada a formação de brechas hidráulicas e veios, nem abertura de juntas e feições do tipo *stockwork*. Além disso, as bandas de deformação foram preservadas, mesmo que tenham tido suas características iniciais modificadas, como um relevo positivo em relação à rocha hospedeira (Figuras 5.2 D e G), em casos de silicificação intensa.

As bandas de deformação, assim como as juntas, têm maior frequência nas proximidades da zona de falha (NE), diminuindo em direção ao centro da bacia (NW), e têm direções variadas, com leve predominância nas direções paralela ao segmento principal NE e paralela aos segmentos menores NNW (Figuras 5.1 e 5.2A). A sua quantificação não foi estabelecida devido à ocorrência de vegetação intensa (Figura 5.1). Por esse motivo, as bandas de deformação foram representadas no mapa de

maneira interpretativa, em relação às suas extensões. Em adição, as bandas de deformação apresentam diferentes características de acordo com a zona de silicificação.

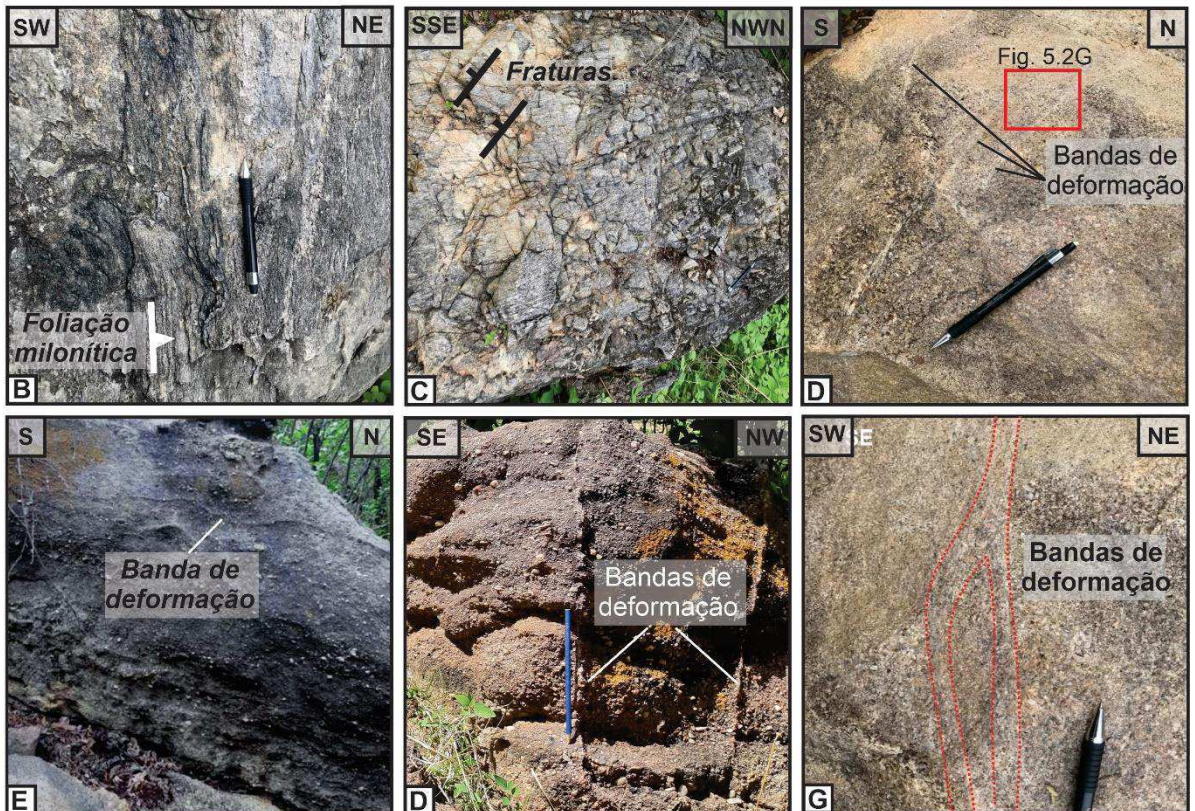
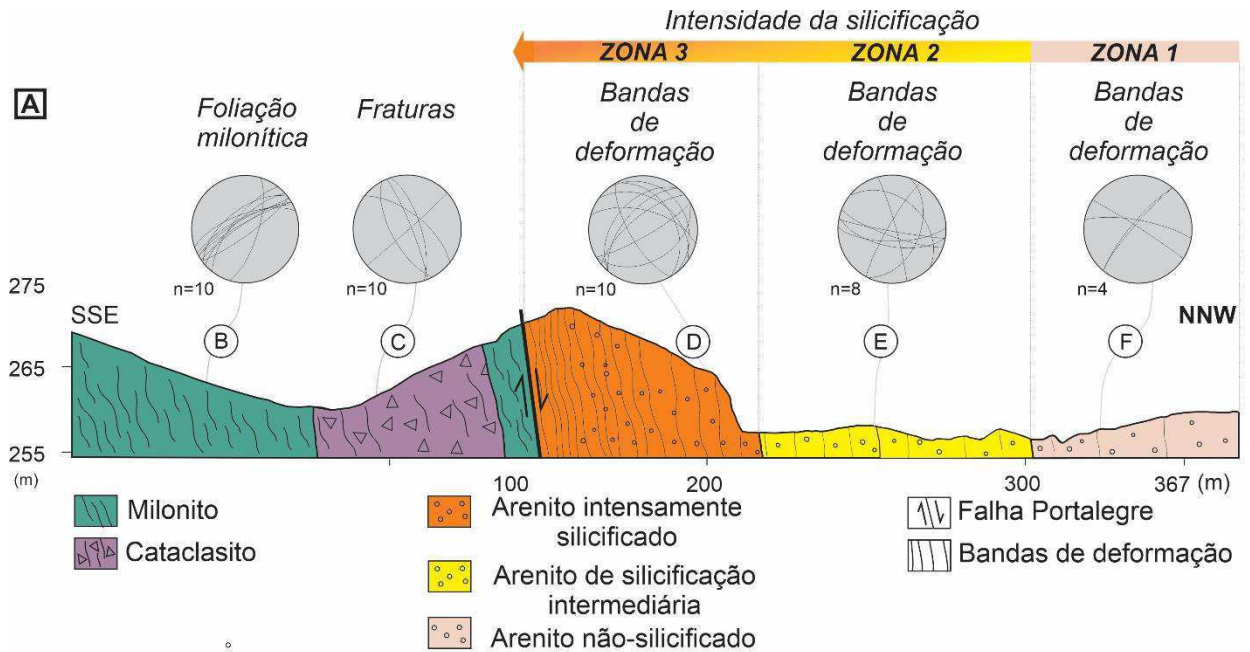


Figura 5.2: (A) perfil geológico (SSE-NNW), com estereogramas indicando as atitudes das principais feições; (B) milonito; (C) cataclasito; (D) arenito não-silicificado; (E) arenito de silicificação intermediária; (F) e (G) arenito de intensa silicificação.

5.1.2.1. Zona 1: Arenito não-silicificado

O arenito da zona 3 (Figura 5.2) é, tipicamente, um representante da Formação Antenor Navarro. Caracteriza-se, principalmente, por: (1) cor avermelhada, devido a uma composição k-feldspática e argilosa com óxidos de ferro; (2) fácies grossas a conglomeráticas, com grãos de k-feldspato e de quartzo que chegam a 2 cm; (3) friabilidade e baixo grau de consolidação, evidenciados pelo impacto aos golpes de martelo e pela facilidade de coleta de amostras; (4) acamamento (S₀) preservado, com direção NW-SE e mergulho para SW (S₀=37/243) (Figura 5.1); (5) bandas de deformação do tipo *single*, com até 1 cm de espessura, bem espaçadas, com relevo bem marcado e ressaltado em relação à rocha hospedeira; (6) bandas de deformação e região entre bandas com mesma mineralogia; e (7) algumas fraturas paralelas à falha principal (NE) e mergulhando em direção a ela.

5.1.2.2. Zona 2: Arenito de silicificação intermediária

O arenito da zona 2 apresenta características heterogêneas, mas que o distinguem do arenito da zona 1, como: (1) cor esbranquiçada a um pouco avermelhada, como resquício da Formação Antenor Navarro típica; (2) fácies mais grossas intercaladas com fácies mais finas, sem predominância aparente de uma fácies sobre a outra; (3) maior resistência geomecânica em relação à zona 1, evidenciada pelo impacto aos golpes do martelo; (4) acamamento preservado, em regra, orientados segundo NNW e NNE; (5) bandas de deformação do tipo *single*, um pouco mais frequentes que na zona 1, que apresentam um pequeno ressalto de relevo, porém, menor que o ressalto na zona 1; (6) bandas de deformação com espessura que varia de alguns milímetros a 2 cm de espessura; (7) juntas de direções variadas, mas preferencialmente NE e NW.

5.1.2.3. Zona 3: Arenito de silicificação intensa

A zona 3 constitui uma crista alongada na direção da falha principal (NE), com intensa silicificação e cota topográfica elevada, e uma região a NE da área, que apresentam as mesmas características, na aproximação de um dos segmentos (NNW) da falha principal. A crista silicificada possui cota topográfica mais elevada em

torno de 15 m em comparação com os arenitos das zonas 1 e 2 (Figura 5.2A) Esta crista está em posição topográfica ligeiramente mais elevada em relação ao milonito no contato com a falha principal.

Os arenitos intensamente silicificados têm como principais características: (1) coesão e resistência geomecânica elevada; (2) cor predominantemente esbranquiçada, bastante diferente das zonas 1 e 2 (principalmente da zona 1) devido ao caráter evidentemente quartzoso; e (3) bandas de deformação do tipo *single*, de espessura milimétrica a centimétrica, de difícil identificação, pois não apresentam ressalto de relevo em relação à rocha encaixante, além de possuírem cor semelhante à da rocha hospedeira. Além disso, possuem outras características, como: (4) fácies grossa a média, sem predominância de uma fácies sobre a outra; (5) estruturas sedimentares primárias apagadas pela silicificação, mas ainda assim reconhecíveis, em alguns casos; (6) bandas de deformação e região entre bandas com mineralogia semelhante; (7) fraturas de direções variadas, mas preferencialmente NE e NW.

Portanto, as zonas 1, 2 e 3 possuem características bastante específicas (Figura 5.3), que permitiu a diferenciação no mapeamento geológico, o que foi de fundamental importância na caracterização inicial *in situ* do processo de silicificação.



Figura 5.3: Características diagnósticas de cada zona de silicificação.

5.2. Dados petrográficos

A descrição petrográfica foi realizada em 26 lâminas delgadas, considerando parâmetros como: (1) composição mineralógica; (2) características texturais (granulometria, arredondamento, esfericidade); (3) identificação e caracterização do cimento silicoso; (4) identificação e caracterização de tipos de cimento; (5) identificação de outras feições diagenéticas; (6) caracterização petrofísica qualitativa; (7) diferenças entre as zonas. Pôde-se estabelecer diferenças entre as zonas a partir da caracterização do cimento silicoso e das diferenças texturais entre as bandas de deformação de cada zona e a região entre bandas de cada zona, bem como descrever diferenças entre essas duas feições em cada zona.

De forma geral, as lâminas foram identificadas como rochas sedimentares clásticas, suportadas por clastos (quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha, predominantemente), imaturas textural e mineralogicamente, com *fabric* não-orientado na região entre bandas. Não apresentam, em geral, contatos grão-grão serrilhados (solução por pressão), indicando que a rocha não passou por grandes profundidades de soterramento. Os minerais acessórios são comuns a todas as amostras, sendo representados por zircão, monazita (Mon), pirita e epídoto.

Em todas as zonas, os feldspatos são, predominantemente, potássicos (microclina e ortoclásio), com alguns grãos de plagioclásios, microclinas (Mic) e ortoclásios (Ort), sendo distintos pela macla em xadrez (microclina), pela macla *karlsbad* (ortoclásio), pela forma tabular do ortoclásio (subédrica), e pela macla polissintética (macla da albita), enquanto que os fragmentos de rocha são representados por xistos, quartzitos, granitóides e agregados arredondados de sílica microcristalina (*chert*).

Foram identificados 3 tipos de matriz: (1) a protomatriz (ca. 10%), que é uma matriz quartzosa de granulometria areia média a silte grosseiro; (2) a ortomatriz (ca. 3%), uma matriz de óxido de ferro, caracterizada pela substituição da protomatriz; e (3) a epimatriz (ca. 2%), relacionada à presença de argila.

As principais feições diagenéticas identificadas nas 3 zonas (características em comum) foram: (1) fraturamento de grãos, fraturamento de micas (Mf) e dobramentos por compactação mecânica; (2) compactação química, demonstrada pela formação de contatos côncavo-convexos entre os grãos; (3) infiltração mecânica de argila; (4) fraturamento e descolamento da argila infiltrada, possivelmente por desidratação; (5)

dissolução da protomatriz gerando porosidade interpartícula; (6) dissolução de feldspato (feldspato alveolado - FdA) gerando porosidade secundária interpartícula e intrapartícula; (7) crescimento secundário de feldspato (Fds), com borda de descontinuidade; (8) substituição da protomatriz e grãos clásticos por óxido de ferro (matriz oxidada); (9) piritá botrioidal substituindo grãos de feldspatos (piritização).

5.2.1. Zona 1 – Arenito não silicificado

Uma lâmina foi analisada representando a zona 1 (Figura 5.5). Texturalmente, trata-se de grãos de areia grossa (moda), com frações silte (mínima) e grânulo (máxima). Possui grãos angulosos a subangulosos e esfericidade, predominantemente, média, com alguns grânulos bem arredondados. Apresenta-se pobremente selecionada, com empacotamento frouxo a normal e, mais raramente, apertado, com contatos grão-grão pontuais, retos e alongados e raros, o que indica que essas rochas não sofreram compactação química abundante e não chegou a grandes profundidades de soterramento.

A Zona 1 possui bandas de deformação com espessura centimétrica (Figura 5.4), com frações de areia grossa e silte grosso dispersas em matriz cataclástica pouco desenvolvida, sendo, portanto, do tipo protocataclástica. As frações granulométricas de maior diâmetro representam grãos sobreviventes em relação ao processo de catáclase e são, essencialmente, grãos de quartzo (QtzG) e de feldspato. A porosidade, na banda de deformação, é exclusivamente secundária, do tipo (1) móldica e (2) dispersa na matriz cataclástica (Figura 5.4), e é bastante reduzida em relação à encaixante.

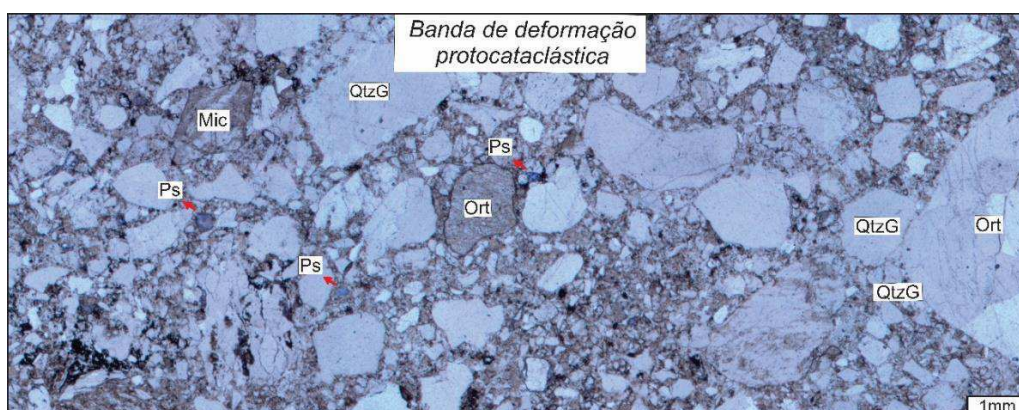


Figura 5.4: Banda de deformação protocataclástica da zona 1, com grãos sobreviventes e porosidade secundária.

O arenito não silicificado possui uma grande quantidade de poros na região entre bandas de deformação, mas a porosidade não é elevada, devido à presença de grânulos e grãos grossos, que tomam boa parte da lâmina (Figura 5.5). A porosidade, na região entre bandas, é do tipo primária (Pp), relacionada à deposição dos sedimentos, e secundária, relacionada a processos diagenéticos. A porosidade secundária está associada a: (1) dissolução de feldspatos, e fragmentos de rocha (móldica completa ou parcial); (2) grãos de feldspatos fragmentados; e (3) fragmentação e retração de argila por desidratação.

A epimatriz (ou pseudomatriz) está relacionada a infiltração mecânica de argila (ArgM), ocorrendo nos espaços intergrãos de forma abundante, formando uma camada que bordejia e preenche os poros, sob a forma de cutículas contínuas e meniscos (Figuras 5.5C, 5.5E e 5.5F). A argila também aparece preenchendo uma fratura, sob a forma de um filete (Figura 5.5D), que transpassa, também, banda de deformação.

Além disso, há raras feições de cimento, como: (1) óxido de ferro, preenchendo grãos de feldspatos ou sob a forma de discretas cutículas; (2) discretos crescimentos sintaxiais de quartzo, em continuidade óptica com o grão detrítico (Figura 5.5A); e (3) crescimento secundário de feldspatos, com borda de descontinuidade (Figura 5.5B).

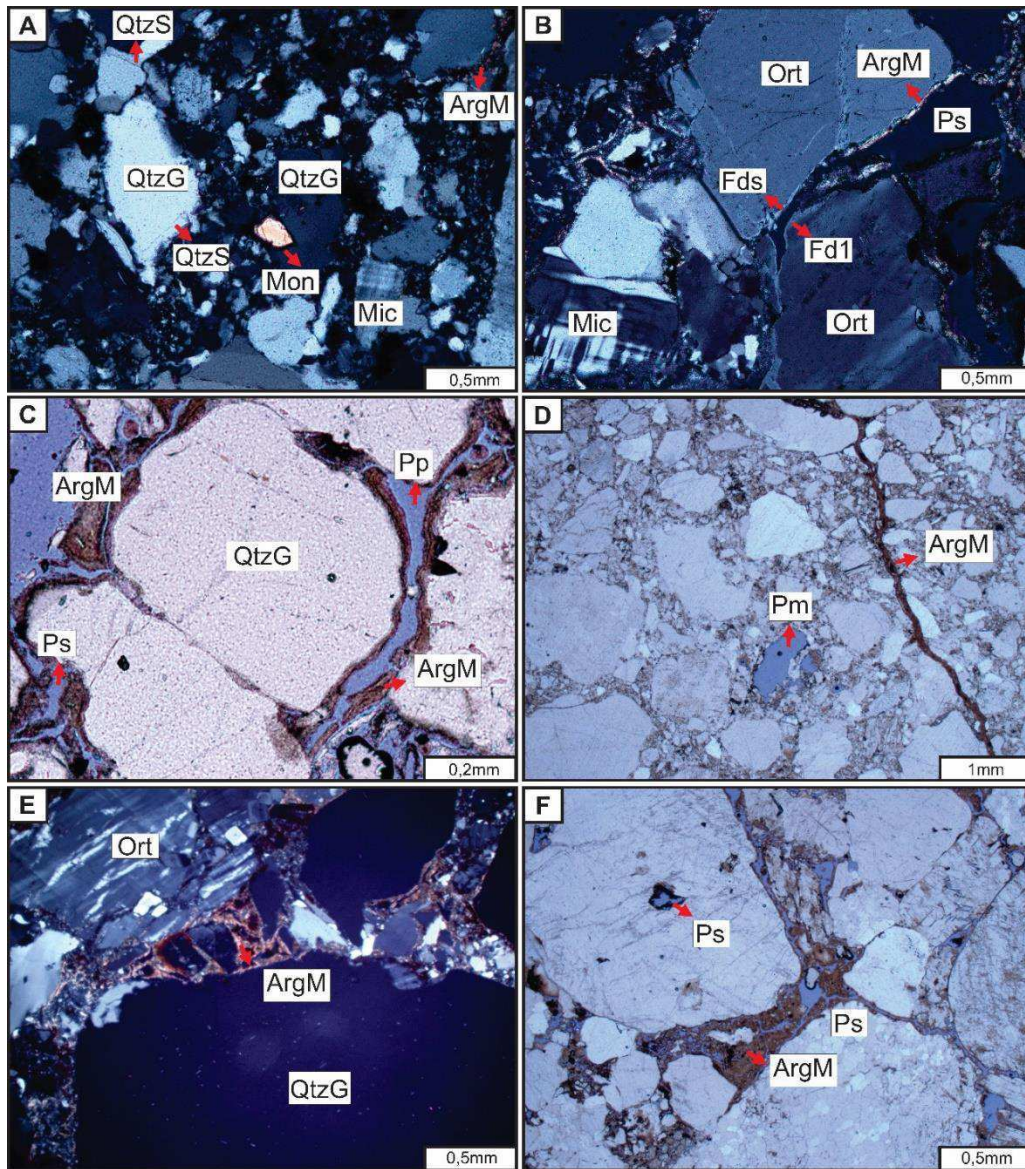


Figura 5.5: Feições importantes da zona 2 em lâmina delgada. (A) argila mecanicamente infiltrada; (B) crescimento secundário de feldspato; (C) argila mecanicamente infiltrada, com feições de desidratação e fraturamento; (D) porosidade móldica e filete de argila preenchendo fratura; (E) argila mecanicamente infiltrada; (F) porosidade secundária intragranular e argila mecanicamente infiltrada.

5.2.2. Zona 2 – Arenito de silicificação intermediária

Um total de 13 lâminas representando as rochas da zona 2 foi analisado. Texturalmente, são rochas heterogêneas, com grãos variando de areia fina (moda) a grânulos (máxima), com grãos predominantemente angulosos e de esfericidade baixa a média, pobremente selecionadas, com alguns grânulos e vários grãos cominuídos, com empacotamento que varia de normal a apertado, possuindo contatos retos, alongados e côncavo-convexos.

Possuem bandas de deformação com espessura milimétrica e do tipo cataclásticas (Figura 5.6). Nas bandas de deformação, a porosidade é ainda mais reduzida em relação à região entre bandas, ocorrendo de forma dispersa nas matrizes cataclásticas sob a forma de microporos. Em observação qualitativa, é mais baixa do que a porosidade das bandas de deformação da zona 1.

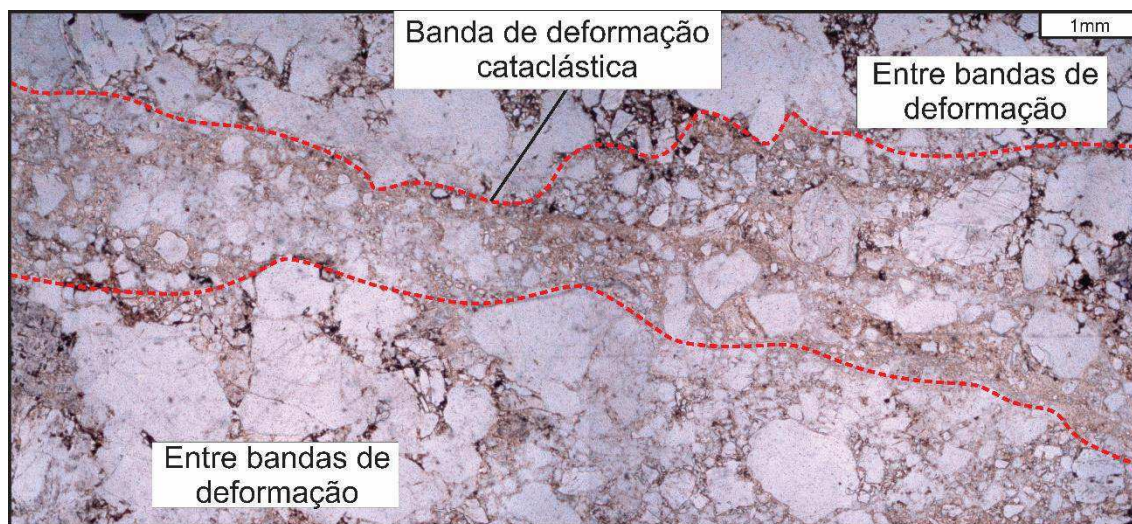


Figura 5.6: Banda de deformação cataclástica da zona 2, com grãos sobreviventes.

A porosidade nas regiões entre bandas é baixa, sendo de origem primária e secundária, e menor em relação à zona 1 (comparação qualitativa). A porosidade primária é essencialmente intragranular, e a porosidade secundária aparece sob a forma de: (1) dissolução dos grãos de feldspato, gerando poros móldicos completos (Figura 5.7C) e parciais; (2) dissolução da protomatriz.

A ocorrência de argila se dá, de forma discreta, como (1) autigênica, produto de alteração dos feldspatos (Figura 5.7A), e (2) sob a forma de finas cutículas bordejando alguns grãos, por infiltração mecânica (Figura 5.7B). A presença de óxido de ferro ocorre sob duas formas: (1) substituindo a protomatriz (matriz oxidada), e (2) como pequenas esferas que bordejam grãos clásticos, sem relação temporal clara com cimento de sílica.

A cimentação de sílica ocorre, principalmente, sob a forma de crescimento sintaxial de quartzo, em continuidade óptica com grãos clásticos, de forma mais proeminente do que na zona 1.

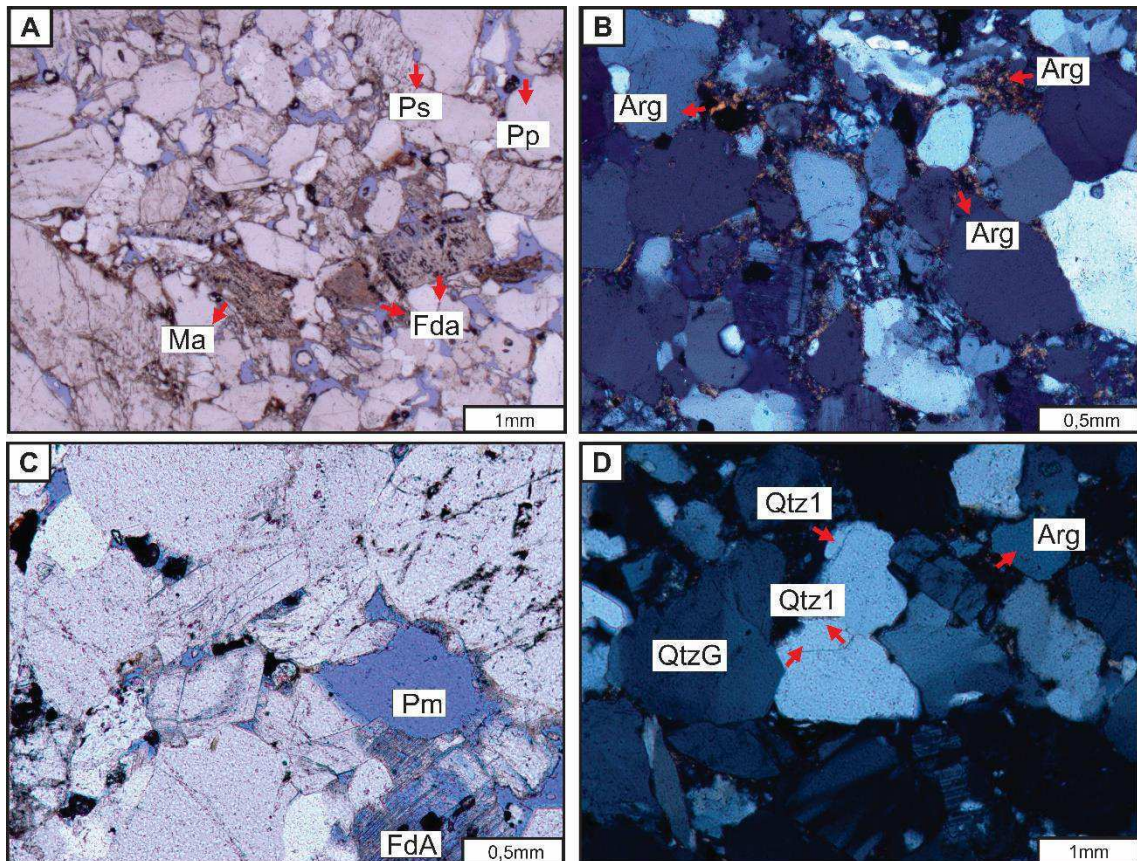


Figura 5.7: Feições importantes da zona 2 em lâmina delgada. (A): grãos de feldspato alterados, muscovita alterada e poros primários e secundários; (B) argila intergranular; (C) porosidade móldica; (D) crescimento syntaxial de quartzo.

5.2.3. Zona 3 – Arenito muito silicificado

Um total de 12 lâminas representando as rochas da zona 3 foram analisadas. Texturalmente, são rochas heterogêneas, com grãos variando de areia média (moda), com porções de areia fina a grossa (mínima e máxima), com grãos do arcabouço e filossilicatos (muscovitas) fraturados (Figura 5.9C), predominantemente angulosos e de esfericidade baixa a média, pobremente selecionados, cominuídos, com empacotamento, majoritariamente, apertado, possuindo contatos retos, alongados e côncavo-convexos. O empacotamento é tão apertado que, por vezes, a individualização de grãos se torna difícil.

Possui bandas de deformação com espessura centimétrica (Figura 5.8), com grãos em frações de areia grossa e silte grosso dispersas em matriz cataclástica pouco desenvolvida, sendo, portanto, do tipo protocataclástica. As frações granulométricas de maior diâmetro representam grãos sobreviventes em relação ao processo de catáclase, e são, essencialmente, grãos de quartzo e de feldspato. A

porosidade, na banda de deformação, é exclusivamente secundária, do tipo (1) móldica e (2) dispersa na matriz cataclástica muito raramente, e é bastante reduzida em relação à encaixante (microporosidade).

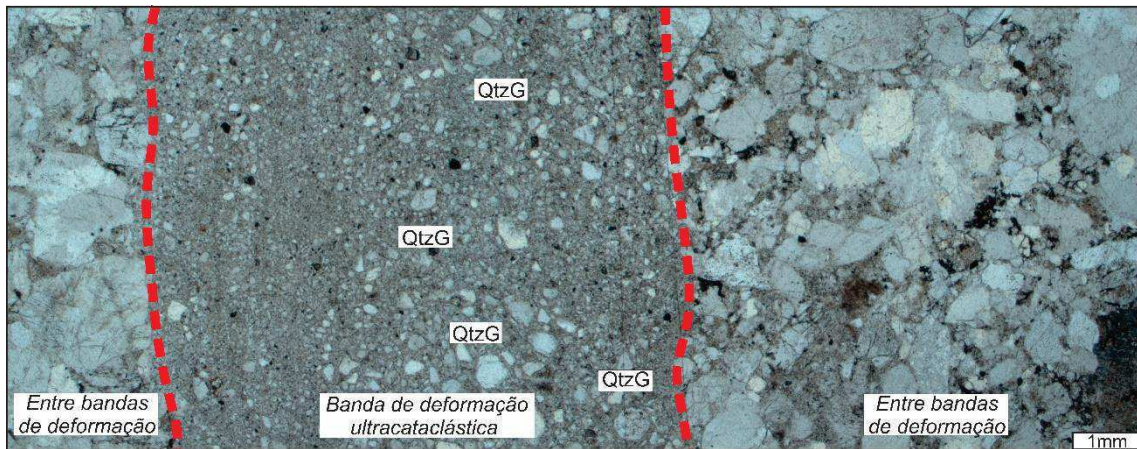


Figura 5.8: Banda de deformação ultracataclástica da zona 3, com grãos sobreviventes, e a região entre bandas.

A porosidade nas regiões entre bandas de deformação é bastante reduzida, e é de origem primária, pouco preservada, e secundária, em predominância (Figura 5.9A). A porosidade primária é essencialmente intergranular, e a porosidade secundária aparece, essencialmente, a partir da dissolução de feldspatos, gerando poros móldicos bem formados, e outros com dissolução parcial.

A ocorrência de argila se dá a partir da alteração dos feldspatos (autigênica) (Figuras 5.9A e B), ocorrendo de forma intragranular e, mais raramente, ocorre entre grãos e dispersa na matriz. A presença de óxido de ferro ocorre sob duas formas: (1) substituindo a protomatriz (matriz oxidada) e (2) como pequenas esferas que bordejam grãos clásticos, sem relação temporal clara com cimento de sílica (Figura 5.9D).

A cimentação de sílica ocorre sob a forma de: (1) crescimento sintaxial de quartzo (Figura 5.9D), em continuidade óptica com grãos clásticos; (2) franjas prismáticas de sílica microcristalina, bordejando grãos e preenchendo poros, de forma perpendicular ou paralela a essas feições (Figuras 5.9D,E,F e G); (3) preenchimento microcristalino de poros, sob a forma de cristais blocosos (Qtz3: (Figura 5.9F); e (4) sílica poiquilótópica, preenchendo poros maiores que abrigavam grãos dispersos, em continuidade óptica com o grão clástico (Figura 5.9G).

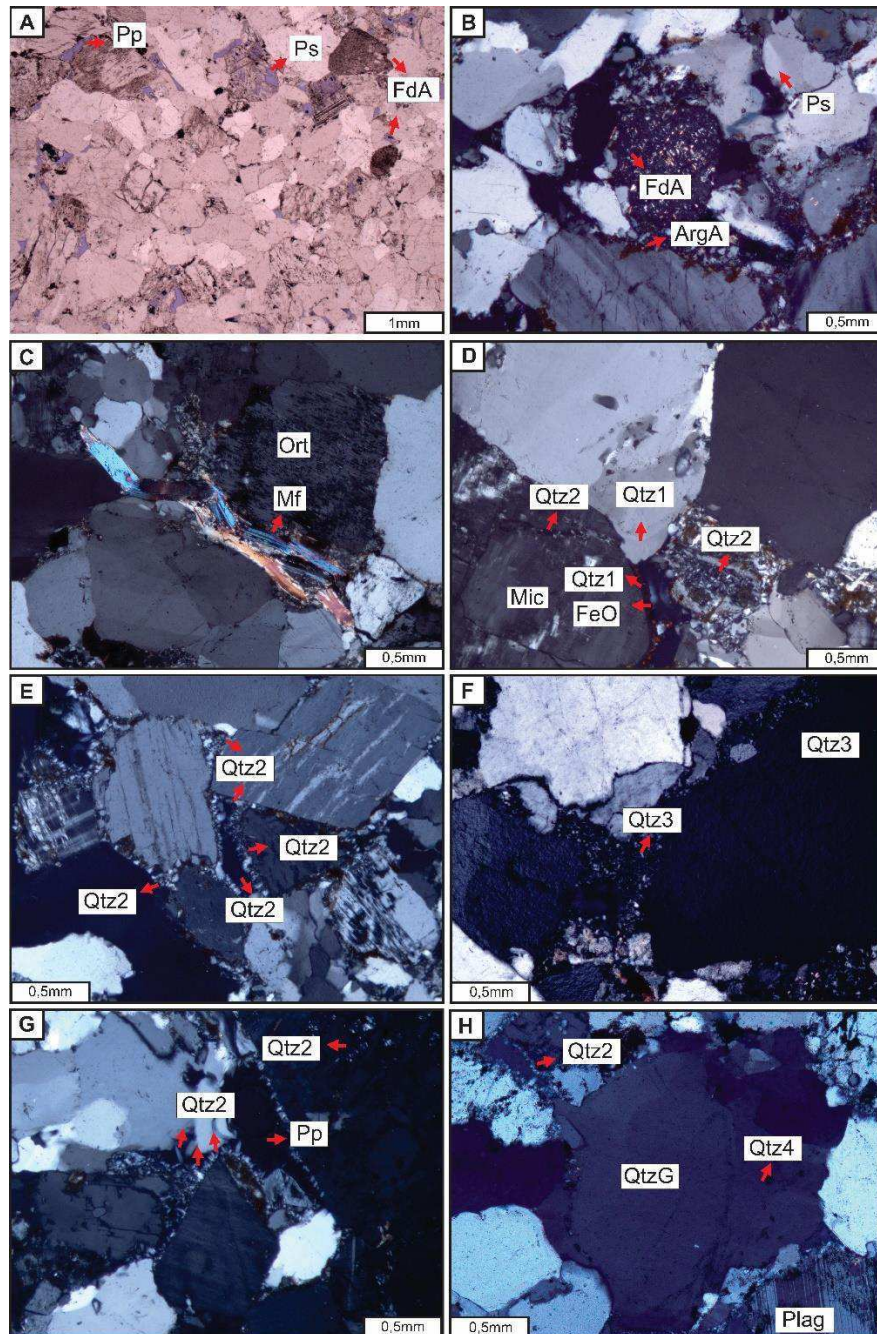


Figura 5.9: Feições importantes da zona 3 em lâmina delgada. (A) porosidades primária, secundária e feldspato alterado; (B) feldspato alterado e argila intragranular); (C) mica fraturada; (D) crescimento secundário de quartzo, franjas prismáticas de sílica microcristalina, e esferas de óxido de ferro; (E) franjas prismáticas de sílica microcristalina; (F) preenchimento microcristalino de poros, sob a forma de cristais blocosos; (G) franjas prismáticas de sílica microcristalina e poro primário; e (H) franjas prismáticas de sílica microcristalina e cimento de sílica poiquilotópica.

5.2.4. Comparação entre zonas

Para efeitos comparativos, foram considerados os seguintes parâmetros: (1) porosidade (Figura 5.10); (2) textura e empacotamento (Figura 5.11); (3) ocorrência

de argilominerais (figura 5.12); (4) tipos de cimento de sílica (Figura 5.13); e (5) composição mineralógica (Figura 5.14).

A porosidade primária da região entre bandas de deformação nas 3 zonas é, em geral, baixa (análise qualitativa) e diminui da zona 1 para a zona 3, com a zona 2 representando uma situação intermediária (Figura 5.10). A mesma situação de redução de porosidade da zona 1 para a zona 3, é observada nas bandas de deformação. Quando se comparam as regiões entre bandas de deformação com as bandas de deformação, a porosidade é mais reduzida na região das bandas de deformação nas 3 zonas.

Com a diminuição da porosidade primária, se observam modificações texturais entre as zonas (região entre bandas). O empacotamento aumenta da zona 1 para a zona 3, na medida em que a porosidade é reduzida (Figura 5.10), o que é evidenciado pela maior quantidade de grãos que estão em contato, e pela menor quantidade de grãos dispersos na matriz. Nas bandas de deformação, para este parâmetro, é considerada a quantidade de matriz cataclástica, que também aumenta da zona 1 à zona 3.



Figura 5.10: Comparação entre as porosidades primárias e os empacotamentos das zonas 1, 2 e 3.

A ocorrência de argilominerais também apresenta diferenças significativas entre as três zonas (Figura 5.11). Observa-se a ocorrência de argila mecanicamente infiltrada de forma abundante na zona 1, ao passo que diminui na zona 2 e, praticamente, desaparece na zona 3. A autigênese de argilominerais segue o sentido

contrário, pois é abundante na zona 3, com a zona 2 representando uma situação intermediária, enquanto que quase é inexistente na zona 1.



Figura 5.11: Comparação entre os argilominerais das zonas 1, 2 e 3.

Em relação ao cimento silicoso (Figura 5.12), (1) o crescimento sintaxial de quartzo é comum às 3 zonas, sendo mais desenvolvido nas zonas 2 e 3, e mais discreto na zona 1; (2) existem franjas prismáticas de sílica microcristalina; (3) preenchimento microcristalino de poros; e (4) sílica poiquilotópica, ocorre, exclusivamente, na zona 3.

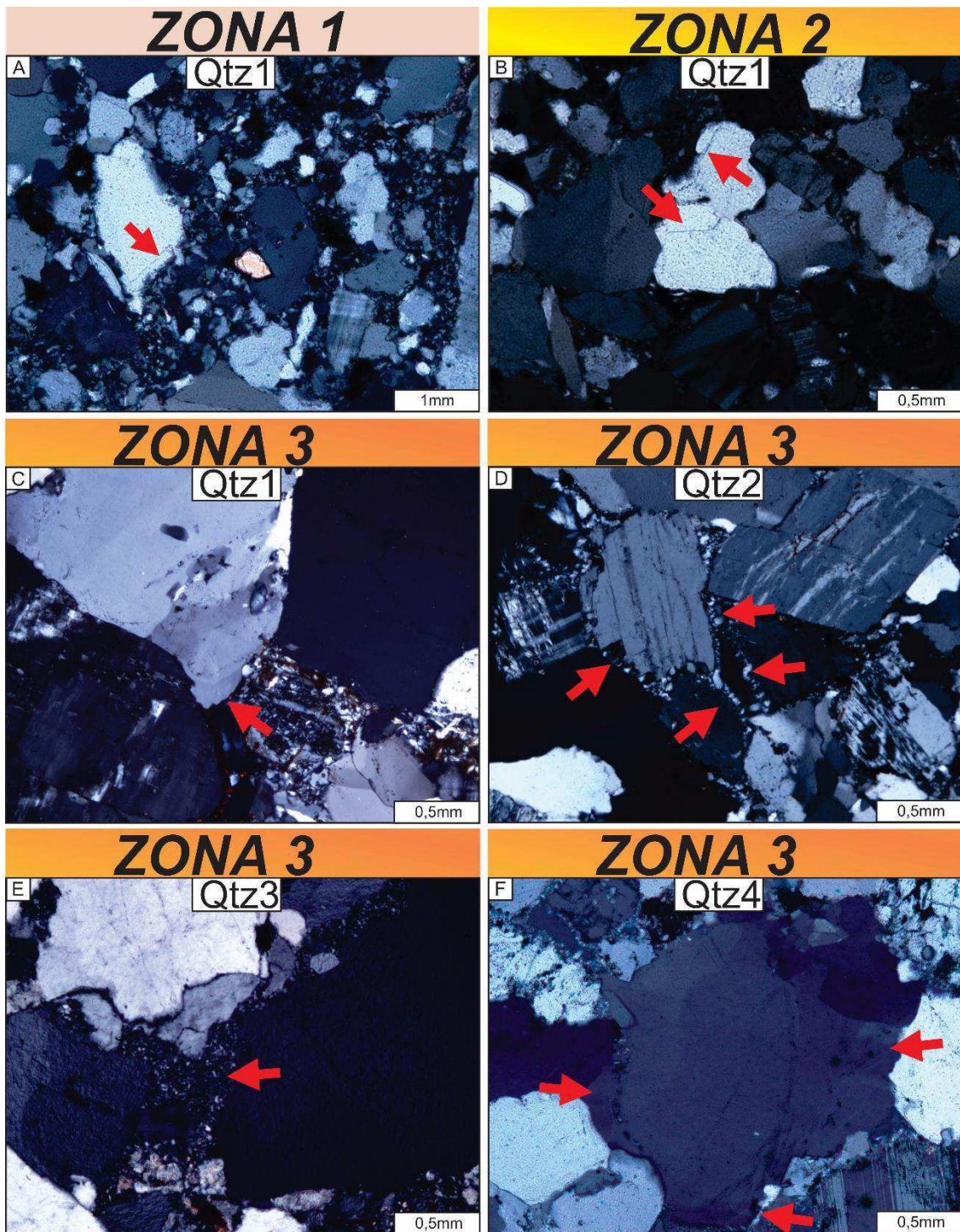


Figura 5.12: Formas de ocorrência do cimento de sílica nas zonas 1, 2 e 3: (A), (B) e (C): crescimento sintaxial de quartzo; (D) franjas prismáticas de sílica microcristalina; (E) preenchimento microcristalino de poros; e (F) sílica poiquilotópica,

A composição mineralógica das zonas varia entre arenito arcoseano lítico e litoarenito feldspático (Figura 5.13), em classificação proposta por Folk (1968). É possível observar que o que mais varia, de uma zona para outra, é a porcentagem de grãos de quartzo e de grãos de feldspatos: há um aumento progressivo na

porcentagem de quartzo a partir da zona 1, e uma diminuição progressiva na porcentagem de feldspato da zona 1 para a zona 3.

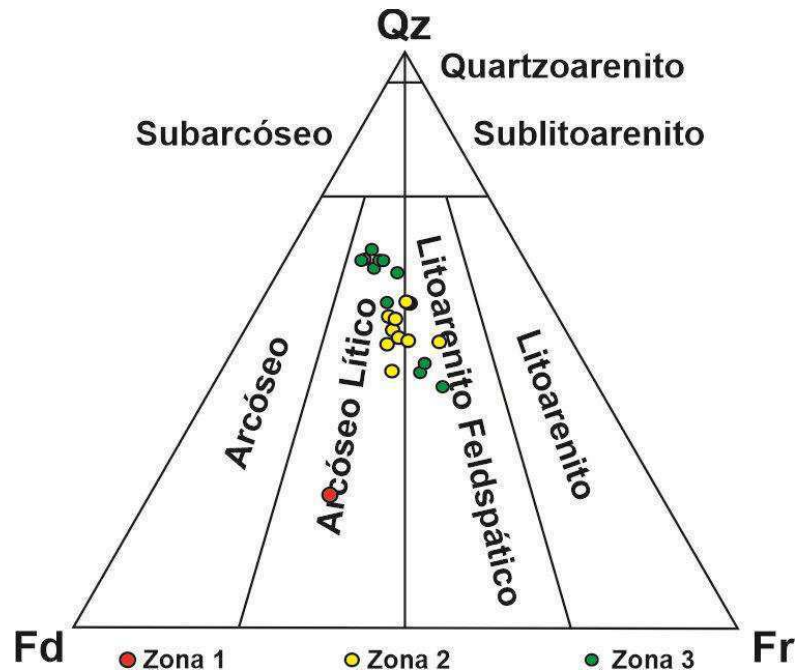


Figura 5.13: Diagrama de Folk (1968) indicando as proporções mineralógicas de quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha.

5.3. Dados geomecânicos

Em um total de 19 pontos da área de estudo foram realizados ensaios geomecânicos com o MS (10 medidas em cada ponto), distribuídas em (Figura 5.14): (1) bandas de deformação da zona 2 (7 pontos); (2) entre bandas da zona 2 (6 pontos); (3) bandas de deformação da zona 3 (3 pontos); entre bandas da zona 3 (3 pontos). Não foram realizadas medidas na zona 1 devido à friabilidade da rocha encaixante e à presença de grãos maiores que o diâmetro a ponta do êmbolo do MS, tanto nas bandas de deformação quanto nas regiões entre bandas, o que poderia gerar um dado falso.

As bandas de deformação da zona 2 apresentaram valores de UCS com média mais alta (128,85 MPa) do que os valores de UCS da região entre bandas da mesma zona (101,83 MPa). Na zona 3, a relação bandas de deformação vs região entre bandas é invertida, onde as regiões entre bandas possuem valores médios de UCS mais altos (168,33 MPa), em comparação com os valores de UCS das bandas de deformação desta zona (128 MPa).

Comparando-se a mesma feição entre as zonas, observa-se que: (1) as bandas de deformação da zona 2 e da zona 3 apresentam valores médios muito próximos; e

(2) as regiões entre bandas da zona 3 apresenta valores médios mais altos que as regiões entre bandas da zona 2.

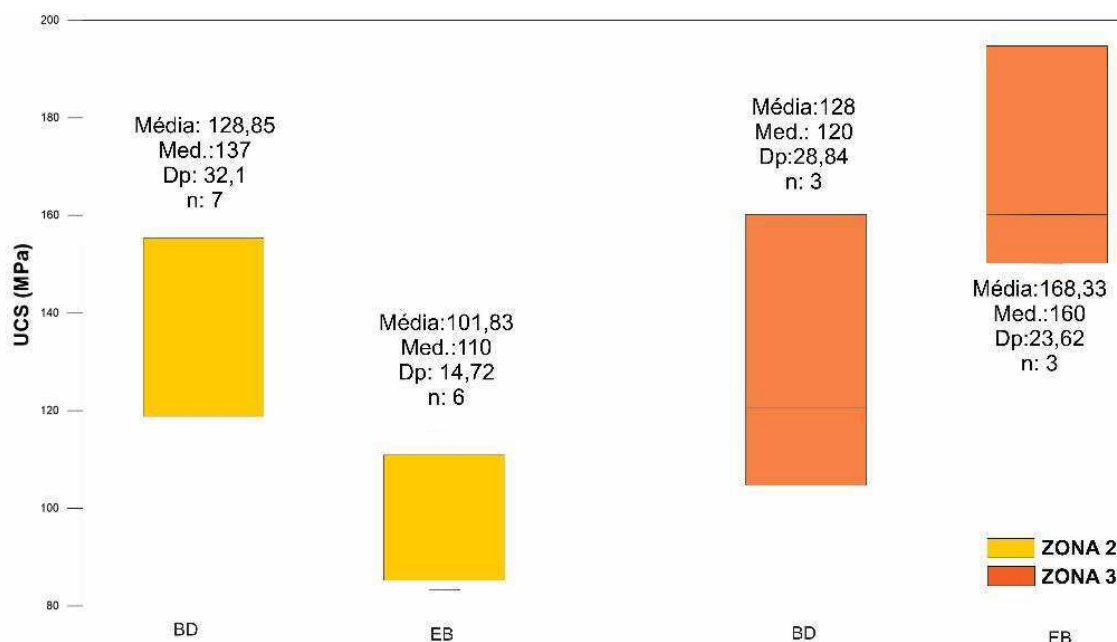


Figura 5.14: Gráficos do tipo boxplot mostrando valores da média, mediana (Med) e desvio padrão (Dp) de UCS das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 2 e 3. O valor em “n” consiste no número de amostras.

5.4. Dados petrofísicos

5.4.1. Dados de petrofísica digital

Um total de 130 regiões de lâminas delgadas foram utilizadas na obtenção digital de porosidade (Figura 5.15), permeabilidade (Figura 5.16) e diâmetro de poros (Figura 5.17), distribuídas entre: (1) bandas de deformação da zona 1 (4 regiões); (2) regiões entre bandas da zona 1 (8 regiões); (3) bandas de deformação da zona 2 (10 regiões); (4) regiões entre bandas da zona 2 (50 regiões); (5) bandas de deformação da zona 2 (8 regiões); (6) regiões entre bandas da zona 2 (50 regiões).

Em relação à porosidade, observa-se que: (1) as bandas de deformação apresentam menor porosidade média, em comparação com as regiões entre bandas de cada zona, em torno de 1 ordem de magnitude; (2) há um decréscimo do desvio padrão nos valores de porosidade média das bandas de deformação, a partir da zona 1, em direção à zona 3; (3) as regiões entre bandas de deformação apresentam diminuição de porosidade média na zona 1, em relação à zona 3, em torno de 64%; (4) as regiões entre bandas da zona 2 apresentam os maiores valores médios de

porosidade; (5) as bandas de deformação da zona 3 apresentam os menores valores médios de porosidade.

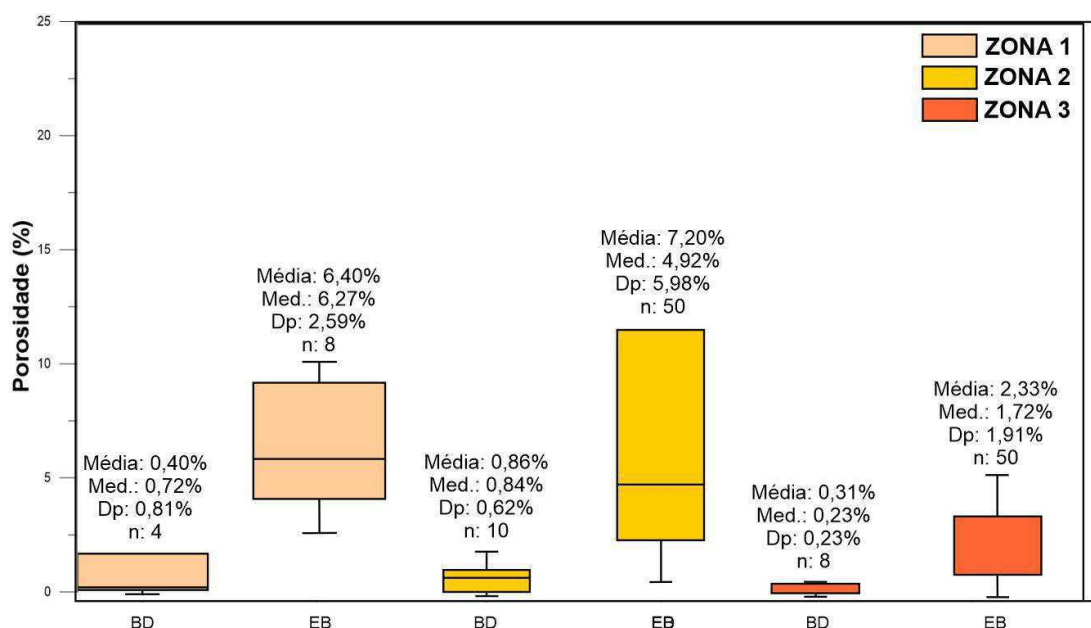


Figura 5.15: Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de porosidade das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 1, 2 e 3.

Em relação à permeabilidade (Figura 5.16), observa-se que: (1) as bandas de deformação apresentam menor permeabilidade média, em comparação com as regiões entre bandas de cada zona; (2) uma redução intensa e gradativa nos valores médios nas zonas 2 e 3, em relação aos valores da zona 1, tanto em relação às bandas de deformação, quanto em relação às regiões entre bandas; (3) a região entre bandas da zona 1 é a mais permeável, enquanto que as bandas de deformação da zona 3 são as menos permeáveis.

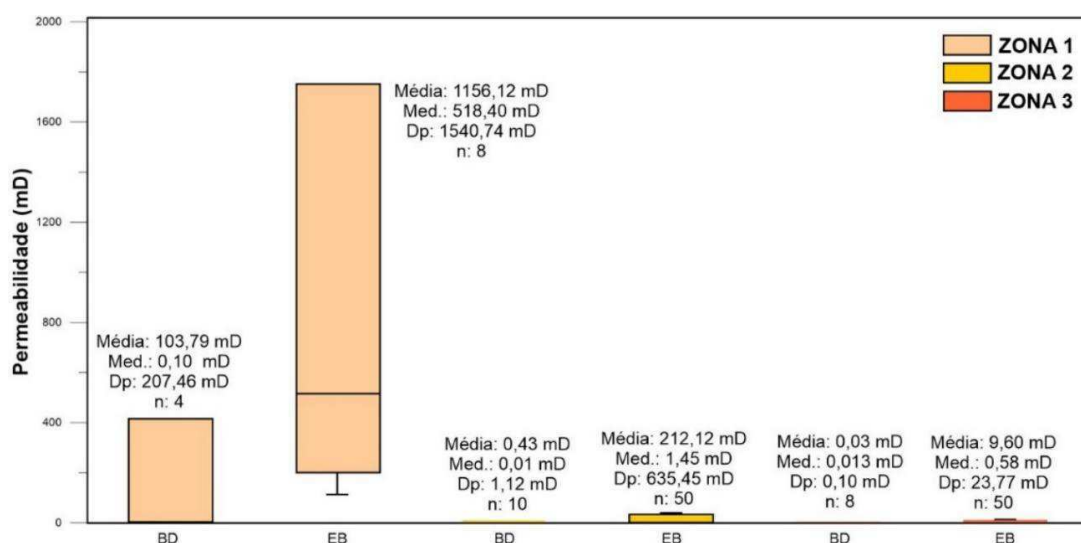


Figura 5.16: Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de permeabilidade das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 1, 2 e 3.

O último parâmetro aqui considerado é o diâmetro médio de poros (Figura 5.17). Nas 3 zonas, observou-se que as bandas de deformação possuem menores valores de diâmetro médio de poros, em relação às regiões entre bandas de deformação em cada zona. Além disso, foi registrado que a mediana mostra um decaimento do diâmetro dos poros, tanto na região das bandas como no entre bandas, aproximadamente gradativo da zona 1 para a zona 3.

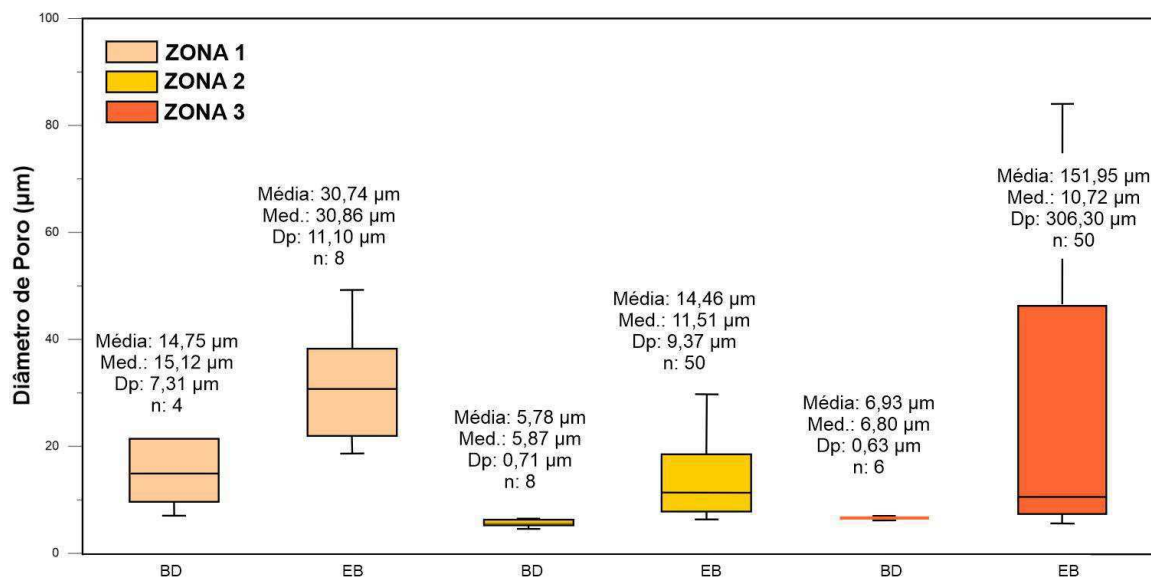


Figura 5.17: Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de diâmetro médio de poros das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 1, 2 e 3.

5.4.2. Dados de petrofísica *in situ*

Um total de 181 medidas de permeabilidade 3-D foram realizadas com o minipermeâmetro a ar, totalizando 60 valores médios de permeabilidade, distribuídas entre (Figura 5.18): (1) entre bandas de deformação da zona 1 (10 médias); (2) entre bandas de deformação da zona 2 - (9 médias); (3) bandas de deformação da zona 2 (2 médias); (4) entre bandas de deformação da zona 3 (28 médias); (5) bandas de deformação da zona 3 (11 médias). Assim como na caracterização geomecânica, não foram realizadas medidas em bandas de deformação da zona 1, devido à dificuldade de ser encontrada uma região adequada para realização de medidas, devido à grande quantidade de grãos maiores que o diâmetro do bocal do minipermeâmetro.

Diante das médias de permeabilidade obtidas, observa-se que: (1) uma diminuição gradual nos valores médios de permeabilidade da zona 1 para a zona 3 na região entre bandas de deformação; (2) a região mais permeável é a região entre

bandas da zona 1; (3) as bandas de deformação e as regiões entre bandas de deformação da zona 2 apresentam valores muito próximos, menores que 1 mD, com a região entre bandas ligeiramente menos permeável; (4) as bandas de deformação e as regiões entre bandas de deformação da zona 3 apresentam valores muito próximos, em torno de 0,1 mD, com a região entre bandas ligeiramente menos permeável.

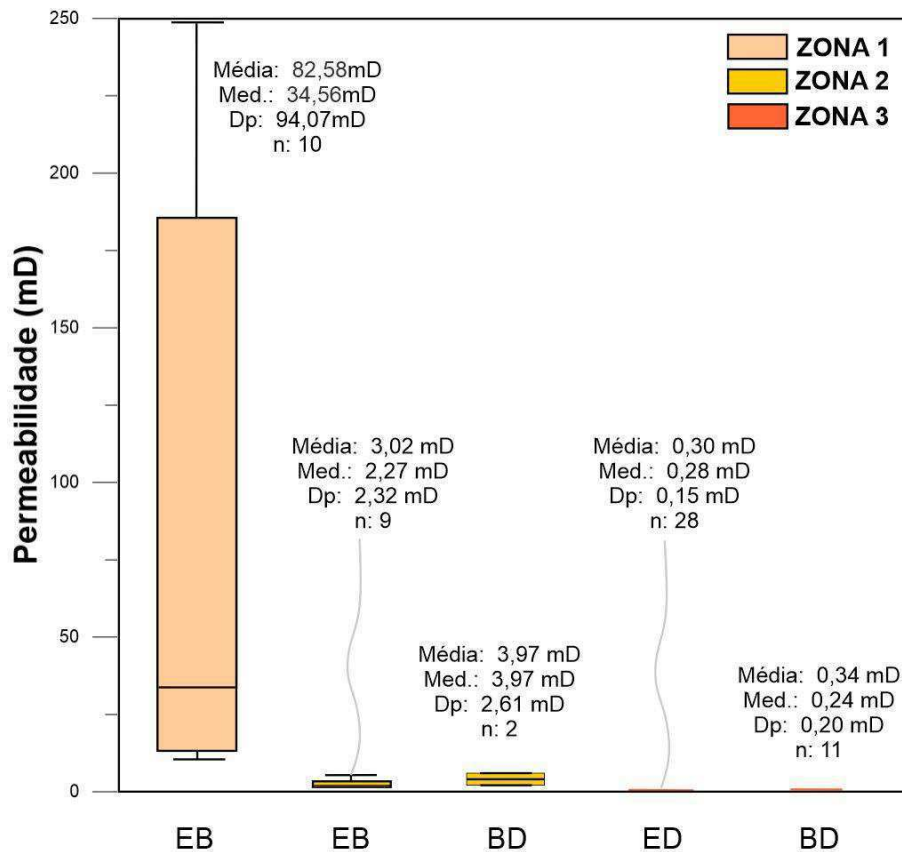


Figura 5.18: Gráficos do tipo boxplot mostrando valores de permeabilidade 3-D poros das bandas de deformação (BD) e das regiões entre bandas (EB) das zonas 1, 2 e 3.

5.5. Modelagem petrofísica

A modelagem petrofísica foi realizada a partir dos valores obtidos nas análises de porosidade e permeabilidade obtidas em lâminas e permeabilidade obtidas com minipermeâmetro. Foram delimitados polígonos de tendência para 3 modelos gerados a partir das zonas 1, 2 e 3, traçadas na Figura 5.1. Foram gerados modelos de (1) porosidade digital, (2) permeabilidade digital e (3) permeabilidade com minipermeâmetro. Todos eles são limitados pela falha de borda e pelo polígono mais

afastado da falha. Foram excluídos dos modelos gerados os valores obtidos em bandas de deformação para as 3 zonas, devido à impossibilidade de ser processado mais de um valor por coordenada geográfica, e considerando que a distribuição das bandas é mais localizada.

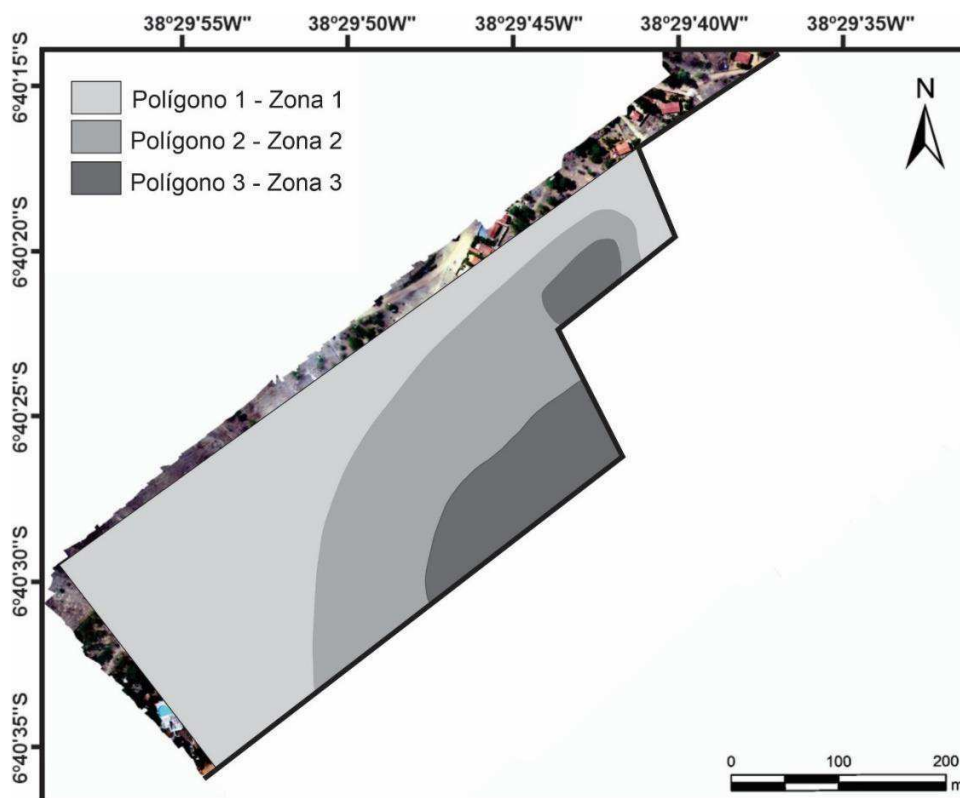


Figura 5.19: Polígonos de tendência utilizados para os modelos de porosidade e permeabilidade digitais e permeabilidade *in situ*.

O modelo de porosidade (Figura 5.20) foi criado com range entre 0,5% e 18% de porosidade, representando a porosidade mínima (cor azul) e a porosidade máxima (cor vermelha), respectivamente, com as cores amarela e verde representando situações de porosidade intermediária. O modelo de porosidade indica um forte caráter isotrópico de porosidade na zona 3, com os menores valores de porosidade concentrados, principalmente, na crista silicificada. Os menores valores de porosidade também ocorrem em parte da zona 2 e mais dispersos na zona 1. Os valores mais altos de porosidade coincidem, principalmente, com a zona 1, região não silicificada, além de ocorrer em raras regiões da zona 2 e desaparecer na zona 3. O modelo de porosidade foi sobreposto ao MDT da área, a fim de melhor relacionar as variações de porosidade com as variações topográficas. (Figura 5.21).

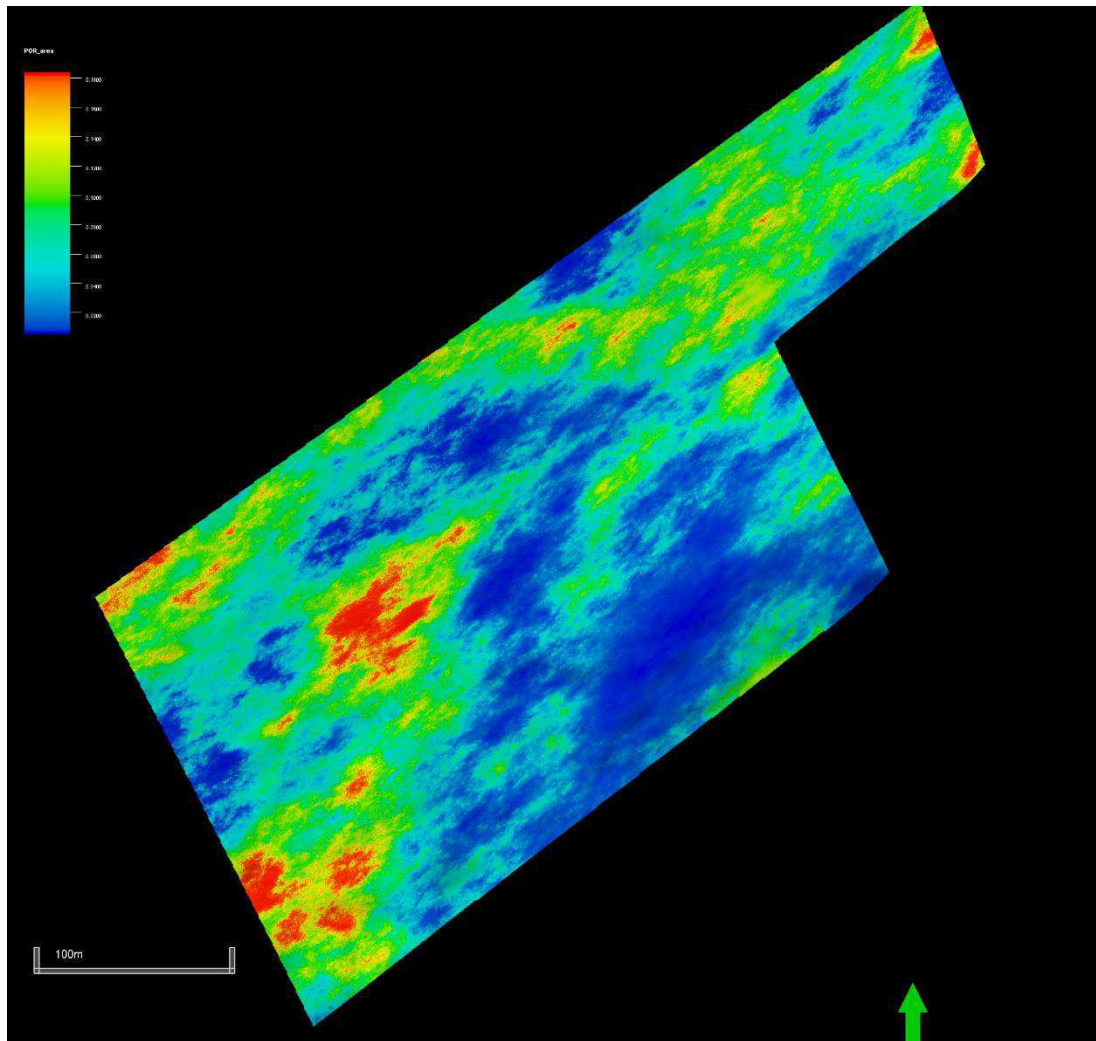


Figura 5.20: Modelo de porosidade digital.

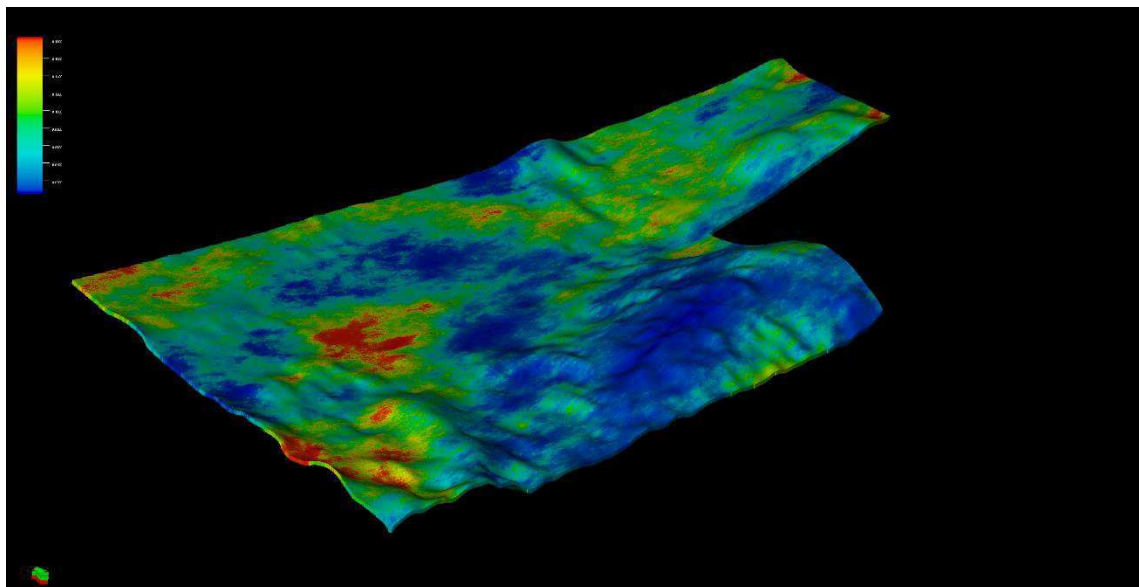


Figura 5.21: Modelo de porosidade digital sobreposto ao MDT

O modelo de permeabilidade digital (Figura 5.22) foi criado com *range* entre 0,01 mD e 518 mD de permeabilidade, representando a permeabilidade mínima (cor rosa) e a permeabilidade máxima (cor vermelha), respectivamente, com as cores amarela, azul e verde representando situações de permeabilidade intermediária.

O modelo de permeabilidade digital (Figura 5.22) também indica um forte caráter isotrópico de permeabilidade na zona 3, paralelamente à falha de borda caracterizado por valores de permeabilidade consideravelmente reduzidos na crista silicificada, com intervalo de 0,01 mD a aproximadamente 4,81 mD, que também ocorrem, não raramente, em porções da zona 2. Os valores mais altos de permeabilidade ocorrem localmente na região central da zona 2, e a NE da mesma zona, próximo ao segmento mais a NE da falha principal. Valores de permeabilidade reduzida ocorrem, em regra, na zona 1 e com distribuição razoavelmente homogênea. O modelo de permeabilidade digital foi sobreposto ao MDT da área, a fim de melhor relacionar as variações de permeabilidade com as variações topográficas. (Figura 5.23).

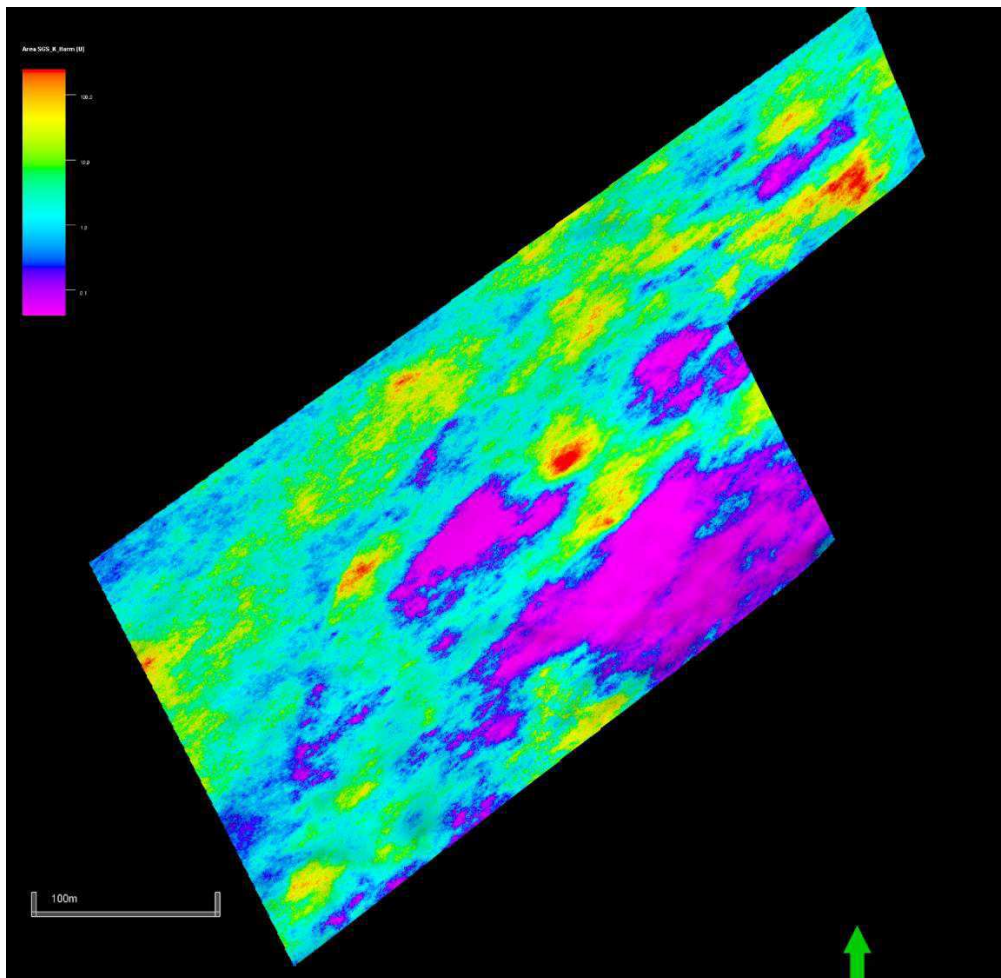


Figura 5.22: Modelo de permeabilidade digital.

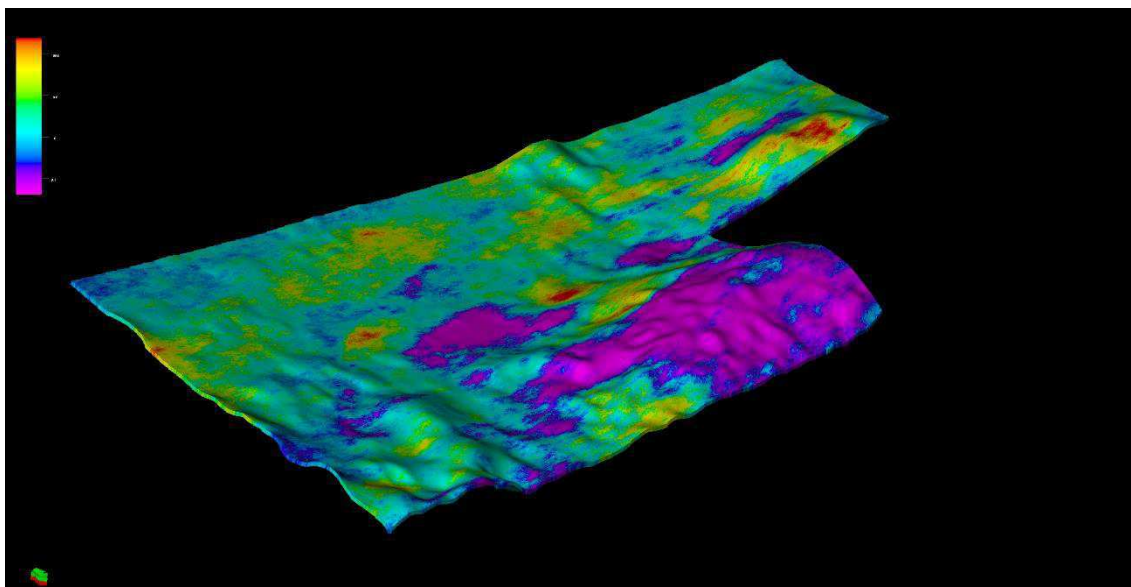


Figura 5.23: Modelo de permeabilidade digital sobreposto ao MDT.

O modelo de permeabilidade com dados de permeâmetro (Figura 5.24) apresentou variações da ordem de 6 ordens de grandeza, motivo pelo qual foram consideradas médias aritméticas de permeabilidade, representando um range de 0,03 mD a 1531 mD. Porém, o modelo, ao ser uma realização equiprovável, foi descartado, pois não representa fielmente o que é observado em campo e nos valores médios de permeabilidade obtidos.

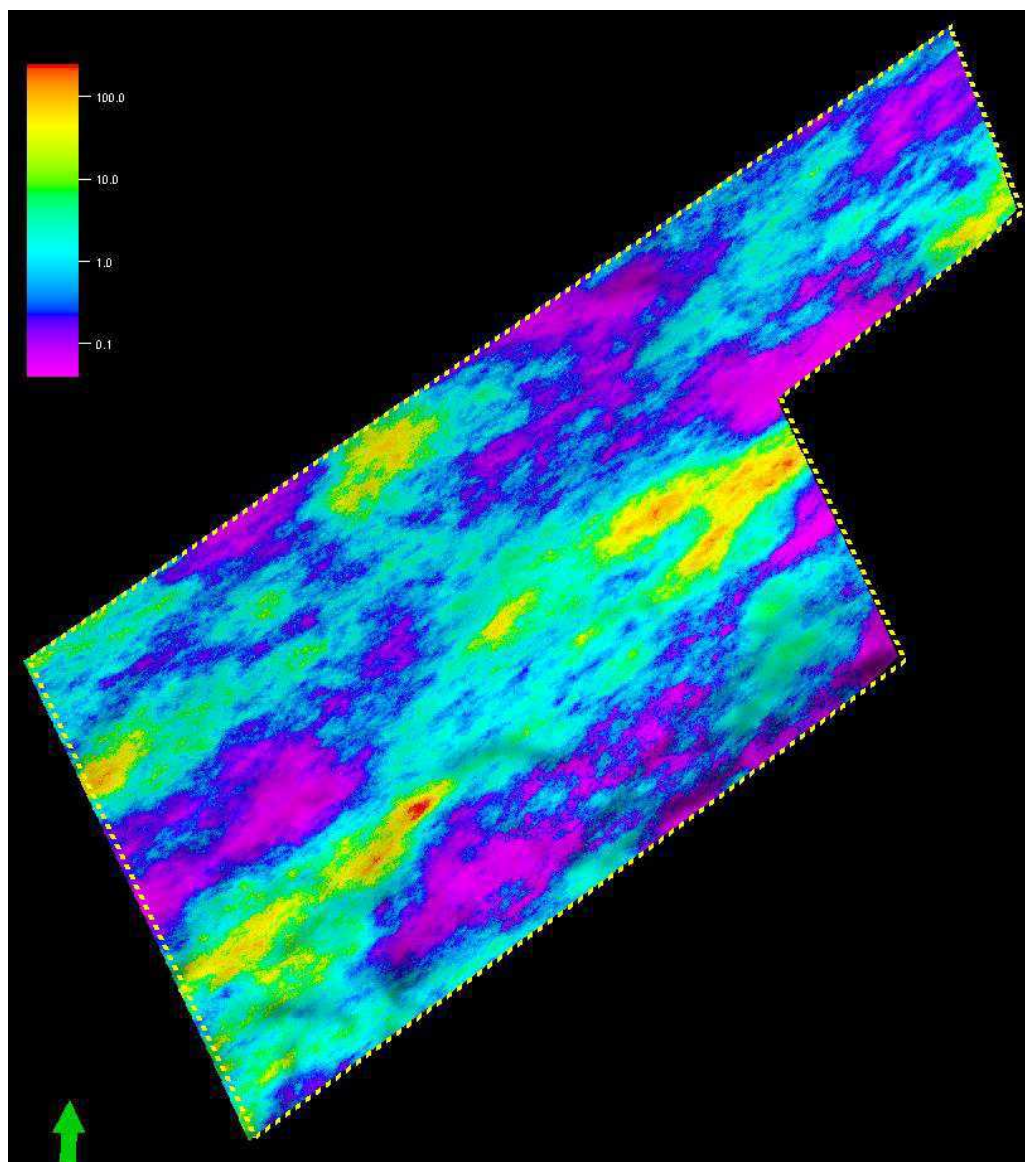


Figura 5.24: Modelo de permeabilidade insitu.

5.6. Dados de MEV/EDS e BSE

Foram analisadas 8 lâminas em MEV/EDS e BSE, obtendo-se mapeamentos composicionais e imagens em alta resolução de regiões de lâminas delgadas. As análises foram feitas na zona 1 (1 lâmina); na zona 2 (1 lâmina) e na zona 3 (4 lâminas).

Na zona 1 as análises foram feitas na região entre bandas de deformação, na intenção de identificar que tipo de argila ocorre de forma abundante na rocha em questão. A imagem BSE mostrou diferentes morfologias entre a porção argilosa e a porção clástica. O mapeamento composicional obtido pelo EDS mostrou, na porção argilosa, picos de elementos como Al e Mg, enquanto a porção granular se mostrou rica em Si e O (Figura 5.25).

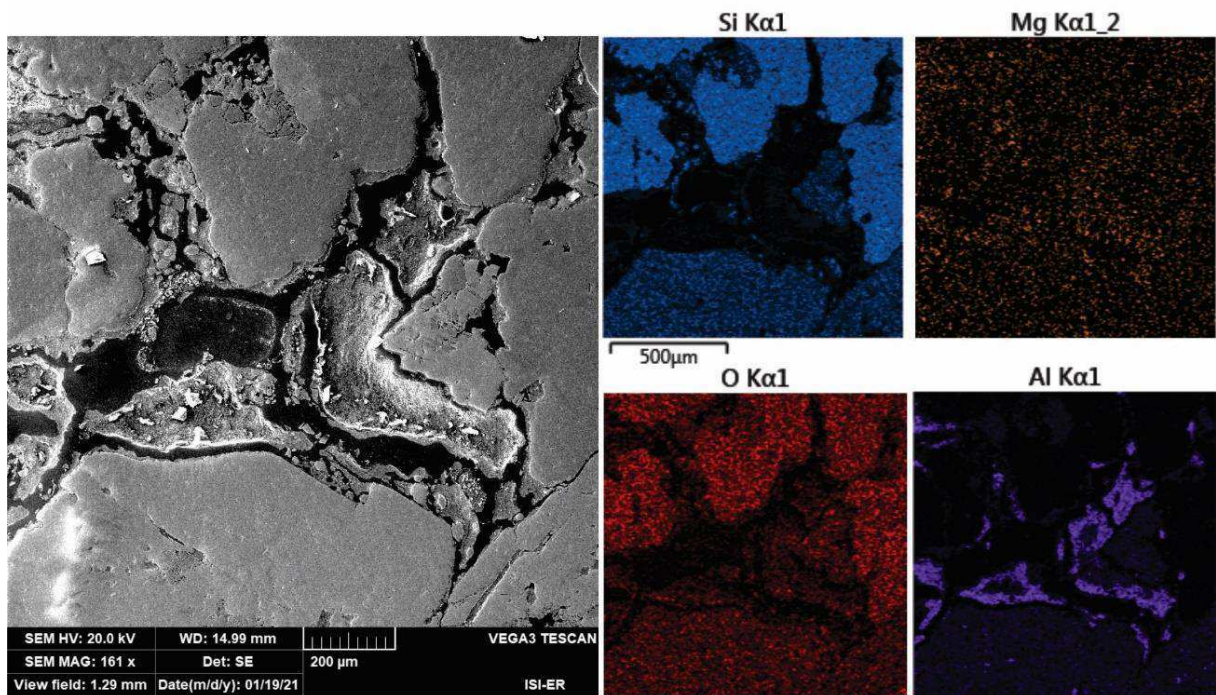


Figura 5.25: MEV/EDS e BSE de argilomineral na zona 1.

Na zona 2 as análises foram feitas na região entre bandas de deformação, na intenção de identificar o preenchimento de grãos com porosidade secundária e posterior preenchimento, a fim de identificar que material preenche a porosidade secundária neste caso. A imagem BSE mostrou diferentes tons de cinza em um grão de feldspato, enquanto que o mapeamento composicional EDS indicou que os filetes de cor cinza mais escura são ricos em Na, com o restante do grão rico em Si, Al e K (Figura 5.26).

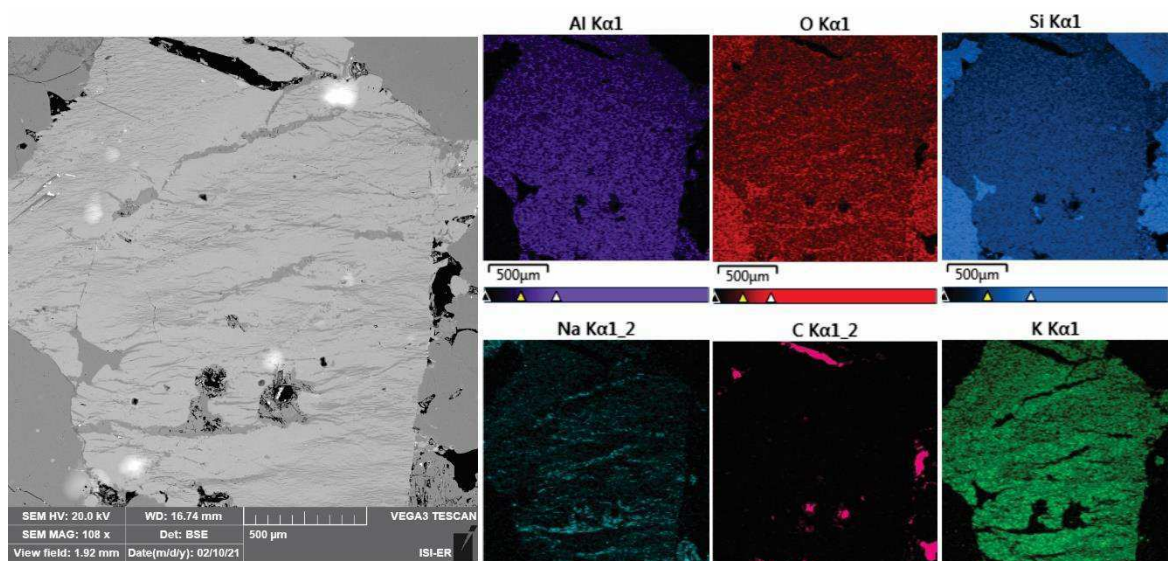


Figura 5.26: MEV/EDS e BSE em um grão de feldspato.

Na zona 3 as análises se concentraram no melhor entendimento da ocorrência de sílica nesta zona (região entre bandas). A imagem BSE mostrou grãos de feldspato, em tons de cinza mais claro, ricos em K e Al, envoltos por um agregado rico em Si, além de um poro (tons de preto) sendo preenchido por um material prismático rico em Si, que ocorre em direção ao centro do poro, a partir de suas bordas (Figura 5.27).

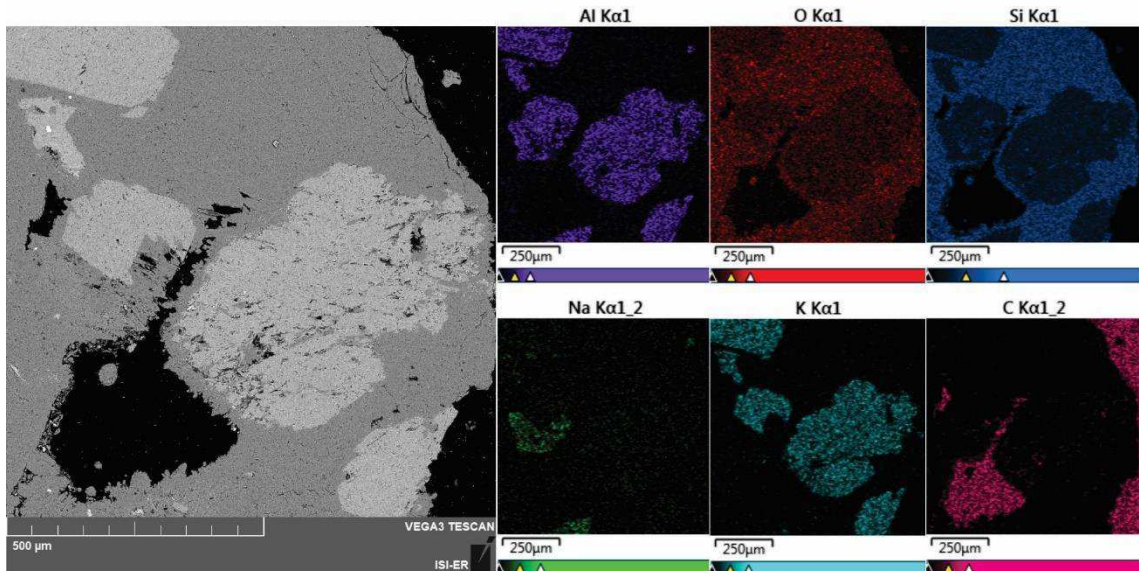


Figura 5.27: MEV/EDS e BSE mostrando grãos de feldspato envoltos por Si, e poro sendo preenchido por material prismático rico em Si.

6. DISCUSSÕES

6.1. Características estruturais

Zonas de falhas em arenitos porosos, como os arenitos da Formação Antenor Navarro da BRP, são descritos por desenvolver bandas de deformação (Faulkner et al., 2010; Choi et al., 2016; Araújo et al., 2018). Os dois elementos arquiteturais que constituem uma zona de falha, núcleo e zona de dano (Caine et al., 1996), são reconhecidos na área da Falha Portalegre estudada. Contudo, não foi possível determinar a espessura real da zona de dano e do núcleo dessa falha, por meio da realização de *scanlines*, devido à baixa continuidade de afloramentos e à densa vegetação. Nós identificamos ocorrências de cataclastos no *footwall* que interpretamos estar associados ao núcleo de falhas (Figura 5.1). Entretanto, a ocorrência dos cataclastos são segmentadas, o que sugere que podem representar diversos núcleos de mais de uma falha, e conseqüentemente, a interação entre as zonas de dano dessas falhas. Em relação a zona de dano no *hanging wall*, os arenitos afetados por bandas de deformação ocorrem até aproximadamente 200 m da falha de borda. Nós interpretamos que isso sugere uma espessura de zona de dano de no máximo 200 m. Estudos prévios na BRP descreveram que a espessura da zona de dano da Falha Portalegre é superior a 100 m, mas inferior a 200 m (Araújo et al., 2018), e que pode estar associada ao desenvolvimento de zonas de falhas complexas com o desenvolvimento de múltiplos núcleos de falha (Pontes et al., 2019) devido a segmentação da Falha Portalegre (Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021). Portanto, embora nós não tenhamos fornecidos um estudo detalhado da geometria da zona de falha, nossas interpretações estão de acordo com estudos prévios desenvolvidos nessa mesma falha.

Em adição, foram identificados dois segmentos secundários e menores da Falha Portalegre, de direção NNW-SE, unindo a falha principal em dois locais (Figura 5.1). Os segmentos secundários foram interpretados como falhas de transferência com cinemática transcorrente sinistral, sendo, portanto, contemporâneas à falha principal e relacionados à fase de abertura da BRP.

As bandas de deformação têm espessuras centimétricas, ocorrem individualizadas (*singles*), em acordo com recentes trabalhos sobre bandas de deformação em arenitos arcoseanos da BRP (e.g., Araújo et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021), tendo como

direções principais NE-SW e NW-SE (Figuras 5.1 e 5.2A). Foi observada uma diminuição da frequência das bandas de formação em direção a porções mais distantes da zona de falha, assim como nos trabalhos de Araújo et al. (2018) e Pontes et al., 2019). Não foram observadas superfícies de deslizamento (*slip surfaces*), indicando que as bandas de deformação não têm exposição o suficiente para desenvolver essas estruturas (Fossen et al., 2017).

Os cataclasitos ocorrem em bolsões alongados segundo a direção da falha principal (Figura 5.1) e, apesar de silicificados, apresentam-se em cota topográfica mais baixa que o milonito. Isso estabelece uma relação temporal entre os eventos (1) catáclase, (2) erosão e (3) silicificação do cataclasito, que teriam ocorrido nesta ordem (de 1 para 3), pois o fraturamento que originou o cataclasito permitiu um maior desgaste erosional e intempérico desta rocha, e o consequente rebaixamento topográfico, o que é evidenciado pelo perfil topográfico (Figura 5.2).

6.2. Caracterização da silicificação em meso e micro-escala

Apresenta-se, aqui, o contexto que sugere que a silicificação estaria relacionada com percolação de fluidos hidrotermais associada à zona de falha de borda (Portalegre). Este contexto é formado pela(o): (1) maior intensidade de silicificação próximo ao núcleo da falha de borda (Figuras 5.1 e 5.2); (2) formato alongado das zonas silicificadas na mesma direção da falha de borda (NE), com espessura de, aproximadamente, 150 m (perpendicular à zona de falha principal) e comprimento de, ao menos, 500 m (paralelo à zona de falha principal) (Figuras 5.1 e 5.2); (3) existência de uma estância termal a SW da área de estudo, no contato da BRP com o embasamento; (4) distribuição não-uniforme e discordante da silicificação em relação aos estratos de uma mesma unidade litológica (Formação Antenor Navarro) (Figuras 5.1 e 5.2), de acordo com classificação proposta por trabalhos prévios (e.g., Bonnemains et al., 2017; Menezes et al., 2019); (5) variedade de volume e formas do cimento precipitado de sílica ao longo de uma mesma unidade sedimentar (Formação Antenor Navarro) (Figuras 5.5, 5.7, 5.9 e 5.12).

As evidências (1) e (2) se relacionam com a maior resistência promovida pela cimentação de quartzo em arenitos porosos (e.g., Bell e Lindsay, 1999; Yilmaz e Sendir, 2002; Wang et al., 2019). Essas evidências, apesar de serem bastante significativas, não comprovam a silicificação hidrotermal associada a zonas de falha.

Contudo, todas elas corroboram os resultados obtidos por Maciel (2020) nos arenitos da Formação Antenor Navarro da BRP. Maciel (2020) concluiu que a silicificação está associada a ascensões de fluidos hidrotermais ao longo das falhas mais profundas, variando em condições de temperatura entre 89 °C e 240 °C e pressão de 30-80 MPa.

O processo de silicificação pode promover o aumento da coesão da rocha devido ao preenchimento de espaços vazios e a substituição de grãos do arcabouço (Bell e Lindsay, 1999; Ylmaz e Sendir, 2002; Wang et al., 2019). Esta coesão foi observada, em diferentes graus de magnitude, nas rochas da BRP, em acordo com Maciel (2020). Worden e Morad (2000) propuseram que o cimento de sílica pode ser originado a partir de (1) fontes internas e de (2) fontes externas (Figura 3.4). Dentro as fontes externas, pode haver associação com falhas profundas. Alguns estudos têm relacionado silicificação a hidrotermalismo em zonas de falha (e.g., Caine et al., 1996; Bonnemains et al., 2017; Menezes et al., 2019), apesar de esta relação ainda ser pouco conhecida (Menezes et al., 2019)

As bandas de deformação da zona 1 são caracterizadas por relevo bem marcado e ressaltado em relação à rocha hospedeira, devido à maior resistência geomecânica das bandas de deformação. A diminuição e a ausência de relevo das bandas de deformação na zona 2 e na zona 3, respectivamente, está associada ao processo de silicificação da região entre bandas, que parece tornar equivalente as resistências ao intemperismo da região entre bandas e a região das bandas de deformação.

As variações de (1) cor, (2) textura e coesão, e (3) composição observadas entre as 3 zonas, também são consequências do processo de silicificação, pois esse processo confere ao arenito arcoseano avermelhado, friável e poroso, características como (1) cor esbranquiçada, (2) coesão e (3) caráter mais quartzoso (Figura 5.3), conforme observado de forma mais proeminente na zona 3 e de forma transicional na zona 2.

Maciel (2020) identificou illita, esmectita e caulinita mecanicamente infiltradas (diagenéticas) em arenitos não-silicificados na Formação Antenor Navarro da BRP, enquanto que, em arenitos silicificados, não foram encontrados argilominerais. Nesta pesquisa, na zona 1, foram identificados argilominerais infiltrados mecanicamente, bordejando grãos clásticos e sob a forma de meniscos, sendo interpretados como produto de eventos diagenéticos. O mapeamento composicional EDS e a imagem

MEV/BSE desse argilomineral mostram picos de elementos como Al e Mg, caracterizando a caulinita.

Observações e experimentos hidrotermais indicam que argilominerais bordejando grãos inibem a precipitação de cimento de quartzo, preservando a porosidade de arenitos (Ajdukiewicz et al., 2010; Taylor et al., 2010; Ajdukiewicz e Larese, 2012). Considerando isso e o alto volume de sílica precipitada, a argila presente nas zonas silicificadas foi interpretada como autigênica, em consequência da percolação dos fluidos hidrotermais, que interage com os grãos de k-feldspato, produzindo dissolução e argilização intragranular, que é transportada para fora do grão em alguns casos, justificando a maior quantidade de argila intergranular na zona 2 em relação à zona 3. Porém, para que sejam melhor entendidos os processos e reações, é necessário que se conheça a composição do fluido e o tipo de argilominerais neoformados.

Worden e Morad (2000) mostraram que a sílica pode ser originada a partir de fontes internas e fontes externas. McBride (1989) aponta que é complexo entender como a difusão de sílica a partir de fontes imediatamente adjacentes poderia fornecer mais do que alguns por cento de cimento de quartzo, indicando que, em arenitos muito silicificados, a sílica foi introduzida por meio de fontes externas, como a partir da circulação de águas subterrâneas.

Os dados de MEV/EDS na zona 3 (Figura 5.27), mostram grãos de k-feldspato envoltos por uma grande (pseudo)matriz predominantemente silicosa e maciça, além de poros preenchidos pelo mesmo material, sob a forma de crescimentos prismáticos e perpendiculares à superfície do poro. Na zona 2, a análise ao microscópio indicou k-feldspato com clivagens preenchidas por material cimentante silicoso. Porém, o EDS indicou que se tratava de filetes ricos em Na, caracterizando um grão pertítico.

Na zona 3, o espaço poroso é preenchido, predominantemente, pela precipitação do cimento silicoso e, de forma mais reduzida, por óxido de ferro. O alto volume de cimento precipitado sugere uma fonte externa do cimento de sílica. A zona 2 representa uma situação intermediária no que diz respeito ao preenchimento de poros. Percebe-se que o volume e a variedade do tipo de cimento precipitado são maiores na região de silicificação mais intensa, sugerindo a necessidade de uma fonte externa, dada a magnitude da silicificação.

O empacotamento aumenta da zona 1 para a zona 3, na medida em que a porosidade é progressivamente reduzida (Figura 5.10), o que é evidenciado pela

maior quantidade de grãos que estão em contato, e pela menor quantidade de grãos dispersos na matriz. O empacotamento, neste caso, assume caráter mais apertado pelo preenchimento da porosidade pelo cimento silicoso, não estando relacionado à compactação deposicional dos sedimentos e ao soterramento.

Nas bandas de deformação protocataclásticas, há grãos sobreviventes - grãos com diâmetro de 10–20 μm visíveis na matriz (Nogueira et al., 2021) - e bem desenvolvidos de quartzo e de feldspato, indicando o baixo grau de deformação; na zona 2, os grãos sobreviventes tem quantidade e diâmetro reduzidos, especialmente os grãos sobreviventes de feldspatos, enquanto que, na zona 3, os grãos sobreviventes são, predominantemente, de quartzo; grãos sobreviventes representam, corroborando Nogueira et al. (2021), grãos de quartzo que resistem mais ao processo de catáclase em matrizes ultracataclásticas, quando comparados com grãos de quartzo em matrizes cataclásticas, enquanto que grãos de feldspato sobrevivem menos.

Em relação à composição mineralógica, é possível observar que as principais alterações, comparando as zonas entre si, é a porcentagem de grãos de quartzo e de grãos de feldspatos: há um aumento progressivo na porcentagem de quartzo e uma diminuição progressiva na porcentagem de feldspato a partir da zona 1 em direção à zona 3. Esse fato é explicado pela grande precipitação de sílica na zona 3, pela precipitação intermediária de sílica na zona 2 e pela precipitação muito incipiente, de origem diagenética, na zona 1, além de processos como dissolução de feldspato, gerando, por vezes, porosidade móldica (dissolução completa de grãos de feldspato).

A intensidade de catáclase das bandas de deformação é um fator relevante na redução de porosidade das bandas de deformação em relação à rocha encaixante (Fossen et al., 2007, 2017; 2015; Pizzati et al., 2020), relacionada a quebra, redução do diâmetro e volume de poros (Nogueira et al., 2021). Porém, esta afirmativa pode apresentar inconsistências, devido à possibilidade de geração de porosidade secundária, atribuída a um baixo grau de coesão da rocha hospedeira (Nogueira et al., 2021).

A porosidade das bandas de deformação das 3 zonas (Figura 5.15) é menor em relação às regiões entre bandas, devido às diferentes quantidades de matriz cataclástica nas bandas de deformação da zona 1 (protocataclástica – 0,72%), da zona 2 (cataclástica – 0,86%) e da zona 3 (ultracataclástica – 0,23%). Observa-se que a zona 2 (bandas cataclásticas) apresenta os maiores valores de porosidade média,

em relação às zonas 1 e 3 (protocataclásticas e ultracataclásticas), respectivamente. Esta situação é atribuída a: (1) presença de grãos grossos e grânulos na matriz cataclástica da zona 1, indicando que a intensidade de cataclase não foi tão efetiva na cominuição de grãos mais grossos, que tomam boa parte da lâmina; (2) maior quantidade de porosidade secundária na matriz cataclástica da zona 2.

Os valores médios de diâmetro de poros nas bandas de deformação mostram uma relação direta e contínua entre diâmetro médio de poros e intensidade de cataclase, com valores de 14,75 μm , 5,78 μm e 6,93 μm de diâmetro médio de poros nas bandas protocataclásticas, cataclásticas e ultracataclásticas, respectivamente (Figura 5.17); esta relação linear e direta de redução progressiva de diâmetro de poros de acordo com a intensidade de cataclase, corrobora os dados obtidos por Nogueira et al. (2021).

Nas regiões entre bandas, a zona 2 também exhibe os maiores valores médios de porosidade (7,20%), relacionado à formação de porosidade secundária, promovido pela dissolução de grãos de feldspato, enquanto que a zona 3 apresenta os menores valores médios (2,33%), devido ao preenchimento do espaço poroso pela intensa silicificação, e a zona 1 representa a situação intermediária (6,40%), relacionado à granulometria mais grossa e ao preenchimento de poros por argilominerais.

Na zona 2, com a diminuição do volume de escoamento do fluido, os feldspatos dissolvidos são menos preenchidos por material argiloso, fazendo com que a região intermediária de silicificação tenha maiores valores médios de porosidade. Porém, a zona 3 (intensa silicificação) apresenta os maiores valores de diâmetro médio de poros (151,95 μm) na região entre bandas, mostrando uma relação inconsistente entre diâmetro de poros e porosidade e um aumento de 1 ordem de magnitude no diâmetro de poros em relação à região entre bandas da zona 1 (não silicificada).

Alguns trabalhos descreveram reduções de permeabilidade de 2 (Xi et al., 2015) a 5 ordens de magnitude (Molenaar et al., 2004), relacionadas a processos de cimentação de quartzo. Nesta pesquisa, a silicificação pode reduzir os valores médios de permeabilidade 2-D em até 3 ordens de magnitude nas regiões entre bandas, relacionados, portanto, ao intenso processo de silicificação.

Alguns estudos descrevem uma redução da permeabilidade 2-D da rocha hospedeira de até seis ordens de magnitude (e.g., Antonellini e Aydin, 1994; Antonellini et al., 1999; Fisher e Knipe, 2001; Shipton et al., 2002). Porém, nenhum deles relacionados a processos de silicificação; ainda há poucos trabalhos de caráter

petrofísico em zonas de dano silicificadas e deformadas. Esta pesquisa mostra, nas bandas de deformação, reduções de até 3 ordens de grandeza em valores médios de permeabilidade, em relação às respectivas regiões entre bandas: de 1156,2 mD para 103,79 mD, na zona 1 (bandas de deformação protocataclásticas); de 212,12 mD para 0,43 mD na zona 2 (bandas de deformação cataclásticas); e de 9,60 mD para 0,03 mD, na zona 3 (bandas de deformação ultracataclásticas).

Nogueira et al (2021) obtiveram, na Formação Antenor Navarro da BRP, valores médios de permeabilidade 2-D de 30,55 mD em bandas de deformação cataclásticas e 10,71 mD em bandas de deformação ultracataclásticas. Isso indica que, em arenitos silicificados e deformados, as bandas de deformação cataclásticas podem ter valores médios de permeabilidade 2-D reduzidos em 2 ordens de grandeza (0,43 mD), enquanto que bandas de deformação ultracataclásticas, a redução pode ser de 3 ordens de magnitude (0,03 mD).

Essas comparações indicam que o processo de silicificação esteve presente, também, nas bandas de deformação nas zonas silicificadas, mostrando que as bandas de deformação não foram efetivas no impedimento do escoamento do fluido hidrotermal, mas tiveram papel fundamental na compartimentação da silicificação, juntamente com o processo de precipitação de sílica: à medida em que o fluido escoou, a partir da zona de falha, ele foi sendo barrado pelas bandas de deformação paralelas à zona de falha principal NE, concomitantemente à precipitação de sílica, na região entre bandas de deformação e no interior das bandas, diminuindo a disponibilidade de espaço poroso para o escoamento do fluido e para a consequente precipitação de sílica.

Em relação à permeabilidade *insitu* (Figura 5.18), as regiões entre bandas de deformação tiveram reduções de até 2 ordens de magnitude nos valores médios de permeabilidade *insitu*, comparando-se a zona 1 (82,58 mD) com a zona 2 (3,02 mD) e com a zona 3 (0,30 mD), devido ao processo intermediário e ao processo intenso de silicificação. Os valores de permeabilidade *insitu* das bandas de deformação não apresentaram variações significativas em relação à região entre bandas nas duas zonas silicificadas (variações ≤ 1 mD), indicando que a silicificação torna as permeabilidades das bandas e da região entre bandas praticamente equivalentes, devido à precipitação de cimento de sílica na região entre bandas e no interior das bandas, independentemente da quantidade de matriz cataclástica.

6.3. Impactos dos arenitos silicificados e deformados nas propriedades geomecânicas

Arenitos porosos afetados por bandas de deformação apresentam incremento nos valores de UCS associados a redução de porosidade (Torabi e Alikarami, 2012; Alikarami et al., 2013; Torabi et al., 2018; Del Sole, et al., 2020) O mesmo incremento em valores de UCS é observado em arenitos afetados por processos de silicificação (e.g., Bell e Lindsey, 1999). Neste caso, estão relacionados a precipitação do cimento nos contatos de grãos, que inibe a rotação e o deslizamento das partículas, de maneira a aumentar a coesão das rochas (Wang et al., 2020). Tal aumento foi verificado por alguns autores, como Bell e Lindsey (1999), que descreveram um aumento em valores de UCS em até 1 ordem de magnitude em arenitos, e Wang et al. (2020), que identificaram que o cimento de quartzo pode trazer um aumento de até 2 ordens de magnitude nos valores de UCS em arenitos muito cimentados.

No presente estudo, a zona 2 mostrou um incremento de 23% nos valores médios de UCS do arenito silicificado e deformado em relação ao arenito silicificado entre bandas; esse incremento é menor do que os obtidos por Pontes et al. (2019) nos arenitos arcoseanos da Formação Antenor Navarro, considerando o protólito e arenitos deformados e não-silicificados (aumento de 40% nos valores de UCS). Isso ocorre, pois a silicificação intermediária termina por tornar os valores de UCS das bandas e das regiões entre bandas mais próximos, o que resulta no menor ressalto de relevo da zona 2 em comparação com zona 1.

A zona 3 mostrou um incremento de 31% nos valores médios de UCS do arenito silicificado entre bandas, em relação à região de bandas de deformação. Esses dados indicam que a silicificação intensa confere à região entre bandas uma maior resistência geomecânica do que a região deformada, fazendo com que não haja ressalto de relevo nas bandas de deformação da zona 3. Essa relação vai de encontro a resultados de alguns autores (e.g., Torabi et al., 2014; Pontes et al., 2019) que mostraram que a região entre bandas apresenta menores valores de UCS do que a região deformada; a inversão dessa relação ocorre, neste caso, devido ao processo de silicificação.

Considerando-se, apenas, as regiões entre bandas, há um incremento de 65% nos valores médios de UCS da zona 3 em relação aos da zona 2, indicando que a intensidade de silicificação produz um aumento na resistência geomecânica em

arenitos porosos. Essa relação justifica a diferença topográfica entre as zonas 3 e 2, com a crista silicificada da zona 3 quase 15 m mais elevada topograficamente.

As bandas de deformação das duas zonas apresentaram valores muito próximos de UCS, indicando que, apenas a intensidade da catáclase (bandas clásticas da zona 2 vs bandas ultracataclásticas da zona 3) não trouxe diferenças consideráveis na resistência geomecânicas da rocha.

Pontes et al. (2019) mostraram valores médios de UCS de 10 MPa no protólito não deformado e não silicificado da Formação Antenor Navarro. A zona 3 apresentou valores médios de UCS de 168,33 MPa, o que significa que arenitos porosos e não-deformados, quando afetados por processos de silicificação intensa, podem apresentar incrementos de até 1 ordem de magnitude nos valores de UCS.

6.4. Implicações em reservatórios silicificados e deformados

A avaliação econômica de uma acumulação de óleo requer o conhecimento da distribuição de porosidade e de permeabilidade em rochas sedimentares (Worden e Morad, 2000). Processos como silicificação hidrotermal e o desenvolvimento de bandas de deformação em arenitos porosos são alguns dos processos que podem promover grandes transformações nas propriedades petrofísicas e geomecânicas de arenitos (Pontes et al., 2019). A redução de permeabilidade em bandas de deformação é, classicamente, atribuída ao grau de catáclase (Torabi, 2014). A redução dessas propriedades relacionada a processos de silicificação é atribuída à substituição da matriz e ao preenchimento de poros vazios por cimento de sílica (Menezes et al., 2019). Em relação à silicificação, Crandell et al. (2012) presumiram que, mesmo que a precipitação ocorra como um revestimento uniforme nas superfícies dos grãos, isso não garante um efeito uniforme nos caminhos de escoamento e permeabilidade, pois algumas conexões entre poros são fechadas, enquanto outras são, apenas, reduzidas em tamanho.

Enquanto a porosidade é uma medida do espaço dos poros em relação ao volume total em uma formação rochosa, a permeabilidade é a capacidade de um material poroso permitir que um gás ou um líquido passe através dele (Ma, 2019). Portanto, com base nisso, é importante observar que dados adquiridos em 3-D são mais representativos e realísticos, em comparação a dados obtidos 2-D, pois refletem melhor a conectividade real dos poros, contanto que o modelo gerado apresente distribuição e densidade de dados satisfatória.

Nesta pesquisa, são gerados modelos de porosidade com medições em lâminas (Figura 5.20), permeabilidade com medições em lâminas (Figura 5.22) e permeabilidade medida *insitu* com minipermeâmetro (Figura 5.24), considerando modificações pelos dois eventos aqui citados. Porém, devido à distribuição mais precária de dados na zona de silicificação intermediária, o modelo de permeabilidade 3-D foi considerado não-representativo, em relação ao modelo de permeabilidade 2-D. Apesar disso, pode-se observar que ocorreram reduções de porosidade e de permeabilidade, de forma efetiva, nos dois tipos de dados adquiridos.

O modelo de porosidade permite observar que o processo de silicificação produziu efeitos significativos neste parâmetro. A zona de maior redução de porosidade está relacionada à região mais silicificada da área, na crista de arenito silicificado que tem relevo proeminente, devido à resistência ao intemperismo conferida pela silicificação. A zona intermediária de silicificação abriga regiões de baixa porosidade e regiões de porosidade mais elevadas, pois o processo de silicificação também produziu poros secundários e móldicos que, por vezes, não chegaram a ser preenchidos por argila ou por sílica.

O modelo de permeabilidade indica que o processo de silicificação foi mais efetivo na redução de permeabilidade, em comparação com o modelo de porosidade, o que é corroborado pelos dados de redução das duas grandezas expostos anteriormente. Apesar da geração de porosidade móldica, esses poros ocorrem de forma isolada, não apresentando conectividade entre si.

Os valores de porosidade e de permeabilidade das bandas de deformação, nos dois modelos, foram descartados, por ocorrerem de forma mais localizada do que a silicificação, a qual tem ampla distribuição subsuperficial. Porém, a interpretação dos modelos sugere que as bandas de deformação terminam por compartimentar e dividir a área afetada pela silicificação, tendo funcionado (as bandas de deformação) como barreira ao escoamento do fluido, permitindo seu escoamento, mas reduzindo seu alcance. Com base nisso e nos valores de porosidade e permeabilidade das bandas de deformação, em comparação com outros trabalhos já citados, conclui-se que há evidências de que houve precipitação de sílica, também, no interior das bandas de deformação, pois, nas zonas de silicificação mais intensa, houve uma equiparação dos valores de permeabilidade.

Por fim, comparando-se os modelos de porosidade e permeabilidade, percebe-se a semelhança entre eles, indicando que a silicificação produziu efeitos semelhantes nos dois parâmetros.

7. CONCLUSÕES

Foram apresentadas evidências que sugerem que o processo de silicificação que afetou arenitos arcoseanos da Formação Antenor Navarro da BRP, em uma zona de falha de borda na Sub-bacia Brejo das Freiras, está relacionado a hidrotermalismo em zona de falha. Essas evidências passam por características topográficas, estratigráficas, geomecânicas, petrofísicas, petrográficas e hidrotermalismo atual.

As bandas de deformação, juntamente com a gradativa redução do espaço poroso promovido pela silicificação, parecem exercer papel na compartimentação da silicificação, subdividindo a região silicificada em zonas de intensidade de silicificação.

A espessura de sedimentos afetada pela silicificação é de, aproximadamente, 150 m (perpendicular à zona de falha principal) e comprimento de, ao menos, 500 m (paralelo à zona de falha principal).

A silicificação pode reduzir a porosidade da região entre bandas de um arenito não silicificado em até 64%, enquanto que as bandas de deformação podem reduzir a porosidade, em relação à região entre bandas, em até 1 ordem de magnitude. Em relação à permeabilidade estudada em lâminas, a silicificação pode reduzir a permeabilidade da região entre bandas de um arenito deformado em até 3 ordens de magnitude. A mesma redução é observada em bandas de deformação de arenitos silicificados.

A silicificação pode reduzir os valores médios de permeabilidade medida com minipermeâmetro em até 3 ordens de magnitude nas regiões entre bandas, e nas bandas de deformação em comparação com a região entre bandas. A permeabilidade medida com minipermeâmetro indica que as regiões entre bandas de deformação tiveram reduções de até 2 ordens de magnitude nos valores médios de permeabilidade medida com minipermeâmetro. Bandas de deformação e região entre bandas podem apresentar valores equivalentes de permeabilidade medida com minipermeâmetro, sugerindo a precipitação de cimento de sílica no interior das bandas de deformação.

O processo de silicificação confere a arenitos originalmente porosos uma maior resistência geomecânica, refletida em valores de UCS. Essa relação é refletida em variações topográficas e erosão diferencial. Bandas de deformação em arenitos de silicificação intermediária podem apresentar aumentos de 23% nos valores de UCS, em relação à região entre bandas. Em arenitos deformados e silicificados

intensamente, a relação se inverte: a região entre bandas apresenta valores de UCS 31% maiores do que a deformada. A região entre bandas de deformação de regiões intensamente silicificadas pode apresentar valores de UCS 65% maiores do que a região entre bandas de arenitos com silicificação intermediária.

A silicificação hidrotermal pode promover a autigênese de argila, a partir da interação com grãos de feldspato. Os argilominerais neo-formados podem ocorrer de forma intragrãos ou podem ser transportados para regiões adjacentes, diferentemente das argilas diagenéticas, que ocorre, predominantemente, de forma intergranular, ocupando parte do espaço poroso.

O processo de silicificação hidrotermal impacta mais as propriedades petrofísicas de arenitos porosos do que feições como bandas de deformação, devido ao ser caráter de maior alcance e distribuição em subsuperfície.

Referências

Ahmad, T., 2001. Reservoir Engineering Handbook. 2. ed., Butterworth-Heinemann, 1211 p.

Ajdukiewicz, J.M., Lander, R.H., 2010. Sandstone reservoir quality prediction: the state of the art. AAPG Bull. 94 (8), 1083–1091.

Ajdukiewicz, J.M., Larese, R.E., 2012. How clay grain coats inhibit quartz cement and preserve porosity in deeply buried sandstones: Observations and experiments. AAPG Bulletin, 96, 2091–2119, <https://doi.org/10.1306/02211211075>.

Ajdukiewicz, J.M., Nicholson, P.H., Esch, W.L., 2010. Prediction of deep reservoir quality using early diagenetic process models in the Jurassic Norphlet Formation, Gulf of Mexico. AAPG Bulletin, 94, 1189–1227, <https://doi.org/10.1306/04211009152>.

Alabert, F.G., Aquitaine, E., Modot, V., 1992. Stochastic models of reservoir heterogeneity: Impact on connectivity and average permeabilities. In: ANNUAL TECHNICAL CONFERENCE AND EXHIBITION OF THE SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS, 67., Washington. Anais. Washington: SPE, 1992. p. 355 - 370.

Alexander, J., 1993. A discussion on the use of analogues for reservoir geology. in M Ashton (ed.), Advances in Reservoir Geology. Geological Society of London, Special Publication No. 69, pp. 175-194.

Alikarami, R., Torabi, A., Kolyukhin, D., Skurtveit, E., 2013. Geostatistical relationships between mechanical and petrophysical properties of deformed sandstone. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 63, 27-38.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, 17(1/2):1-29.

Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R., 2000. The origin and evolution of the South American platform. Earth Science Review, v. 50, p. 77-111.

Antonellini, M. A., Aydin, A., Pollard, D. D., 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. Journal of Structural Geology, v. 16, p. 941-959.

Antonellini, M, Aydin, A, Orr, L, 1999. Outcrop-aided Characterization of a Faulted Hydrocarbon Reservoir: Arroyo Grande Oil Field, California, USA. 113. AGU Geophysical Monograph Series, Washington DC, pp. 7–26.

Araújo Netto, J.M., 2011. Caracterização multi-escalar de bandas de deformação nas tectonossequências paleozóica, pré- e sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Araujo, R.E.B., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Carvalho, B.R.B.M., Souza, J.A.B., Sanglard, J.C.D., De Castro, D.L., Melo, A.C.C., 2018. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonophysics* 745, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.011>.

ASTM, 2001. ASTM. Standard test method for determination of rock hardness by rebound hammer method. West Conshohocken: ASTM International.

Aydin, A, Schultz R., 1990. Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns. *Journal of Structural Geology*, 12, 123–9.

Aydin, A., 2009. ISRM suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: revised version. *Int J Rock Mech Min Sci* 46:627–634.

Aydin, A., 1978. A. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p. 913-930, 1978.

Aydin, A.; Basu, A., 2005. The Schmidt hammer in rock material characterization. Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Hong Kong, China. *Engineering Geology*.

Aydin, A., Johnson, A. M., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, v. 5, n. 1, p. 19–31, 1983.

Aydin, A., Johnson, A. M., 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, v. 116, n. 4–5, p. 931–942, 1978. 84.

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.

Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2015. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *J. Struct. Geol.* 76, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.013>.

Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.P., Benedicto, A., Cavailles, T., Raynaud, S., 2012. The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone Provence, France. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 96, 2167–2186. <https://doi.org/10.1306/04051211097>.

Balsamo, F., Storti, F., 2010. Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Croton basin, southern Apennines, Italy. *Mar. Petrol. Geol.* 27, 822–837.

Bastesen, E., Braathen, A., 2010. Extensional faults in fine grained carbonates - analysis of fault core lithology and thickness - displacement relationships. *Journal of Structural Geology* 32, 1609-1628.

Bastesen, E., Braathen, A., Nøttveit, H., Gabrielsen, R.H., Skar, T., 2009. Extensional fault cores in micritic carbonates, a case study from Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology* 31, 403-420.

Bell, F.G., 1978. The physical and mechanical properties of the quartz content. Other relationships, which were Fell Sandstones, Northumberland, England. Engineering probably significant, were between the mean grain *Geology* 12, 1–29.

Bell, F.G., Lindsay, P., 1999. The petrographic and geomechanical properties of some sandstones from the Newspaper Member of the Natal Group near Durban, South Africa *Engineering Geology*, 53 (1), pp. 57-81, 10.1016/S0013-7952(98)00081-7.

Berg, S.S., Skar, T., 2005. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 27, 1803–1822.

Bevan, T.G., 1985. Tectonic evolution of the isle of Wight: a Cenozoic history based on mesofractures *Proc. Geol. Assoc.* 96, 227-235.

Bezerra, F.H.R., Brito Neves, B.B., Correa, A.C.B., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 2008. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin — the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology* 97, 555–582 (Amsterdam).

Bjorlykke, K., Egeberg, P.K., 1993. Quartz Cementation in Sedimentary Basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. <https://doi.org/10.1306/BDF8EE8-1718-11D7-8645000102C1865D>.

Blair, S., Berge, A.P., Berryman, J.G., 1996. Using two-point correlation functions to characterize microgeometry and estimate permeabilities of sandstones and porous glass. *Journal of Geophysical Research*, v.101, p. 20359-20375.

Boggs Jr, 2009. *S. Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge, 2 ed., 2009.

Bonnemais, D., Escartín, J., Mével, C., Andreani, M., Verlaquet, A., 2017. Pervasive silicification and hanging wall overplating along the 13°20'N oceanic

detachment fault (Mid-Atlantic Ridge). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 18, 2028–2053. <https://doi.org/10.1002/2017GC006846>.

Braun, O. P.G., 1969. *Geologia da Bacia do Rio do Peixe-Nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro: PROSPEC-DNPM. 23p.

Bruhn, R.L., Parry, W.T., Yonkee, W.A., Thompson, T., 1994. Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. *Pure and Applied Geophysics* 142, 609-644.

Caine, J.S.; Evans, J.P.; Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025–1028.

Cannon 2018 *Reservoir Modeling: A Practical guide*. Wiley, Amsterdam.

Carvalho, I. S.; Melo, J. H. G., 2012 *Bacias interiores do Nordeste*. São Paulo: Beca, cap.6 (21b). 800 p. (Geologia do Brasil).

Cavalcante, J. C., 1999. *Limites e evolução geodinâmica do sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 183 p.

Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J., Watterson, J., 1996. Growth of vertically segmented normal faults. *Journal of Structural Geology* 18, 1389-1397.

Choi, J.H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: a review and a new methodological approach. *Earth Sci. Rev.* 152, 70-87.

Córdoba, V.C., Antunes, A.F., Jardim De Sá, E.F., Da Silva, A.N., Do Carmo Sousa, D., Pessoa Lira Lins, F.A., 2007. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil: integração a partir do levantamento sísmico pioneiro 0295-RIO-DO-PEIXE-2D. *Bol. Geociencias da Petrobras* 16, 53–68.

Costa, W. D., 1964 – Nota Preliminar da Geologia da Bacia do Rio do Peixe. *Bol.Geol.*,4 47-50.

Crandell, L.E., Peters, C.A., Um, W., Jones, K.W., Lindquist, W.B., 2012. Changes in the pore network structure of Hanford sediment after reaction with caustic tank wastes *J. Contam. Hydrol.*, 131 (1–4) (2012), pp. 89-99.

Crawford, B.R, 1998. Experimental fault sealing: shear band permeability dependency on cataclastic fault gouge characteristics. In: Coward, M.P., Johnson, H. & Daltaban, T.S. (eds) *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society, London, Special Publications, 127, 83–97.

Davis, G.H., 1999. Structural geology of the Colorado plateau region of southern Utah. In: Editor, A. (Ed.), Book Title. Geological Society of America, pp. 1–157. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2342-6.1>. Special 45 Papers 342.

de Castro, D. L., De Oliveira, D. C., Castelo Branco, R. M. G., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe Rift Basin, NE Brazil: Lessons from gravity, magnetics, and radiometric data. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 24, n. 2–4, p. 184–202.

de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar, northeastern Brazil and its links with West Africa based on Gravity and Magnetic Data. *Journal of Geodynamics* 54, 29–42. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.09.002>.

De Martin, B. J., R. A. Sohn, J. P. Canales, S. E. Humphris, 2007. Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 35, 711–714.

de Souza, D.H.S., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Torabi, A., Souza, J.A.B., Nicchio, M.A., Pérez, Y.A.R., Balsamo, F., 2021. Growth of cataclastic bands into a fault zone: A multiscale process by microcrack coalescence in sandstones of Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 146, 104315. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104315>.

Deere D., Miller R. (1966): "Engineering classification and index properties for intact rock" Tech. Report No AFWL - TR-65-116, Air Force Weapons Lab., Kirtland Air Base, New Mexico.

Del Sole, L., Antonellini, M., 2019. Microstructural, petrophysical, and mechanical properties of compactive shear bands associated to calcite cement concretions in arkose sandstone. *J. Struct. Geol.* 126, 51–68. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.05.007>.

Del Sole, L., Antonellini, M., Calafato, A, 2020. Characterization of sub-seismic resolution structural diagenetic heterogeneities in porous sandstones: Combining ground-penetrating radar profiles with geomechanical and petrophysical in situ measurements (Northern Apennines, Italy), *Mar. Pet. Geol.*, 117, 104375, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104375>.

Deutsch, C. V., Journel, A. G., 1998. *Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press 2, 1–352.

Dickey, P.A., 1966. Patterns of chemical composition in deep subsurface brines. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 50, 2472-2478.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. In: Zuffa G.G. (eds) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 148. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15.

Dobereiner L, De Freitas, M.H, 1986. Geotechnical properties of weak sandstones. *Géotechnique* 36:79–94.

Dockrill, B., Shipton, Z.K., 2010. Structural controls on leakage from a natural CO₂ geologic storage site: central Utah. U.S.A. *Journal of Structural Geology* 32, 1768–1782. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.01.007>.

Du Bernard, X., Labaume, P., Darcel, C., Davy, P. & Bour, O. 2002. Cataclastic slip band distribution in normal fault damage zones, Nubian sandstones, Suez rift. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2141.

Dunn, D.E., LaFountain, L.J. & Jackson, R.E., 1973. Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones. *Journal of Geophysical Research*, 78, 2403–2417.

Dutton S. P.; Land L. S., 1988. Cementation and burial history of low-permeability quartzite, Lower Cretaceous Travis Peak Formation, east Texas. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 100, 1271- 1282. *Engineering Geology*, 53 (1) (1999), pp. 57-81, [10.1016/S0013-7952\(98\)00081-7](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(98)00081-7).

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C. A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *J. Struct. Geol.* 32, 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>.

Fiori, A. P.; Wanderesen, R., 2014. *Tensões e Deformações em Geologia 1ª Ed.* Rev. São Paulo: Oficina de Textos.

Fisher, Q.J., Knipe, R.J., 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf: *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 1063–1081.

Fjaer, E.; Holt, R.M.; Horsrud, P., 1992. *Petroleum Related Rock Mechanics*, first edition. Elsevier.

Fjaer, E.; Holt, R.M.; Horsrud, P., Raaen, A.M., Risnes, R., 2008. Chapter 12 *Reservoir geomechanics*.

Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphills Publishing Company, Austin Texas, 170p.

Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, 184 p.

Fontes, C. Q., 2007. Nona Rodada de Licitações Bacia do Rio do Peixe, Brasil Round 9. Agência Nacional de Petróleo. Superintendência de Definição de Blocos.

Fossen, H., Hesthammer, J. 1998. Deformation bands and their significance in porous sandstone reservoirs. *First Break*, 16, 21–25.

Fossen, H., 2010. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology* 27, 215e222.

Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *J. Geol. Soc. Londn.* 164, 1–15. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-036>.

Fossen, H., Soliva, R., Ballas, G., Trzaskos, B., Cavalcante, C., Schultz, R.A., 2017. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. In: Ashton, M., Dee, S.J., Wennberg, O.P. (Eds.), *Subseismic-Scale Reservoir Deformation*, vol. 459. Geological Society London, Special Publications, pp. 9–33. <https://doi.org/10.1144/SP459.4>.

Fossen, H., Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *AAPG Bulletin*, v. 91, n. 12, p. 1685–1700.

Françolin, J. B. L., Cobbold, P. R., Szatmari, P., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, v.16, n. 5, p. 647-661

Françolin, J.B.L., Szatmari, P., 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 17, n. 2, p. 196-207, 1.

Friedman, M., Logan, J.M., 1973. Lüders' bands in experimentally deformed sandstone and limestone. *Geological Society of America Bulletin* 84, 1465e1476.

Garboczi, E. J., Bentz, D. P., Martys, N. S., 1999. Digital images and computer modelling. *Experimental methods in the physical sciences*, in *Methods in the Physics of Porous Media*, vol. 35, chap. 1, pp. 1– 41, Elsevier, New York.

Garzanti, E., Andò, S., 2019. Heavy minerals for woodchucks. *Minerals* 9, 148. <https://doi.org/10.3390/min9030148>.

Giles, M.R., 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Mar. Pet. Geol.*, 4 (3), pp. 188-204.

Gluyas, J., Coleman, M., 1989. Material flux and porosity changes during sediment diagenesis: *Nature*, v. 356, p. 52-54.

Goldstein, R.H., Rossi, C. 2002. "Recrystallization in Quartz Overgrowths." *Journal of sedimentary research* 72(3): 432–440.

Grare, A., Lacombe, O., Mercadier, J., Benedicto, A., Guilcher, M., Trave, A., Ledru, P., Robbins, J., 2018. Fault zone evolution and development of a structural and hydrological barrier: The quartz breccia in the kiggavik area (nunavut, Canada) and its control on uranium mineralization. *Minerals* 8, 1–28. <https://doi.org/10.3390/min8080319>.

Hamilton, D.S.; Holtz, M.H; Ryles, P.; Lonergan, T.; Hillyer, M., 1998. Approaches to identify reservoir heterogeneity and reserve growth opportunities in a continental-scale bed-load fluvial system: hulton sandstone, Jackson filed, Australia. *AAPG Bulletin*, 82 (12): 2192-2219.

Harper, T. e Moftah, I., 1985. Skin effect and completion options in the Ras Budran Reservoir. In: *Society of Petroleum Engineers Middle East Oil Technical Conference and Exhibition*. SPE, 13708, 211–226.

Heald, M. T., 1956. Cementation of Simpson and St. Peter Sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri *J, Geol.* 64, 16-30.

International Society for Rock Mechanics (ISRM), 1978. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 15:pp. 319-368.

Trewin, N.H., 1995, Authigenic quartz microfabrics in Cretaceous turbidites; evidence for silica transformation processes in sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, v. A65, p. 380–392.

Heshthammer, J., Fossen, H., 2001. Structural core analysis from the Gullfaks area, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 411-439.

Holcomb, D., Rudnick, J. W., Issen, K. A., Sternlof, K. Compaction localization in the Earth and the laboratory: state of the research and research directions. *Acta Geotechnica*, v. 2, p. 1-15, 2007.

Howell, J. A., Martinius, A. W., Good, T. R., 2014. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. In A. W. Martinius, J. A. Howell, & T. R. Good (Eds.), *Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface*. (Vol. 387, pp. 1–25) Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/SP387.12>.

Jiang, Q., Butler, R.M., 1996. Experimental studies on effects of reservoir heterogeneity on the VAPEX process. *J. Can. Pet. Technol.* 35 (10), 46–54. Jourde, H., Flodin, E.A., Aydin, A., Durlflosky, L.J., Wen, X., 2002. Computing permeabilities of fault zones in eolian sandstone from outcrop measurements. *AAPG Bulletin*, 86, 1187–1200.

Knipe, R.J., Fisher, Q.J. & Clennell, M.R. et al. 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.

Knott, S.D. 1993. Fault seal analysis in the North Sea. *AAPG Bulletin*, 77.

Lima, M.V.A.G., Berrocal, J., Soares, J.E.P., Fuck, R.A., 2015. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 335–349. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.10.007>.

Mandl, G., DeJong, L.N.J. & Maltha, A. 1977. Shear zones in granular material.

Ma, Y.Z., 2019. Permeability Modeling. In: *Quantitative Geosciences: Data Analytics, Geostatistics, Reservoir Characterization and Modeling*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-17860-4_20.

Maciel, I.B., Dettori, A., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Nogueira, F.C.C., Salvioli-Mariani, E., Sousa, J.A.B., 2018. Structural control on clay mineral authigenesis in faulted arkosic sandstone of the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Minerals* 8, 1–17. <https://doi.org/10.3390/min8090408>.

Maciel, I.B., 2020. Silicificação hidrotermal e bandas de deformação: influência na arquitetura interna de falha na Bacia Rio do Peixe, Brasil. 107p. Tese (Doutorado) - Curso de Geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

Marques, A., Horota, R.K., de Souza, E.M., Kupssinskü, L., Rossa, P., Aires, A.S., Bachi, L., Veronez, M.R., Gonzaga, L., Cazarin, C.L., 2020. Virtual and digital outcrops in the petroleum industry: a systematic review. *Earth Sci. Rev.* 208, 103260. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103260>

Matos, R.M.D., 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11.

McBride E. F., 1989. Quartz cement in sandstones: a review. *Earth Sci. Rev.* 26,69- 112.

McBride, E.F., 1963. A classification of common sandstones. *Jour. Sed. Petrol.*, v.33, pp.664–669.

- McClay, K.R., Ellis, P.G., 1987. Geometries of extensional fault systems
- McCuaig, T.C., Kerrich R., 1998. P–T–t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geol Rev* 12:381–453.
- Medeiros V.C., Amaral C.A., Rocha D.E.G.A., Santos R.B., 2005. Programa Geologia do Brasil - PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Recife, CPRM, 1 mapa geológico, escala 1:250.000.
- Menéndez, B., Zhu, W. & Wong, T.-F. 1996. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone. *Journal of Structural Geology*, 18, 1–16.
- Menezes, C. P., Bezerra, F. H. R., Balsamo, F., Mozafari, M., Vieira, M. M., 819 Srivastava, N. K., de Castro, D. L., 2019. Hydrothermal silicification along faults affecting carbonate-sandstone units and its impact on reservoir quality, Potiguar Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. Volume 110, December 2019, Pages 198-217. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.018>.
- Milnes, A.R., Thiry, M., 1992. Silcretes. In: I.P., M., C. (Eds.), “Weathering, Soils and Paleosols”. *Developments in Earth Surface Processes* 2. 14. Elsevier, Amsterdam, pp. 349–377.
- Molenaar, N., Cyziene, J., Sliupa, S., 2007. Quartz cementation mechanisms and porosity variation in Baltic Cambrian sandstones. *Sediment. Geol.* 195, 135e159.
- Molenaar, P.C. M., 2004. A manifesto on psychology as idiographic science: Bringing the person back into scientific psychology, this time forever. *Measurement* 2. 201–218.
- Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996. Compaction bands: a structural analog for anti-model cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics*. 1996;267(1–4):209–228. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00098-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00098-4).
- Mosch, S., Siegesmund, S., 2007. Petrophysical and technical properties of dimensional stones: a statistical approach. *Z Dtsch Geol Ges* 158(4):821–868.
- Neves, et al. 2019. Facies, petrophysical and geochemical properties of gravity-flow deposits in reservoir analogs from the Itararé Group (late Carboniferous,Paraná Basin, Brazil).
- Nicchio, M.A., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., Bezerra, F.H.R., 2018. Development of cataclastic foliation in deformation bands in feldspar-rich conglomerates of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *J. Struct. Geol.* 107, 132–141. <http://dx.doi.org/10.1016/J.JSG.2017.12.013>.

Nogueira, F. C. C., Oliveira, M. S. de, Castro, D. L. de., 2004. Estudo Magnético e Gravimétrico do Arcabouço Estrutural da Bacia Rio do Peixe-PB, Universidade Federal do Ceará, Revista de Geologia, v. 17, n. 1, p. 74-87.

Nogueira, F.C.C., Nicchio, M.A, Balsamo, F., Souza, J.A.B, Silva, I.V.L., Bezerra, F.H.R., Vasconcelos, D.L., Carvalho, B.RB.M., 2021. The influence of the cataclastic matrix on the petrophysical properties of deformation bands in arkosic sandstones. Marine and Petroleum Geology 124, 104825.

Nogueira, F.C.C., Marques, F. O., Bezerra, F. H. R., de Castro, D. L., Fuck, R. A. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. Tectonophysics, v.644–645, p.92–107, 2015. Doi: 10.1016/j.tecto.2014.12.016

Ogilvie, S. R., Glover, P. W. J, 2001. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure: Earth and Planetary Science Letters, v. 193, p. 129–142.

Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., 2018. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. Precambrian Research 315, 45–65. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.07.004>.

Özbek, A., 2009. Variation of Schmidt hammer values with imbrication direction in clastic sedimentary rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 46, 548–554. doi:10.1016/j.ijrmms.2008.09.003.

Pérez, Y. A. R., 2008. Caracterização geométrica e parametrização de depósitos transicionais recentes e sua aplicação na modelagem de reservatórios petrolíferos. 2008. 126 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

Philit, S., Soliva, R., Labaume, P., Gout, C., Wibberley, C., 2015. Relations between shallow cataclastic faulting and cementation in porous sandstones: First 7 insight from a groundwater environmental context. Journal of Structural Geology, 81, 89-105.

Pittman, E.D., 1981. Effect of fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson Group (Ordovician) Oklahoma. AAPG Bulletin, 65, 2381–2387.

Pizzati, M., Balsamo, F., Storti, F., 2020. Displacement-dependent microstructural and petrophysical properties of deformation bands and gouges in

poorly lithified sandstone deformed at shallow burial depth (Crotone Basin, Italy). *J. Struct. Geol.* 137 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104069>.

Ponte, F.C., 1992. Origem e evolução das pequenas bacias cretácicas do interior do Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁICAS BRASILEIRAS, 2, 1992, Rio Claro. Resumos Expandidos... Rio Claro: UNESP, 1992, p. 55-58.

Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Balsamo, F., Miranda, T.S., Nicchio, M. A., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., 2019. Petrophysical properties of deformation bands in high porous sandstones across fault zones in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 114, 153–163.

Pyrcz, M. J., Deutsch, C. V., 2014. *Geostatistical Reservoir Modeling*. [s.l.]: Oxford University Press. 448 p.

Rapozo, B.F., Córdoba, V.C., Antunes, A.F., 2021. Tectono-stratigraphic evolution of a cretaceous intracontinental rift: Example from Rio do Peixe Basin, north-eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 126, p. 104899-27, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104899>.

Roesner, H.E., Lana, C.C., Le Herissé, A., Melo, J.H.G., 2011. Bacia do Rio do Peixe 820 (PB). Novos resultados biocronoestratigráficos e paleoambientais. In: Carvalho, I.S., 821 Srivastava, N.K., Strohschoen, Jr, O., Lana C.C., (Eds.), *Paleontologia: Cenários de 822 Vida*, 3. Rio de Janeiro. *Interciência* 135–141.

Ringrose, P., Bentley, M., 2015. *Reservoir Model Design*. Springer Science., 249 p. DOI 10.1007/978-94-007-5497-3_2.

Rosa, A. J., Carvalho, R. S., Xavier, J. A. D., 2006. *Engenharia de Reservatórios de Petróleo*. Rio de Janeiro: Interciência, PETROBRAS, 832 p.

Sabatakakis N, Koukis G, Tsiambaos G, Papanakli S., 2008. Index properties and strength variation controlled by microstructure for sedimentary rocks. *Eng Geol* 97(1):80–90.

Salem, A.M.K., Abdel-Wahab, A., McBride, E.F., 1998, Diagenesis of shallowly buried cratonic sandstones, Southwest Sinai, Egypt: *Sedimentary Geology*, v. 119, p. 311–335.

Satter, A., Iqbal, L, G. M., 2016. Reservoir fluid properties. *Reservoir Engineering*, 81–105. doi:10.1016/b978-0-12-800219-3.00004-8.

Schöpfer, M. P., Abe, S., Childs, C., Walsh, J. J., 2009. The impact of porosity and crack density on the elasticity, strength and friction of cohesive granular materials:

insights from DEM modelling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46(2) <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2008.03.009>.

Schueller, S., Braathen, A., Fossen, H., and Tveranger, J., 2013, Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: Statistical analysis of field data: *Journal of Structural Geology*, v. 52, p. 148–162, doi: 10.1016/j.jsg.2013.03.013.

Seifert, D., Jensen, J. L., 1999. Object and pixel-based reservoir modeling of a braided fluvial reservoir. *Mathematical Geology*, [s.l.], v. 32, n. 5, p.581-603.

Selley, R. C., 2000. *Applied sedimentology*. Academic Press, 2 ed., 446 p., 2000.

Senant, J., Popoff, M., 1989. Les bassin du Rio do Peixe (NEBrésil): extension intracontinentale crétacée et réactivation des grands cisaillements ductiles pan-africains. Paris: *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences*, n. 308, série II, p. 1613-1619.

Senant, J., Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics*, 198 (1991), p. 35-46. 91.

Shakoor, A., Bonelli, R.E., 1991. Relationship between petrophysical characteristics, engineering index properties and mechanical properties of selected sandstones. *Bull Assoc Eng Geol* 28:55–71.

Shipton, Z.K., Evans, J.P., Kirschner, D., Kolesar, P.T., Williams, A.P., Heath, J., 2004. Analysis of CO₂ leakage through “low-permeability” faults from natural reservoirs in the Colorado Plateau, east-central Utah. *Geological Society*,

Sibson, R., 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15, 701–704.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 191–213.

Sibson, R.H., 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, 211, 283–293.

Shipton, Z.K., Evans, J.P., Robeson, K., Forster, C.B. & Snelgrove, S. 2002. Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: implications for subsurface modelling of faults. *AAPG Bulletin*, 86, 863–883.

Shipton, Zoe K. et al., 2006. “How Thick is a Fault? Fault Displacement-Thickness Scaling Revisited”. In: *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of*

Faulting. American Geophysical Union, pp. 193–198. isbn: 978-0-87590-435-1. doi: 10.1029/170GM19.

Silva, A. N., 2009. Arquitetura, Litofácies e Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Natal, RN. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Silva, I.T. da, 2014. Evolução diagenética e caracterização da seção Devoniana na Bacia do Rio do Peixe - Nordeste do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Smith, S. A. F., G. Di Toro, S. Kim, J.-H. Ree, S. Nielsen, A. Billi, R. Spiess., 2013), Coseismic recrystallization during shallow earthquake slip, *Geology*, 41, 63–66, doi:10.1130/G33588.1.

Sorby, H.C., 1851. On the Microscopical Structure of the Calcareous Grit of the Yorkshire Coast *Quarterly Journal of the Geological Society*, London, 9, 1-4.

Souza, V.H.P.; Bezerra, F.H.R.; Vieira, L.C.; Zacarin, C.L.; Brod, J.A., 2021. Hydrothermal silicification confined to stratigraphic layers: Implications for carbonate reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*. Volume 124-104818. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104818>

Srisvastava, N.K., Carvalho, I.S., 2004. Bacias do Rio do Peixe. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, Informativo Phoenix, n. 71, p. 1-4.

Summerfield, M.A., 1983. Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape coastal zone, Southern Africa. *J. Sediment. Petrol.* 53, 895–909.

Tandon, R.S., Gupta, V., 2013. The control of mineral constituents and textural characteristics on the petrophysical and mechanical (PM) properties of different rocks of the Himalaya. *Eng Geol* 153:125–143.

Taylor, T.R., Giles, M.R. et al. et al., 2010. Sandstone diagenesis and reservoir quality prediction: Models, myths, and reality. *AAPG Bulletin*, 94, 1093–1132, <https://doi.org/10.1306/04211009123>.

Tiab, D., Donaldson, E. C., 2004. *Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*. Elsevier, 976 p.

Torabi, A., 2014. Cataclastic bands in immature and poorly lithified sandstone, examples from Corsica, France. *Tectonophysics* 630, 91–102. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.014>.

Torabi, A., Alaei, B., Ellingsen, T. S. S., 2018. Faults and fractures in basement rocks, their architecture, petrophysical and mechanical properties. *Journal of Structural Geology*.

Torabi, A., Alikarami, R., 2012. Heterogeneity within deformation bands in sandstone reservoirs. In 46th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium. American Rock Mechanics Association.

Torabi, A., Ellingsen, T. S. S., Johannessen, M. U., Alaei, B., Rotevatn, A., Chiarella, D., 2019b. Fault zone architecture and its scaling laws: where does the damage zone start and stop? Geological Society, London, Special Publications 496, 99–124. <https://doi.org/10.1144/SP496-2018-151>.

Torabi, A., Fossen, H., 2009. Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 93 (7), 919–938. <https://doi.org/10.1306/03270908161>.

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*, v. 113, p. 1–10, 2008.

Torabi, A., Fossen, H., Braathen, A. 2013. Insight into petrophysical properties of deformed sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin*, v. 97, n. 4, p. 619–637.

Twiss, R.J., Moores, E.M. 1992. *Structural Geology*. Freeman, San Francisco, CA.

Ulusay, R., Tureli, K., Ider, M.H., 1994. Prediction of mechanical properties of a selected litharenite sandstone from its petrographic characteristics using correlation and multivariable statistical techniques. *Eng Geol* 37:135–157.

Vasconcelos, D.L., Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Bezerra, F.H.R., Stohler, R.C., Souza, J.A.B., 2021. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data: the intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Basin Res.* 1–24 <https://doi.org/10.1111/bre.12491>.

Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M.H., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 247- 266.

Vrolijk, P., Covey, M. C., Pevear, D. R., Longstaffe, F. Dating clay-rich thrust faults. *Geol. Soc. Am. (Abstr. Progr.)* 26, 466 (1994).

Wang, D., Chen, X., Yu, Y., Jie, Y. & Lyu, Y., 2019. Stability and deformation analysis for geotechnical problems with nonassociated plasticity based on second-order cone programming. *Int. J. Geomech.* 19, No. 2, 04018190.

Wang, Z; Chen, J; Li, W; Wang, Q; Nui, Qinghe; Liu, S; Hu, Y., 2020. Relationship between petrographic parameters and physical-mechanical properties of weakly cemented sandstones. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* (2020),54(1):qjegh2018-168.

Wibberley, C.A.J., Yielding, G., Di Toro, G., 2008. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Collettini, C., eds., *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. Geological Society of London, Special Publication 299, 5-33.

Worden, R.H., Morad, S., 2000. *Quartz Cementation in Sandstones*. Spec. Publs. Int. Assoc. Sediment., No. 29, 342 pp. Blackwell Science, Oxford.

Yates, P.G.J., 1992. The material strength of sandstones of the Sherwood Sandstone Group of north Staffordshire with reference to microfabric. *Quart Jr Eng Geol* 25:107–113.

Xi, K., Cao, Y., Jahren, J., Zhu, R., Bjørlykke, k., Zhang, X., Cai, L., Hellevang, H., 2015. Quartz cement and its origin in tight sandstone reservoirs of the Cretaceous Quantou formation in the southern Songliao basin, China. *Marine and Petroleum Geology* xxx 1-16.

Yilmaz, I., Sendir, H., 2002. Correlation of Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young's modulus in gypsum from Sivas (Turkey). *Engineering Geology* ;66(3–4):211–9.

Yuan, G., 2015. Feldspar dissolution, authigenic clays, and quartz cements in open and closed sandstone geochemical systems during diagenesis: typical examples from two sags in Bohai Bay Basin, East China *AAPG Bull.*, 99 (11) (2015), pp. 2121-2154.

Zorlu, K., Gokceoglu, C., Ocakoglu, F., Nefeslioglu, H.A. and Acikalin, S. 2008. Prediction of uniaxial compressive strength of sandstones using petrographybased models. *Engineering Geology*, 96, 141–158, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.10.009>.

Zhao, G., Johnson, A.M., 1991. Sequential and incremental formation of conjugate sets of faults. *Journal of Structural Geology*, 13, 887–895.