



Origem e evolução de bandas de deformação do tipo filossilicáticas e influência sobre as propriedades petrofísicas em arenitos grossos da Bacia Rio do Peixe, NE, Brasil



Campina Grande

2017

**ORIGEM E EVOLUÇÃO DE BANDAS DE DEFORMAÇÃO DO TIPO
FILOSSILICÁTICAS E INFLUÊNCIA SOBRE AS PROPRIEDADES
PETROFÍSICAS EM ARENITOS GROSSOS DA BACIA RIO DO PEIXE, NE,
BRASIL**

Matheus Amador Nicchio

Orientador: Francisco César Costa Nogueira

Segundo Orientador: Fabrizio Balsamo

Dissertação de mestrado submetida ao programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral – UFCG, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Aprovado por:

Tiago Siqueira de Miranda – UFPE

José Agnelo Soares - UFCG

Francisco César Costa Nogueira – UFCG

Campina Grande, Fevereiro de 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE

**Origem e evolução de bandas de deformação do
tipo filossilicáticas e influência sobre as propriedades
petrofísicas em arenitos grossos da Bacia Rio do
Peixe, NE, Brasil.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

MATHEUS AMADOR NICCHIO

CAMPINA GRANDE - PB

2017

MATHEUS AMADOR NICCHIO

Origem e evolução de bandas de deformação do tipo filossilicáticas e influência sobre as propriedades petrofísicas em arenitos grossos da Bacia Rio do Peixe, NE, Brasil.

Dissertação de mestrado apresentada à Universidade Federal de Campina Grande, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral.

Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira

Orientador

Prof. Phd. Fabrizio Balsamo

Segundo orientador

CAMPINA GRANDE – PB

2017

SUMÁRIO

1	Apresentação	1
1.1	Área de estudo	1
2	Introdução.....	2
2.1	Objetivos.....	2
2.2	Contexto Geológico.....	3
2.3	Referencial teórico.....	6
3	Metodologia	10
3.1	Revisão Bibliográfica	11
3.1.1	Campo.....	11
3.1.2	Caracterização Faciológica	12
3.1.3	Mapeamento Estrutural.....	12
3.1.4	Amostragem.....	12
3.2	Compilação de dados de campo	13
3.2.1	Seleção e preparação das amostras	13
3.2.2	Análise petrofísica	14
3.2.3	Análise petrográfica e microestrutural.....	15
3.2.4	Análises químicas	16
4	Origem e evolução de bandas de deformação filossilicáticas em arenitos pouco litificados da Bacia Rio do Peixe, NE Brasil.....	16
4.1	Introdução.....	16
4.2	Análises e métodos	18
4.3	Geologia regional	20
4.4	Caracterização da rocha hospedeira	22
4.5	Estruturação local	23
4.5.1	Bandas de deformação cataclásticas	24
4.5.2	Bandas de deformação com <i>clay smearing</i>	25

4.5.3	Bandas de deformação filossilicáticas	26
4.6	Análise Química	29
4.6.1	Mapeamento químico por elementos individuais (MEV/EDX)	29
4.7	Dados Petrofísicos	31
4.8	Discussão	32
4.8.1	Formação e evolução de bandas de deformação filossilicáticas por antigênese	32
4.8.2	Implicações nas propriedades petrofísicas	35
4.9	Conclusão	36
5	Integração dos resultados e conclusões	37
5.1	Generalidades	37
5.2	Compilação dos resultados	38
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	39

AGRADECIMENTOS

Agradeço à todos que contribuíram direta e indiretamente para a realização deste trabalho. Em especial ao professor Francisco César e ao segundo orientador Fabrizio Balsamo pela confiança em mim depositada e por não terem medido esforços em me orientar com qualidade e seriedade. Aos meus companheiros de trabalho do GEEP (Grupo de Estudos em Exploração Petrolífera) Macedão, Gordim, Isabelly, Igor, Lulu, Allef, Andrezza e Gabigol por terem tornado o ambiente de trabalho tão agradável e divertido. Aos meus pais e irmãos, que mesmo estando longe, nunca deixaram de me apoiar com o que fosse necessário para o meu sucesso. À Universidade Federal de Campina Grande. À PETROBRAS por ter financiado esse projeto, tornando possível a realização do mesmo sem restrições, em especial ao CENPES por todo apoio oferecido.

RESUMO

Neste trabalho nós identificamos a origem de argilominerais e a evolução microestrutural de bandas de deformação filossilicáticas em rochas porosas ausentes de matriz, de composição arcoseana lítica, de baixo grau de litificação. Adicionalmente, estimamos a influência nas propriedades petrofísicas exercidas pelos diferentes estágios evolutivos da deformação e as comparamos com rocha não deformada e em bandas de deformação com *clay smearing*. Nós estudamos bandas de deformação presentes em zonas de dano de *clusters* bem desenvolvidos em afloramento fortemente deformado por falhas transtensivas de direções principais NE-SW e NW-SE. A identificação da composição do material de preenchimento de bandas de deformação foi realizada através da análise química pontual. Os processos deformacionais foram identificados através de análise microestrutural, utilizando como critério de identificação o tipo de banda e o teor de argilominerais presentes no núcleo da deformação. Os estágios evolutivos das estruturas foram identificados através da análise dos padrões microestruturais tais como foliação S-C e feições sigmoidais em zonas ricas em argila. As análises petrofísicas foram realizadas através de medições laboratoriais em plugues de rochas. As análises químicas realizadas no núcleo das bandas de deformação e nos minerais do arcabouço indicaram a adição de óxidos de ferro como único componente distinto dos encontrados no arcabouço original da rocha, indicando a autigênese de argilominerais, com percolação de fluidos aquosos em ambiente oxidante. As características microestruturais indicaram a presença de mais de um estágio evolutivo, iniciando-se pelo processo de catáclase. A continuação do cisalhamento e a autigênese de argilominerais no núcleo da banda ocasionaram em estiramento de zonas mais concentradas em argilominerais, chegando a um estágio final, onde ocorre a presença de foliação do tipo S-C marcada pela orientação de argilominerais autigênicos. As análises petrofísicas indicaram redução de até 2 ordens de grandeza na permeabilidade em amostras com bandas de deformação filossilicáticas autigênicas em comparação à rocha não deformada, não havendo mudanças significativas em diferentes estágios evolutivos após a formação de argilominerais. Já bandas de deformação com *clay smearing* apresentaram redução de cerca de 3 ordens de grandeza, apresentando um potencial selante superior ao das bandas filossilicáticas por autigênese.

Palavras-Chave: Bandas de Deformação, Bandas de Deformação Filossilicáticas, Fluxo de Fluidos, Bacia Rio do Peixe.

ABSTRACT

In this work we describe the genetic processes and the microstructural evolution of phyllosilicate deformation bands developed in poorly lithified, high porosity lithic arkosean rocks with no clay matrix. Additionally, we estimate the influence on the petrophysical properties exerted by the different evolutionary stages of the deformation and compare them with non-deformed rock and deformation bands with clay smearing. We studied deformation bands present in damage zones of well developed clusters in strongly deformed outcrop, affected by transtensive faults of the main NE-SW and NW-SE directions. The deformation bands filling material were identified by punctual chemical analysis. The deformation processes were identified through microstructural analysis, using as identification criterion the type of deformation band and the clay minerals content in deformation band nucleus. The evolutionary stages of the structures were identified through analysis of microstructural patterns such as S-C foliation and sigmoidal features in clay-rich areas. The petrophysical analyzes were performed through laboratory measurements on rock plugs. Chemical analyzes were carried out in the core of the deformation bands and the minerals of the framework indicated the addition of iron oxides as the only component distinct from those found in the original rock structure, indicating clay authigenesis, with percolation of aqueous fluids in an oxidizing environment. The microstructural characteristics indicated the presence of more than one evolutionary stage, beginning with cataclasis. The continuation of shear and the clay minerals authigenesis in the deformation band nucleus resulted in stretching of areas with high clay concentration, reaching a final stage, where S-C type foliation marked by the orientation of autigenic clays occurs. The petrophysical analysis indicated reduction of up to 2 orders of magnitude in the permeability in samples with autigenic phyllosilicate deformation bands in comparison to the non-deformed rock, showing no significant changes in different evolutionary stages after the formation of clay minerals. Deformation bands with clay smearing presented a reduction of about 3 orders of magnitude, presenting a sealant potential superior to that of the phyllosilicate deformation bands by authigenesis.

Keywords: Deformation bands, phyllosilicate deformation bands, fluid flow, Rio do Peixe basin.

Lista de Figuras

Figura 1-1 - Mapa rodoviário com a localização dos afloramentos estudados (em vermelho) AF-01= Afloramento não deformado. AF-02= Afloramento deformado. Modificado de DNIT, 2013, Mapa Multimodal da Paraíba.	2
Figura 2-1 - Mapa de localização das bacias interiores do Nordeste. Em vermelho, localização da Bacia Rio do Peixe. Fonte: Modificado de Nogueira et. al. (2015).....	4
Figura 2-2 - A- Mapa geológico da Bacia Rio do Peixe com as subdivisões. Fonte: Modificado de Nogueira et. al., 2015. Em B, Carta estratigráfica da Bacia Rio do Peixe simplificada. Fonte: Modificado de Córdoba et al. (2007).	5
Figura 2-3 - Classificação de bandas de deformação utilizando como critério a cinemática. Modificado de Fossen et. al. (2007).	8
Figura 2-4 - Tipos de bandas de deformação classificadas pelo mecanismo de geração. Modificado de Fossen et. al. (2007).	9
Figura 3-1 - Fluxograma das etapas de trabalho.....	11
Figura 3-2 - A- Orientação e identificação da amostra antes de ser retirada. B- Retirada da amostra com plugadeira motorizada.....	13
Figura 3-3 - Em (A), serra utilizada para o redimensionamento das amostras para petrofísica. Em (B), amostras devidamente cortadas em tamanhos ideais para análise.....	14
Figura 3-4 - Equipamento de medição de porosidade e permeabilidade UltraPoroPerm500®. Em (A), cápsula de acoplamento da amostra. Em (B), equipamento completo.....	15
Figura 3-5 - Em A, descrição petrográfica realizada no laboratório de petrografia da UFRN. Em B, fotomosaico de lâmina petrográfica.	16
Figura 4-1 – Em A, mapa geológico da Bacia Rio do Peixe. Modificado de Nogueira et. al. (2015). Em B, geologia da bacia Rio do Peixe com localização dos afloramentos utilizados neste trabalho. Modificado de Françolin et. al. (1994).....	21
Figura 4-2 – Afloramento não deformado com as fácies típicas da Formação Antenor Navarro.	22
Figura 4-3 - Micrografia da rocha hospedeira. Em A, visão geral em luz plano paralela. A	

porosidade é indicada pelo corante azul. Em B, imagem em luz polarizada com indicação dos principais constituintes do arcabouço. Em C, classificação composicional das amostras segundo Folk, 1968. Em D, detalhe de zonas de concentração de óxidos de Fe. Fd = Felspatos; Qz = Quartzo; Fr = Fragmento de rocha; Afd = Feldspato intemperizado; Arf = Fragmento de rocha intemperizado.	23
Figura 4-4 – Visão em planta de bloco deformado por bandas de deformação cataclásticas de direção NW (em amarelo) e banda de deformação com <i>clay smearing</i> de direção NE (em vermelho). Ar = Arenito Argiloso. Cg = Conglomerado. Em preto, limite entre camadas.	24
Figura 4-5 - Banda de deformação cataclástica. Em A, padrão anastomosado exibido em afloramento. Em B, imagem de microscópio indicando forte cominuição de grãos ao longo da banda de deformação.	25
Figura 4-6 - Bandas de deformação com <i>clay smearing</i> . Em A, em afloramento. Em B, em microscópio.	26
Figura 4-7 - Bandas de deformação filossilicáticas. Em A, zonas de bandas de deformação. Em B, bandas isoladas.	26
Figura 4-8 - Bandas de deformação filossilicáticas com geração de argila por autigênese.	28
Figura 4-9 - Mapa de elementos químicos presentes em zona de banda de deformação filossilicática por enriquecimento de argila autigênica.	30
Figura 4-10 - Mapa de elementos químicos presentes em zona de banda de deformação filossilicática com reorientação de argila autigênica.	31
Figura 4-11 - Porosidade e permeabilidade de bandas de deformação filossilicáticas diferenciadas por processos de formação.	32
Figura 4-12 - Modelo evolutivo de bandas de deformação filossilicáticas por autigênese. Ff = Fluxo de Fluidos; ZA = Zonas Argilosas; Afd = Feldspato Alterado.	35

1 APRESENTAÇÃO

Este trabalho apresenta os principais processos formadores e as influências nas propriedades petrofísicas de bandas de deformação filossilicáticas que afetam conglomerados e arenitos conglomeráticos presentes na Formação Antenor Navarro, Bacia Rio do Peixe (PB). O presente trabalho é organizado sob a forma de um artigo científico e um texto de contextualização. O artigo é intitulado de “Origem e evolução de bandas de deformação filossilicáticas em arenitos pouco litificados da Bacia Rio do Peixe, NE Brasil” e será submetido à revista *Journal of Structural Geology*.

A área de estudo encontra-se no distrito de Melancias, município de Santa Helena, interior do estado da Paraíba. No local foi realizada amostragem de rocha não deformada e de rochas afetadas por bandas de deformação para análise microestrutural, petrofísica e química. A análise microestrutural foi realizada através de imagens de fotorraios de lâminas petrográficas e em microscópio petrográfico pertencente ao Grupo de Estudos em Exploração Petrolífera (GEEP – UFCG), e do laboratório de microscopia da UFRN, departamento de Geologia. A análise petrofísica foi realizada no laboratório de petrofísica da UFCG (LabPetro). As análises químicas foram realizadas através do método de espectrometria de energia dispersiva de raios-x (EDS) acoplado ao microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Nos capítulos iniciais são abordadas de maneira sucinta, a localização e vias de acesso para a área de estudo (Capítulo 01) seguido pela introdução do trabalho (Capítulo 02) onde são abordados os objetivos deste trabalho, a contextualização da geologia da Bacia Rio do Peixe e o referencial teórico sobre bandas de deformação. No capítulo 03, são abordados os materiais e métodos aplicados no desenvolvimento do trabalho. No capítulo 04 está inserido o artigo científico, produto principal deste trabalho. Por fim, capítulo 05 estão a integração dos resultados e conclusões.

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no extremo oeste do estado da Paraíba, no distrito de Melancia (Figura 1-1). A amostragem foi realizada em dois afloramentos. O primeiro (AF-01), onde ocorre rocha não deformada, localiza-se na margem oeste da rodovia PB-393 (N-S) sob as coordenadas 554781E e 9268436N. O segundo (AF-02), onde ocorre rocha deformada, é localizado na margem norte da rodovia estadual PB 395 (E-W), sob as coordenadas de

extremo sudeste 550050E e 9258450N.

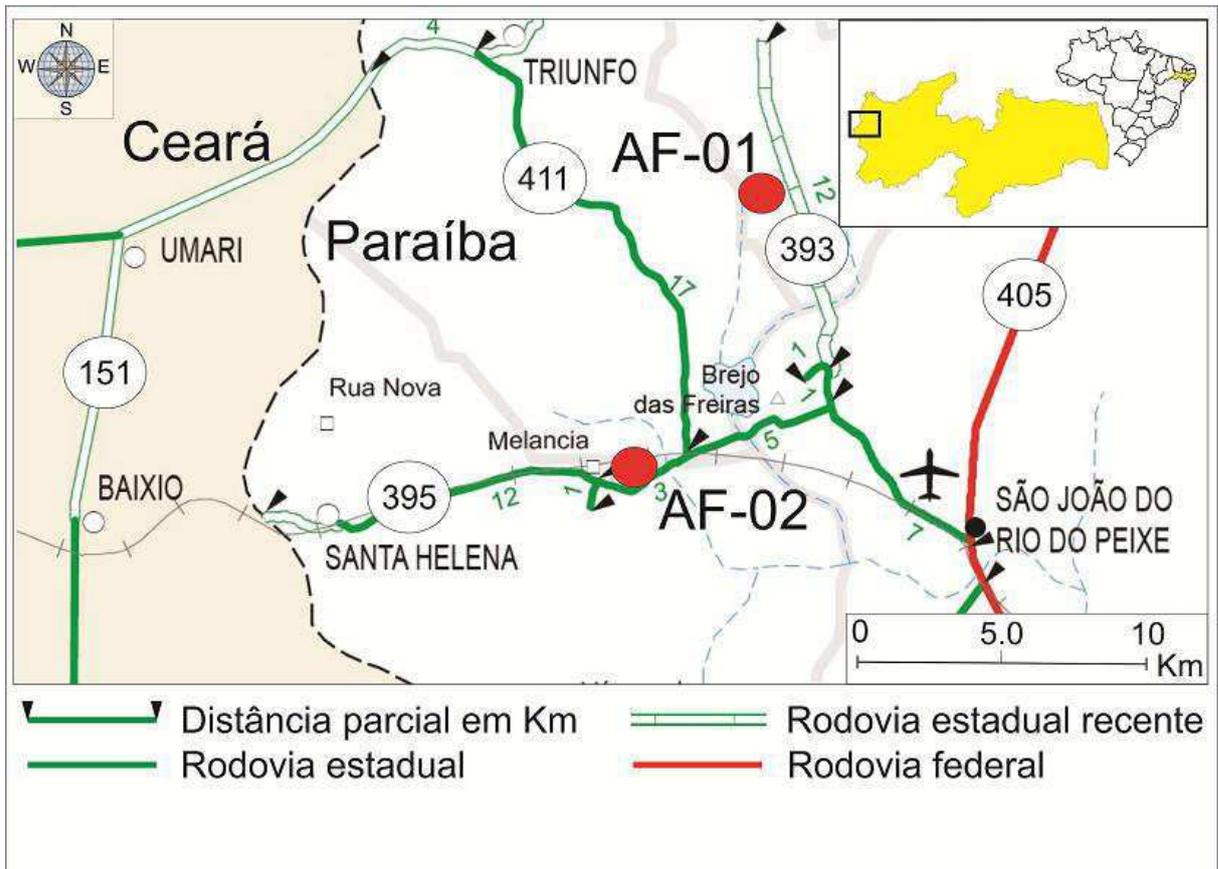


Figura 1-1 - Mapa rodoviário com a localização dos afloramentos estudados (em vermelho) AF-01= Afloramento não deformado. AF-02= Afloramento deformado. Modificado de DNIT, 2013, Mapa Multimodal da Paraíba.

2 INTRODUÇÃO

2.1 OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa é entender os processos de formação e evolução de bandas de deformação filossilicáticas em rochas ausentes de matriz argilosa. Tais informações serão de suma importância na previsão da presença de bandas de deformação em um reservatório real, que possua características semelhantes às da área estudada.

Os objetivos específicos deste estudo são:

- ✓ Identificar e caracterizar os processos deformacionais presentes nas bandas de deformação filossilicáticas, que ocorrem na área de estudo bem como identificar as situações mais propensas à geração desse tipo de banda;
- ✓ Entender os processos de geração de bandas filossilicáticas em rochas ausentes de matriz e comparar suas propriedades petrofísicas com bandas de deformação filossilicáticas formadas por processos de *clay smearing* e com a rocha hospedeira não deformada;
- ✓ Entender a organização interna das argilas dentro das bandas de deformação;
- ✓ Identificar a possível área fonte das argilas preenchendo os planos de bandas filossilicáticas;

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Rio do Peixe (BRP) localiza-se no extremo oeste do estado da Paraíba, no limite com o estado do Ceará, abrangendo uma área total de 1.315 km² (Costa et al., 2010) fazendo parte do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema (Mantesso-Neto et. al, 2004), estando situada ao norte da zona de cisalhamento Patos, à sul da Bacia Potiguar e à oeste da Bacia da Paraíba (Figura 2-1). A mesma faz parte do grupo de bacias interiores do nordeste, conjunto de *grabens* e *semi-grabens* gerados a partir de reativações e descontinuidades estruturais presentes no embasamento pré-cambriano, correspondendo a um conjunto de bacias sedimentares de pequeno à médio porte geneticamente relacionadas ao evento de separação dos continentes Sul Americano e Africano (Assine, 2007). Tais bacias ocorrem ao longo de um eixo de rifteamento de idade neocomiana a barremiana denominado *Trend Cariri-Potiguar* (Figura 2-1) (De Castro e Castelo Branco, 1999; Assine, 2007).

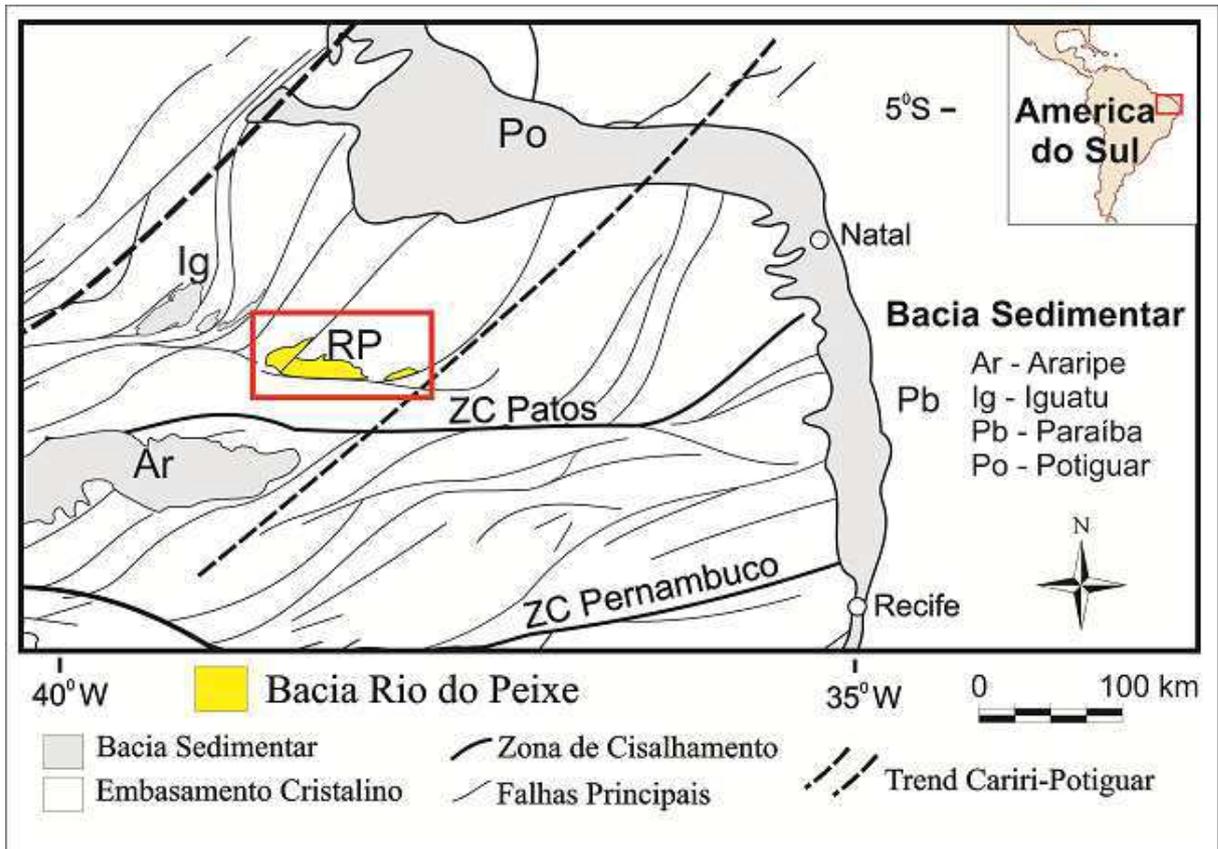


Figura 2-1 - Mapa de localização das bacias interiores do Nordeste. Em vermelho, localização da Bacia Rio do Peixe. Fonte: Modificado de Nogueira et al., 2015.

A BRP é subdividida em três sub-bacias (Figura 2-2A), denominadas de Brejo das Freiras, Sousa e Pombal, sendo delimitadas entre si através de altos estruturais do embasamento cristalino. As mesmas compreendem uma área de cerca de 1.250 km², sendo a sub-bacia de Sousa a de maior expressão, abrangendo cerca de 675km² (Costa et al., 2010). Tais sub-bacias tratam-se de *semi-grabens* de formatos alongados (Figura 2-2A), sendo suas falhas principais controladas pelas zonas de cisalhamento Portalegre (NE-SW) e Patos (E-W) (Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; De Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015).

A Sub-bacia Brejo das Freiras localiza-se na porção oeste da bacia apresentando-se alongada segundo o *trend* NE-SW, controlado pela falha normal de mesma direção denominada de Falha Brejo das Freiras (Françolin et al., 1994; Nogueira et al., 2004; Sénant and Popoff, 1991). Tal falha ocorre na borda sudeste da sub-bacia apresentando um caráter lístrico com mergulho para NW (Nogueira et al., 2015). Através da interpretação de dados geofísicos potenciais da BRP foi possível calcular o depocentro da sub-bacia de Brejo das

Freiras com 2 km de profundidade (De Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2004).

A sub-bacia de Sousa, a maior pertencente à BRP, localiza-se na porção central da bacia. A mesma apresenta seu eixo maior orientado segundo o *trend* E-W, sendo controlado pela falha de São Gonçalo, que apresenta orientação E-W com mergulho para norte e rejeito obliquo normal-sinistral (Françolin et al., 1994; Sénant and Popoff, 1991). A sub-bacia de Pombal localiza-se no extremo leste da BRP, estando apresentando seu eixo maior orientado segundo o *trend* NE-SW, sendo controlado por falhas normais e oblíquas de mesma direção (Françolin et al., 1994; Sénant and Popoff, 1991).

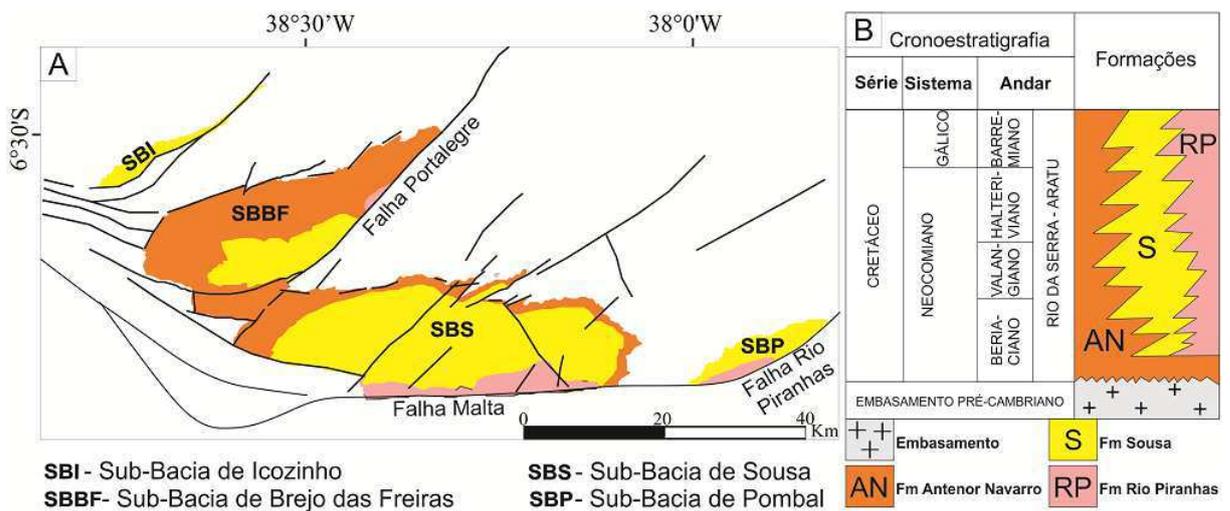


Figura 2-2 - A- Mapa geológico da Bacia Rio do Peixe com as subdivisões. Fonte: Modificado de Nogueira et. al., 2015. Em B, Carta estratigráfica da bacia Rio do Peixe simplificada. Fonte: Modificado de Córdoba et al., 2008.

Em termos de estratigrafia, são reconhecidas três principais unidades litoestratigráficas na bacia (Figura 2-2B), sendo elas as formações Antenor Navarro, Rio Piranhas e Sousa (Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Rocha e Amaral, 2006; Córdoba et al., 2007; Nogueira et al., 2015), que ocorrem em não conformidade entre si (Córdoba et al., 2008).

A Formação Antenor Navarro é composta predominantemente por conglomerado e arenitos finos a grossos, de coloração variando de avermelhada à esbranquiçada (Rocha e Amaral, 2006; Córdoba et al., 2007; Nogueira et al., 2015). Comumente exibem estratificação cruzada acanalada ou tabular de médio porte (Córdoba *et al.*, 2007; Da Silva, 2009; Rocha e Amaral, 2006), sendo a unidade interpretada como depósitos fluviais entrelaçados (Córdoba et al., 2008; Rocha et al., 2006; Sénant and Popoff, 1991). Na sub-bacia de Sousa, a formação

Antenor Navarro apresenta-se constantemente afetada por bandas de deformação (Françolin et al., 1994; Nogueira et al., 2015; Rocha e Amaral, 2006; Sénant and Popoff, 1991), sendo assim a unidade de maior interesse no presente trabalho.

A Formação Sousa é a unidade que apresenta maior distribuição geográfica na Bacia Rio do Peixe, ocupando cerca de 70% da área superficial das sub-bacias de Sousa e Pombal, e cerca de 50% da área superficial da sub-bacia de Brejo das Freiras (Rocha e Amaral, 2006). A Formação Sousa é composta por folhelhos vermelhos a verdes, e siltitos vermelhos intercalados com camadas de arenitos finos à médios apresentando marcas onduladas, estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas de pequeno porte, ocorrendo localmente níveis carbonáticos (Da Silva, 2009). Segundo Françolin et al (1994), a Formação Sousa consiste em depósitos de planícies de inundação de sistemas fluviais meandrantos ou ambientes lacustres rasos.

A Formação Rio Piranhas é composta por conglomerados e brechas, arenitos conglomeráticos e arenitos, podendo ocorrer pelitos de maneira incipiente. Tal unidade é restrita à borda sudeste da sub-bacia de Sousa, sendo interpretada como depósitos de leques aluviais provenientes da reativação da falha Malta (Françolin et al., 1994).

2.3 REFERENCIAL TEÓRICO

Bandas de deformação são estruturas do tipo rúpteis, representadas por pequenas falhas presentes em rochas porosas (Aydin, 1978). Seus estudos pioneiros foram iniciados a partir da década de 1970 (Aydin, 1973 e 1978). Seus estudos se intensificaram nas décadas seguintes, devido à influência de bandas de deformação nas propriedades petrofísicas das rochas, assim como a interferência na percolação de fluidos (Fossen et al., 2007; Torabi et al., 2013; Aydin, 1978; Antonellini et al., 1994), tornando o seu entendimento bastante importante na indústria de petróleo e na área de hidrogeologia.

Antonellini *et al.*, 1994, em seu estudo em arenitos porosos no National Park, Utah, EUA, definiu três principais grupos de bandas de deformação baseado em suas microestruturas e localização, sendo esses denominados de bandas de deformação sem catáclase, bandas de deformação com catáclase e, em situações onde a banda de deformação cruza camadas argilosas, gerando o estiramento das mesmas, banda de deformação com *clay smearing* ou zonas de cisalhamento localizadas.

Segundo Antonellini et al., 1994, bandas de deformação com pouca ou sem cataclase são geralmente identificadas em lâminas delgadas pela diferença de porosidade e/ou fábrica em relação à rocha hospedeira. Geralmente, as mudanças nas propriedades da rocha no local da deformação estão relacionadas à reorganização dos grãos. Nesses casos, o grau de cataclase presente na deformação é muito baixo ou nenhum. Esse grupo de bandas de deformação pode ser subdividido em três tipos distintos, sendo esses a dilatação, compactação e sem alteração de volume. As bandas de dilatação apresentam aumento da porosidade em comparação à rocha hospedeira. Comumente apresentam com maior frequência cimentação, presença de argila autigênica e precipitação de óxido de ferro precipitado devido à percolação de fluidos (Antonellini et al., 1994). As bandas de compactação apresentam diminuição da porosidade, podendo gerar fraturas em alguns grãos (Antonellini et al., 1994). Bandas de deformação sem alteração de volume são identificadas através do arranjo dos grãos, definido pela orientação de grãos alongados. A espessura dessas bandas é diretamente proporcional ao tamanho principal dos grãos da rocha hospedeira (Antonellini et al., 1994).

Fossen et al. (2007), definiu as bandas de deformação como zonas de compactação, cisalhamento e/ou dilatação, de espessuras milimétricas em rochas porosas deformadas. Segundo o autor, tais estruturas são restritas à rochas muito porosas (porosidade superior a 10-15%). O mesmo classificou as bandas de deformação de duas diferentes maneiras, sendo a primeira de acordo com o padrão cinemático e a segunda de acordo com mecanismo de deformação dominante.

Na classificação cinemática podem-se distinguir três diferentes tipos de bandas de deformação: bandas de dilatação, de cisalhamento e de compactação (Figura 2-3). Ao contrário das fraturas em rochas pouco porosas, as bandas de deformação apresentam alta razão de espessura sobre deslocamento.

Classificação Cinemática

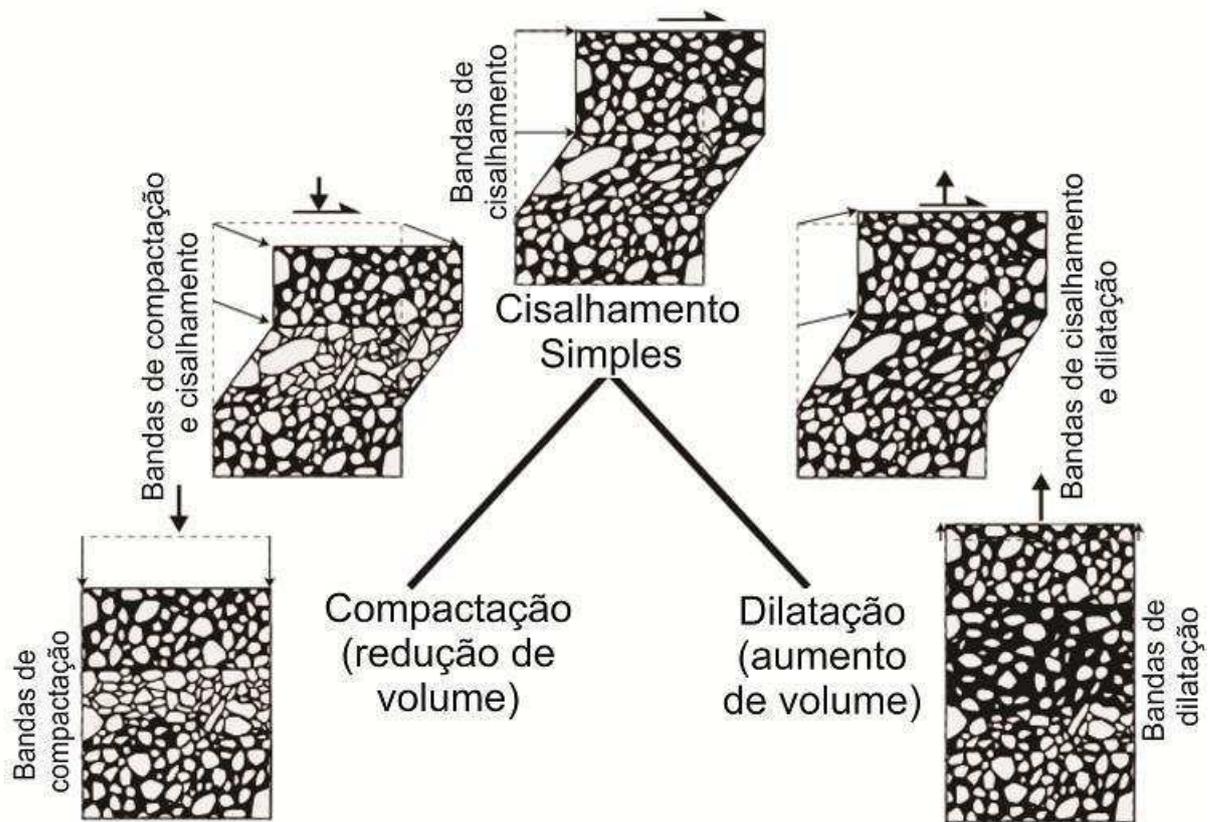


Figura 2-3 - Classificação de bandas de deformação utilizando como critério a cinemática. Modificado de Fossen et, al. (2007).

As bandas de deformação do tipo dilatação são características de regime distensivo, havendo uma reorganização local na fábrica da rocha, aumentando a porosidade ao longo da deformação. As bandas de cisalhamento são características de zonas de cisalhamento, gerando rotação dos grãos ao longo do plano de deformação. Por fim, as bandas de compactação, que são geradas em regimes de compressão da rocha, aumentam o grau de empacotamento dos grãos ao longo do plano de deformação.

Outro tipo de classificação das bandas de deformação adotada por Fossen et al. (2007) é através do mecanismo principal de geração das mesmas. O mesmo identificou quatro principais tipos de mecanismos de geração de bandas de deformação, sendo esses a dissolução e cimentação, cataclase (fraturamento de grãos), esmerilhamento filossilicático e, fluxo granular (rotação e deslizamento de grãos). Deste modo, o autor denominou quatro tipos principais de bandas de deformação: bandas de dissolução e cimentação, bandas cataclásticas, bandas filossilicáticas e bandas de desagregação (Figura 2-4).

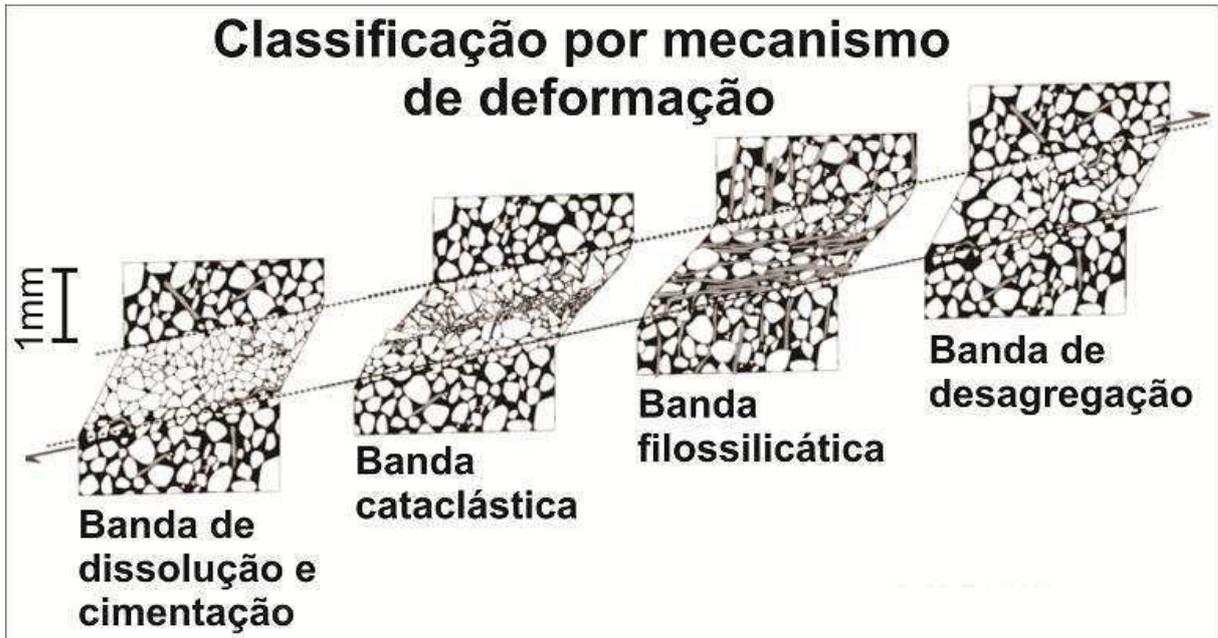


Figura 2-4 - Tipos de bandas de deformação classificadas pelo mecanismo de deformação. Modificado de Fossen et al. (2007).

Bandas de deformação do tipo dissolução e cimentação são geradas a partir da geração de minerais diagenéticos ao longo das superfícies dos grãos fraturados na zona de deformação. Tal processo pode ocorrer durante e/ou depois da deformação da rocha, dissolvendo os minerais presentes na banda seguidos pela cimentação ao longo das superfícies dos grãos geradas pelo fraturamento.

As bandas de deformação cataclásticas representam o tipo mais comum de bandas de deformação, sendo geradas através da quebra mecânica (cominuição) dos grãos na região deformada (Aydin, 1978; Fossen et al., 2007; Torabi et al., 2013). Essa cominuição dos grãos é responsável pela redução da porosidade e permeabilidade (Ballas et al., 2015; Balsamo and Storti, 2010; Fossen, 2010; Fossen and Bale, 2007; Ogilvie and Glover, 2001; Torabi et al., 2013). O grau de intensidade da cominuição dos grãos é dependente do tamanho inicial dos grãos (Balsamo and Storti, 2011) e da composição mineral da rocha (Exner and Tschegg, 2012).

O feldspato é um mineral bastante susceptível ao fraturamento quando comparado ao quartzo devido à sua clivagem (Exner and Tschegg, 2012), deste modo, as bandas de deformação presentes em rochas ricas em feldspato tenderão a gerar um alto grau de catáclase

preservando muito pouco a estrutura física dos grãos (Exner and Ttschegg, 2012). Deste modo, rochas mais ricas em feldspato tenderão a gerar maiores graus de cominuição na zona deformada do que rochas quartzosas (Exner and Ttschegg, 2012). Outro fator que influencia no grau de cataclase da banda é o selecionamento dos grãos, visto que em rochas mais bem selecionadas, os grãos apresentam mesmas áreas de contato entre si, gerando um maior grau de fraturamento, oposto ao que ocorre em rochas mal selecionadas, onde grãos maiores cercados por grãos menores tenderão a ser menos fraturados.

As bandas filossilicáticas são bandas que apresentam conteúdo de argila superior à 10-15% (Fossen et al., 2007). Nesses casos, ocorre a mistura entre a argila e os grãos da rocha na região deformada, orientando os minerais filossilicáticos segundo o plano de deformação. Em situações onde o conteúdo de argila presente na rocha hospedeira é bastante elevado, é comum notar um estiramento das camadas de argila ao longo do plano de falha, processo esse denominado de *clay smearing* (Antonellini et al., 1994; Fossen et al., 2007).

As bandas de desagregação são normalmente encontradas em rochas pouco consolidadas, tendo sua formação relacionada à rotação e deslizamento dos grãos (Fossen et al., 2007). Normalmente apresentam rejeitos de alguns centímetros e sua espessura varia de acordo com a granulometria da rocha hospedeira. Rochas mais finas tendem a apresentar bandas de deformação mais finas, de aproximadamente 1 milímetro, enquanto que rochas de granulometria mais grossa podem possuir bandas que ultrapassam os 5 milímetros de espessura.

3 METODOLOGIA

O presente trabalho consistiu em 4 diferentes etapas, iniciando-se pela revisão bibliográfica, trabalho de campo, compilação de dados de campo e confecção da dissertação. Tais etapas são descritas a seguir:

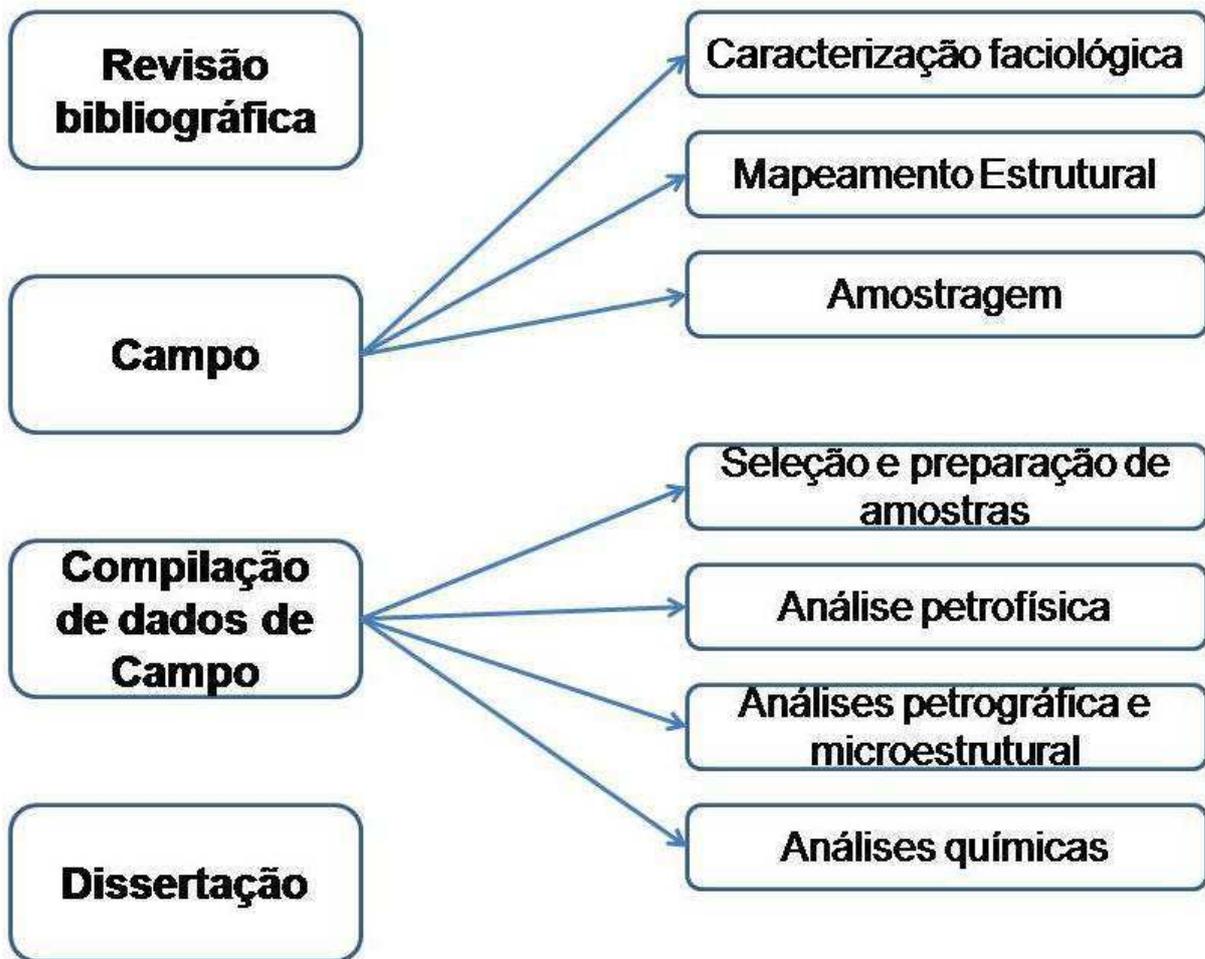


Figura 3-1 - Fluxograma das etapas de trabalho.

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica consistiu na pesquisa e leitura de livros, textos científicos, artigos, resumos, periódicos, dissertações e demais materiais científicos, já publicados e relacionados aos temas envolvidos no trabalho. A etapa serviu como base para a realização da contextualização geológica da Bacia Rio do Peixe-PB e estado da arte, contribuindo também para a definição da metodologia de trabalho, através da pesquisa sobre técnicas de amostragem realizadas por outros autores. Os temas principais pesquisados nessa etapa foram a Bacia Rio do Peixe, bandas de deformação, *clay smearing*, petrofísica, petrografia, análise microestrutural e processos deformacionais.

3.1.1 Campo

Durante a etapa de campo foram coletados dados para a realização deste trabalho. Esta

etapa é dividida em 3 diferentes procedimentos, iniciando-se pelo mapeamento estrutural, seguido pela identificação faciológica e por fim amostragem. Para a realização desta etapa foram utilizados materiais básicos de campo, tais como bússola (medidas do tipo *clar*), martelo, GPS, caderneta de campo e máquina fotográfica.

3.1.2 Caracterização Faciológica

A caracterização faciológica foi realizada em afloramento onde ocorrem rochas não deformadas. Essa etapa consistiu na identificação macroscópica das principais *fácies* sedimentares presentes na rocha hospedeira à deformação, observando as relações entre as *fácies* e as estruturas. Foram observadas características tais como granulometria, estrutura sedimentar, mineralogia, grau de seleção e demais particularidades presentes nas rochas.

3.1.3 Mapeamento Estrutural

O mapeamento estrutural consistiu na identificação e medição de estruturas presentes na área de estudo (principalmente bandas de deformação), bem como a interpretação das relações entre as mesmas. Nessa fase foram medidas as direções das principais bandas de deformação e *clusters*, espessura das bandas, mergulho das camadas, planos e estrias de falhas, quando possível, e indicadores cinemáticos. Para a determinação da cinemática das falhas, foram usados critérios geométricos, direção de estrias e *slickensides* em planos de falha.

3.1.4 Amostragem

As amostras obtidas foram todas orientadas segundo o norte (Figura 3-2A). A retirada das mesmas se deu através de uma plugadeira motorizada movida a gasolina (Figura 3-2B), obtendo-se plugues de formato cilíndrico. Os pontos de amostragem foram em rocha ausente de deformação, em bandas de deformação e em zonas de dano de bandas de deformação. Ao todo foram utilizados 16 plugues.

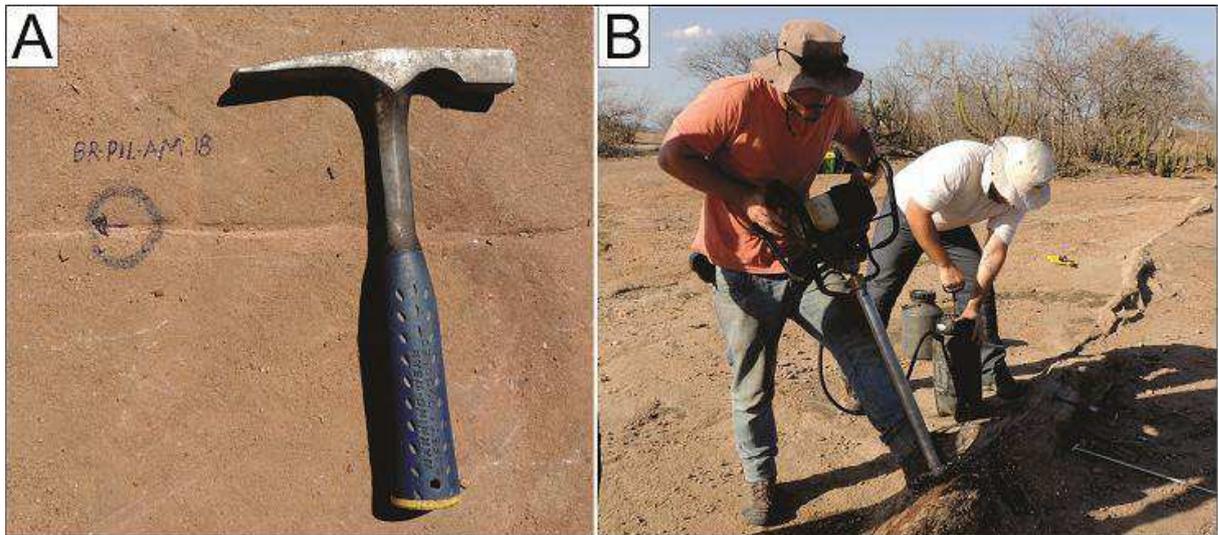


Figura 3-2 - A- Orientação e identificação da amostra antes de ser retirada. B- Retirada da amostra com plugadeira motorizada.

3.2 COMPILAÇÃO DE DADOS DE CAMPO

Esta etapa consistiu na organização e interpretação dos dados obtidos em campo. Além disso, foram selecionadas e tratadas as amostras para a realização das análises laboratoriais posteriores.

3.2.1 Seleção e preparação das amostras

As amostras foram selecionadas segundo a presença ou não de deformação e o tipo de deformação. Macroscopicamente foram separadas em 3 grupos, sendo esses (1) amostras sem bandas de deformação, (2) amostras com bandas de deformação com *clay smearing* e (3) bandas de deformação filossilicáticas, esse último, posteriormente subdividido de acordo com o estágio evolutivo da banda de deformação identificado microscopicamente. Os plugues foram cerrados a comprimentos de 2,5 a 7 centímetros (Figura 3-3 A e B), sendo destinados a ensaios petrofísicos. Todas as amostras foram preparadas no Laboratório de Petrofísica (Labpetro) da UFCG. Neste trabalho, utilizamos resultados petrofísicos de 16 amostras. Todos os 16 plugues obtidos foram utilizados para confecção de lâminas delgadas, inclusive os utilizados para análises petrofísicas.

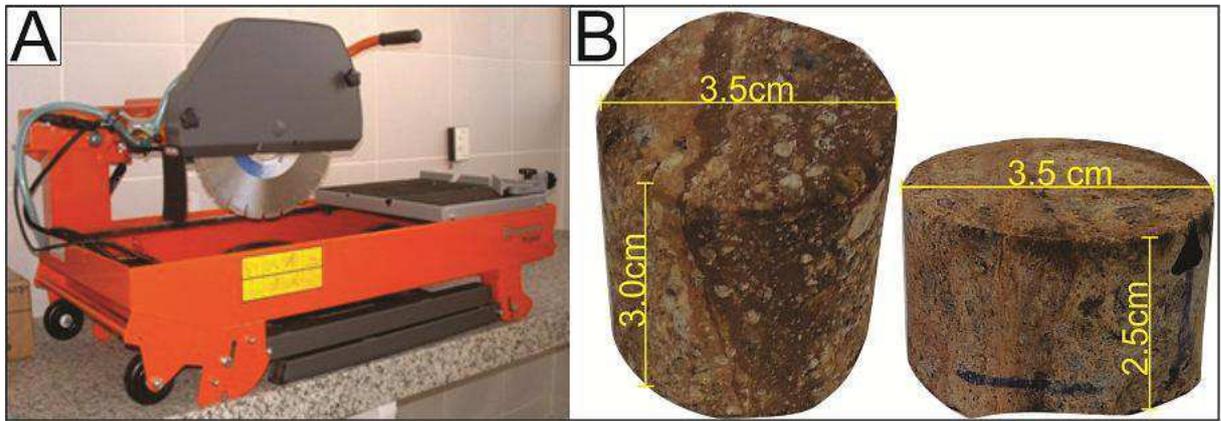


Figura 3-3 - Em (A), serra utilizada para o redimensionamento das amostras para petrofísica. Em (B), amostras devidamente cortadas em tamanhos ideais para análise.

3.2.2 Análise petrofísica

Os ensaios petrofísicos realizados foram análise de porosidade e permeabilidade, ambos realizados no Laboratório de Petrofísica (Labpetro) da UFCG. Para a realização deste procedimento, as amostras foram introduzidas individualmente em uma cápsula de acoplamento específica (Figura 3-4A) do equipamento denominado UltraPoroPerm 500[®] Corelab (Figura 3-4B), que consiste em um permoporosímetro de expansão gasosa.

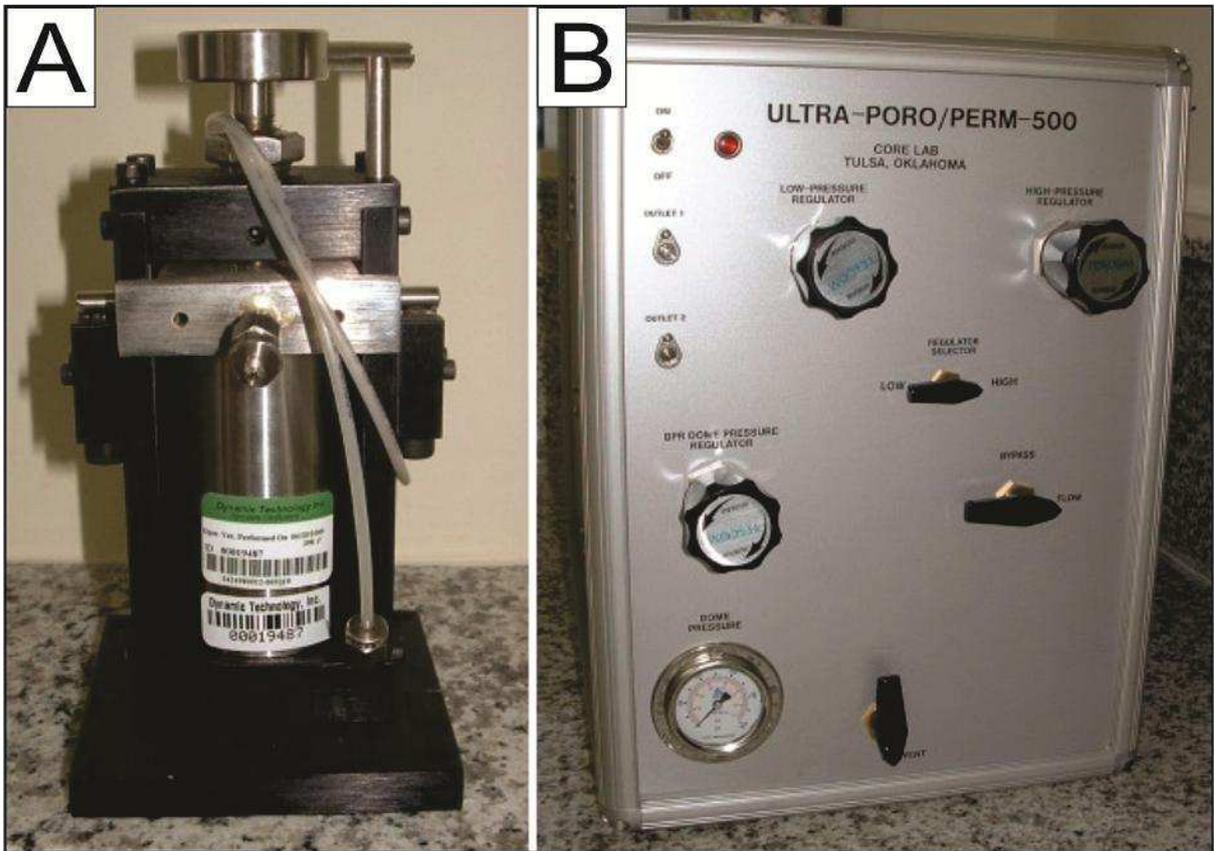


Figura 3-4 - Equipamento de medição de porosidade e permeabilidade UltraPoroPerm500®. Em (A), cápsula de acoplamento da amostra. Em (B), equipamento completo.

3.2.3 Análise petrográfica e microestrutural

Nesta etapa foram realizadas descrições petrográficas e microestruturais em todas as lâminas petrográficas. A petrografia foi realizada em amostras não deformadas e em amostras deformadas, consistindo na caracterização faciológica da rocha. Esta etapa foi realizada com auxílio de um microscópio petrográfico binocular dos laboratórios do Grupo de Estudos em Exploração Petrolífera (GEEP) e o de petrografia da UFRN (Figura 3-5A). O principal aspecto analisado para a caracterização microestrutural foi o tipo de banda de deformação classificada por tipo de mecanismo de deformação. Para a realização da análise microestrutural, foi necessária a confecção de fotomosaicos de lâminas delgadas (Figura 3-5B) nos quais é possível identificar a continuidade das microestruturas.

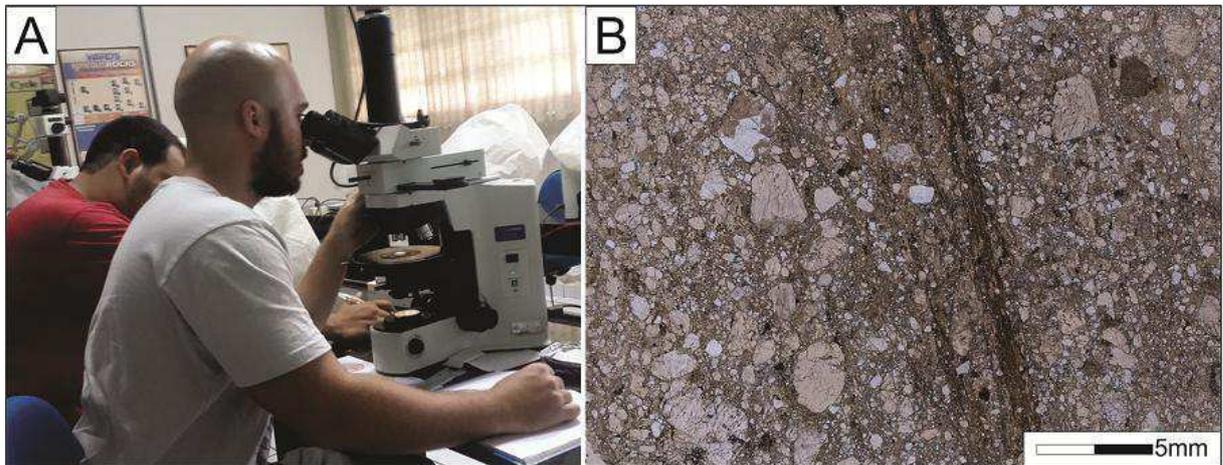


Figura 3-5 - Em A, descrição petrográfica realizada no laboratório de petrografia da UFRN. Em B, fotomosaico de lâmina petrográfica.

3.2.4 Análises químicas

O método de análise química utilizado nesse trabalho foi o mapeamento por elementos químicos em lâmina delgada através de espectrometria de energia dispersiva de raios-x (EDS) acoplado ao microscópio eletrônico de varredura (MEV). Este método foi aplicado em duas lâminas delgadas representando diferentes estágios de deformação. O mapeamento foi realizado em locais onde apresentam bandas de deformação filossilicáticas e em locais onde os grãos do arcabouço da rocha encontram-se menos deformados.

4 ORIGEM E EVOLUÇÃO DE BANDAS DE DEFORMAÇÃO FILOSSILICÁTICAS EM ARENITOS POUCO LITIFICADOS DA BACIA RIO DO PEIXE, NE BRASIL

4.1 INTRODUÇÃO

A identificação e caracterização de processos deformacionais são de suma importância para o entendimento das influências que esses processos vão exercer nas propriedades físicas das rochas. Em rochas porosas, o desenvolvimento de estruturas e suas influências nas propriedades físicas vêm sendo amplamente estudado ao longo das últimas décadas (Antonellini et al., 1994; Aydin, 1978; Ballas et al., 2015; Balsamo and Storti, 2010; Balsamo et al., 2012; Braathen *et al.*, 2009; Fossen and Bale, 2007; Parnell *et al.*, 2004; Shipton et al., 2005; Torabi, 2014; Torabi and Fossen, 2009; Torabi et al., 2013). Dentre os principais tipos

de estruturas, destacam-se falhas de dimensões milimétricas à centimétricas presentes em rochas porosas denominadas bandas de deformação (Antonellini et al., 1994; Aydin and Johnson, 1983, 1978; Fossen, 2010). Essas estruturas são responsáveis por variações nas propriedades de percolação de fluxo em reservatórios e em aquíferos, geralmente associadas à redução de porosidade e permeabilidade (Antonellini et al., 1994; Aydin and Johnson, 1983; Fossen, and Bale, 2007; Ogilvie e Glover, 2001; Torabi et al., 2013) tornando-se de grande importância na indústria.

A influência nas propriedades petrofísicas exercidas pelos distintos tipos de bandas de deformação é diretamente relacionada aos processos deformacionais (Fossen et al., 2007), sendo o processo de cominuição de grãos o maior responsável pela redução da permeabilidade (Antonellini et al., 1994; Aydin and Johnson, 1983, 1978; Fossen et al., 2007). Adicionalmente, processos diagenéticos tais como cimentação por óxidos de ferro (Balsamo et al., 2013; Exner et al., 2013) e autigênese de argilominerais em núcleos de bandas de deformação (Solum et al., 2010; Solum et al., 2005; Wilson et al., 2006) podem acentuar a redução da permeabilidade. Por outro lado, a reorientação dos minerais de argila gerada pelo cisalhamento, pode gerar novas rotas preferenciais de percolação de fluidos ao longo da banda de deformação (Leclère *et al.*, 2012). Já em zonas vadasas, a concentração de argila pode facilitar a percolação de fluidos aquosos por capilaridade, apresentando comportamento oposto ao se tratar de fluidos não-aquosos como o óleo (Sigda e Wilson, 2003).

Embora grande parte dos processos deformacionais em bandas de deformação já seja conhecida, os processos de formação de bandas filossilicáticas já descritos se restringem à reorientação e estiramento de minerais filossilicáticos presentes na matriz da rocha hospedeira (Fossen et al., 2007) e estiramento de camadas argilosas cortadas por bandas de deformação (Antonellini et al., 1994). Em todos os casos não há a distinção clara em relação à geração *in situ* e evolução de argilominerais em bandas de deformação, nem a diferenciação em termos de comportamentos petrofísicos de cada etapa do processo evolutivo.

O presente trabalho tem por objetivo (1) caracterizar a gênese e evolução de argilominerais presentes em núcleo de bandas de deformação filossilicáticas em rochas ausentes ou com baixo teor de matriz argilosa. (2) Identificar possíveis condicionantes geológicos para a ocorrência deste tipo de estrutura. (3) Identificar as influências nas propriedades petrofísicas exercidas por cada estágio evolutivo de bandas de deformação filossilicáticas.

Para isso, realizamos a análise petrográfica e microestrutural de arenitos grossos e conglomerados finos arcoseanos à arcoseanos líticos deformados e não deformados por bandas de deformação em afloramentos correlatos, nos quais ocorrem as mesmas fácies sedimentares. Adicionalmente, para a identificação da origem do material presente no núcleo das bandas de deformação, realizamos um mapeamento químico em lâminas delgadas comparando a composição química dos minerais do arcabouço da rocha hospedeira com a composição do material de preenchimento do núcleo da banda de deformação e análises de difração por raios-X para identificação e quantificação dos argilominerais presentes no núcleo da banda de deformação e nas possíveis fontes externas de argilominerais tais como matriz da rocha hospedeira e fácies argilosa presente no mesmo afloramento. Por fim, comparamos resultados de análises petrofísicas em amostras apresentando diferentes estágios de evolução de bandas filossilicáticas com amostras não deformadas e com amostras deformadas por bandas de deformação com *clay smearing*.

As análises realizadas indicaram que em rochas onde matriz a argilosa é ausente ou em teor baixo (menor que 1%) o processo de formação de bandas de deformação filossilicáticas se dá através da geração autigênica de argilominerais. A formação de argilominerais é potencializada em núcleo de bandas de deformação originalmente cataclásticas. Posteriormente, a continuidade do cisalhamento resulta na reorientação de argilominerais obtendo em estágios mais avançados, foliação do tipo S-C. Esse processo é responsável pela redução em até 2 ordens de magnitude na permeabilidade da rocha, enquanto que rochas deformadas por bandas de deformação com *clay smearing* apresentam redução em cerca de 3 ordens de magnitude na permeabilidade da rocha hospedeira.

4.2 ANÁLISES E MÉTODOS

Nosso estudo teve como foco a caracterização petrográfica, microestrutural, composicional e petrofísica de bandas de deformação, com ênfase nos argilominerais presentes no núcleo. Para tanto utilizamos dois afloramentos localizados na Bacia Rio do Peixe, Brasil, onde coletamos 16 amostras destinadas a análises petrofísicas e confecção de lâminas delgadas.

Realizamos a análise petrográfica em dois tipos de amostras, representadas por rochas não deformadas e deformadas. Para a identificação de estágios evolutivos de bandas de deformação, realizamos análise microestrutural baseada na aplicação de modelos já

consagrados (Passchier and Trouw, 2005). Para identificar as fácies hospedeiras das amostras deformadas, utilizamos como critério a comparação da granulometria de zonas entre as bandas de deformação, com as amostras não deformadas, visto que a composição mineralógica das fácies é semelhante.

Como a rocha hospedeira entre as bandas de deformação apresenta baixa concentração de argila, foi necessário identificar e caracterizar a origem do material de preenchimento da falha. Para a identificação da origem do material de preenchimento de bandas de deformação realizamos mapeamento composicional por elementos químicos em lâminas delgadas através de espectrometria de energia dispersiva de raios-x (EDS) acoplado ao microscópio eletrônico de varredura (MEV). Identificamos os principais componentes químicos do arcabouço da rocha e comparamos com a composição química em núcleos de bandas de deformação, em que a concentração de argilominerais é mais acentuada. Escolhemos duas amostras que representam os dois padrões de preenchimento de argila em núcleos de bandas de deformação em rocha com baixo teor de matriz argilosa. A primeira análise foi realizada em amostra que apresenta concentração de argila sob a forma de bolsões isolados ao longo da zona de maior cominuição de grãos. A segunda análise foi realizada em amostra que apresenta a concentração de argila de maneira contínua, concentrada e orientada em núcleo da banda de deformação.

Para a análise petrofísica utilizamos o método da porosimetria por expansão gasosa. O equipamento utilizado foi o permoporosímetro *UltraPoroPerm500*[®], fabricado pela Corelab. As propriedades medidas durante este ensaio laboratorial correspondem a porosidade e permeabilidade, realizadas em plugues de dimensões de 3.5 cm de diâmetro, por altura média de 5 cm. Com o objetivo de estabelecer relações entre os diferentes métodos utilizados, as mesmas amostras que foram utilizadas nos ensaios petrofísicos foram utilizadas na confecção de lâminas delgadas. Ao todo realizamos medições em 16 lâminas delgadas, sendo 4 amostras não deformadas, 3 amostras afetadas por banda de deformação com *clay smearing* e 9 amostras afetadas por bandas filossilicáticas autigênicas. Dentre as análises realizadas em bandas filossilicáticas autigênicas, 3 foram em amostras que apresentam o estágio inicial de evolução e 6 em estágio mais avançado. Os critérios utilizados para distinção de estágios evolutivos foram (1) o teor de argilominerais presentes em núcleo de deformação, considerando bandas com maior enriquecimento, mais evoluídas e (2) reorientação de argilominerais, considerando mais evoluídas, bandas que apresentam grau de alinhamento de argilominerais mais forte e foliação mais bem desenvolvida.

4.3 GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia Rio do Peixe (BRP) é uma bacia do tipo *pull-apart* formada no Cretáceo Inferior localizada na região nordeste do Brasil (Françolin et al, 1994; Sénant and Popoff, 1991). Esta bacia tem sua origem associada à reativação das zonas de cisalhamento Patos e Portalegre (Figura 4-1A), segundo as direções E-W e NE-SW, respectivamente (Françolin et al, 1994; Sénant and Popoff, 1991), durante o evento de abertura do oceano Atlântico (De Castro et al, 2007).

Nogueira et al, (2015) atribuiu a evolução estrutural da bacia a duas fases distintas, *sin-rift* e *pós-rift*. A fase *sin-rift* é relacionada ao evento de abertura da bacia, marcado por duas falhas principais com direções NE-SW e E-W, exibindo rejeito normal de alto ângulo, em um campo de *stress* principal (σ_1) vertical. A fase *pós-rift* está relacionada à fase de inversão da bacia, com campo de tensão principal (σ_1) sub-horizontal de direção E-W à ENE-SSW (Nogueira *et al.*, 2015). Como produto da inversão da bacia ocorrem bandas de deformação do tipo *strike-slip*, apresentando componentes sinistral (E-W) e dextral (NE-SW), deformando arenitos e conglomerados desta bacia.

A BRP é constituída por três semi-grábens principais, compondo as sub-bacias de Brejo das Freiras, Sousa e Pombal, apresentando preenchimento composto por três unidades siliciclásticas, representadas pelas formações Rio Piranhas, Souza e Antenor Navarro (Sénant and Popoff, 1991), obedecendo a uma estratigrafia do recente para unidade mais antiga. A Formação Rio Piranhas engloba arenitos finos à grossos com estratificação cruzada intercalados com pelitos, interpretada como depósitos de leques aluviais associados à sistemas fluviais entrelaçados (Sénant and Popoff, 1991). A Formação Sousa apresenta intercalação de folhelhos e siltitos laminados, interpretados como depósitos lacustres estáveis (Sénant and Popoff, 1991). A Formação Antenor Navarro é considerada a unidade mais basal desta bacia, e engloba conglomerados e arenitos conglomeráticos mal selecionados a arenitos conglomeráticos estratificados, interpretados como depósitos fluviais entrelaçados proximais. Como característica, a Formação Antenor Navarro apresenta paleocorrentes direcionadas à borda falhada da bacia, indicando a atuação da borda flexural como área fonte da unidade (Sénant and Popoff, 1991).

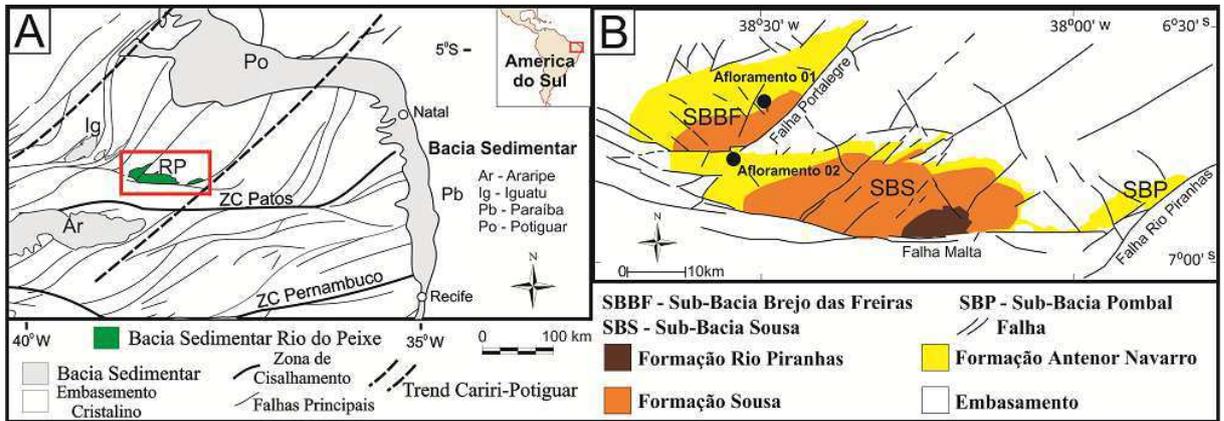


Figura 4-1 – Em A, localização da Bacia Rio do Peixe. Modificado de Nogueira et al., (2015). Em B, mapa geológico da bacia Rio do Peixe com localização dos afloramentos utilizados neste trabalho. Modificado de França et al., 1994.

Neste trabalho utilizamos como alvo de estudo dois afloramentos distintos da formação Antenor Navarro (Figura 4-1B). O afloramento 01 é localizado na região central da sub-bacia Brejo das Freiras, onde não há sinais de deformação. O afloramento 02 é localizado no limite entre as sub-bacias Brejo das Freiras e sub-bacia de Sousa, onde ocorre maior concentração de deformação. A unidade estudada é composta por conglomerados estratificados, arenitos conglomeráticos estratificados e arenitos siltosos estratificados (Figura 4-2).

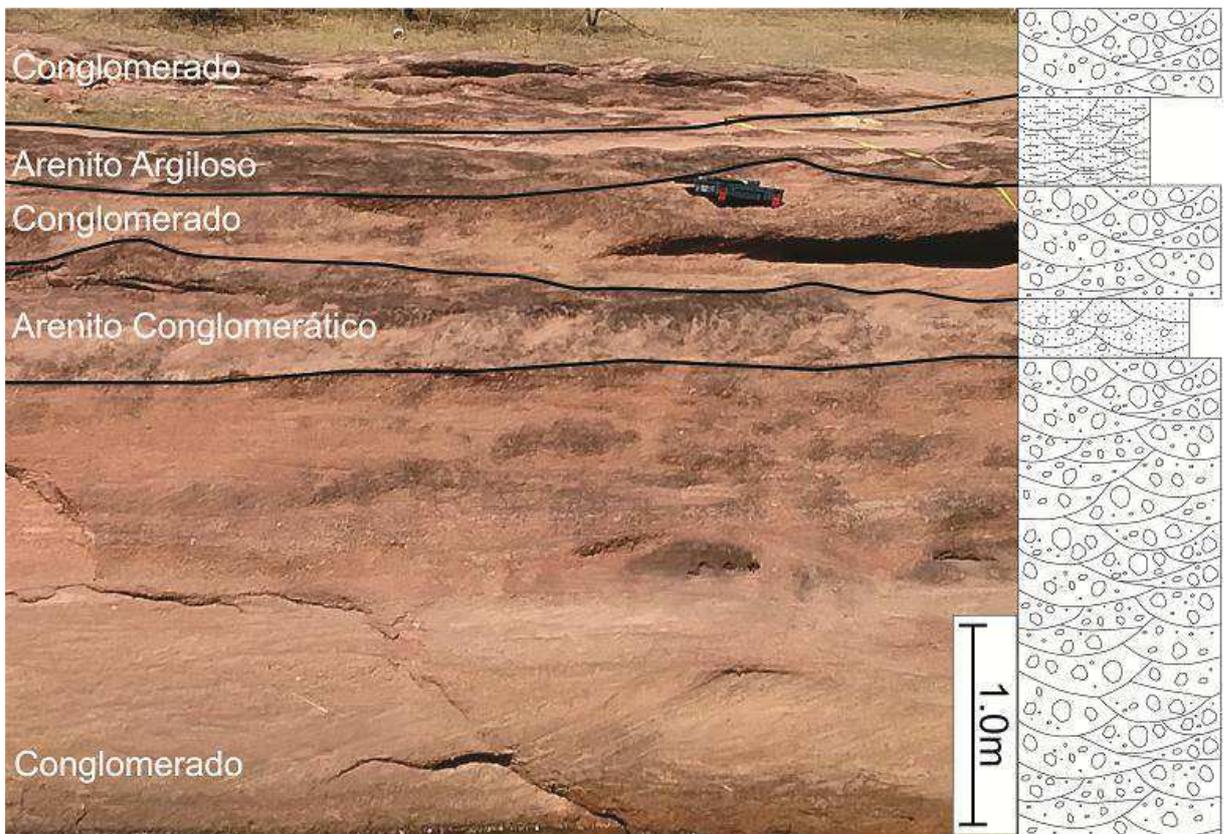


Figura 4-2 – Afloramento não deformado com as fácies típicas da Formação Antenor Navarro.

4.4 CARACTERIZAÇÃO DA ROCHA HOSPEDEIRA

A rocha hospedeira pode ser classificada como conglomerado fino a médio com grãos podendo chegar até 6 mm, suportado por matriz arenosa fina a média. Texturalmente, a rocha apresenta baixo grau de maturidade, com grãos pouco selecionados e com grau de arredondamento e esfericidade moderados (Figura 4-3A). Os contatos entre os grãos variam de côncavo-convexos a pontuais. Nas amostras analisadas, a presença de argilominerais se dá principalmente sobre superfície de grãos de feldspato e fragmentos de rocha intemperizados (Figura 4-3A). Em termos de composição mineral, a rocha apresenta como principais constituintes em seu arcabouço, o quartzo, feldspatos potássico e sódico e fragmentos de rocha (Figura 4-3B), sendo classificada como arcoseana a arcoseana lítica (Folk, 1968), com teores médios de 57.4% de quartzo, 32.9% de feldspatos e 9.7% de fragmento de rocha (Figura 4-3C). Adicionalmente, ocorre cimentação por óxidos de ferro preenchendo poros e por vezes impregnada em superfícies de feldspatos (Figura 4-3D).

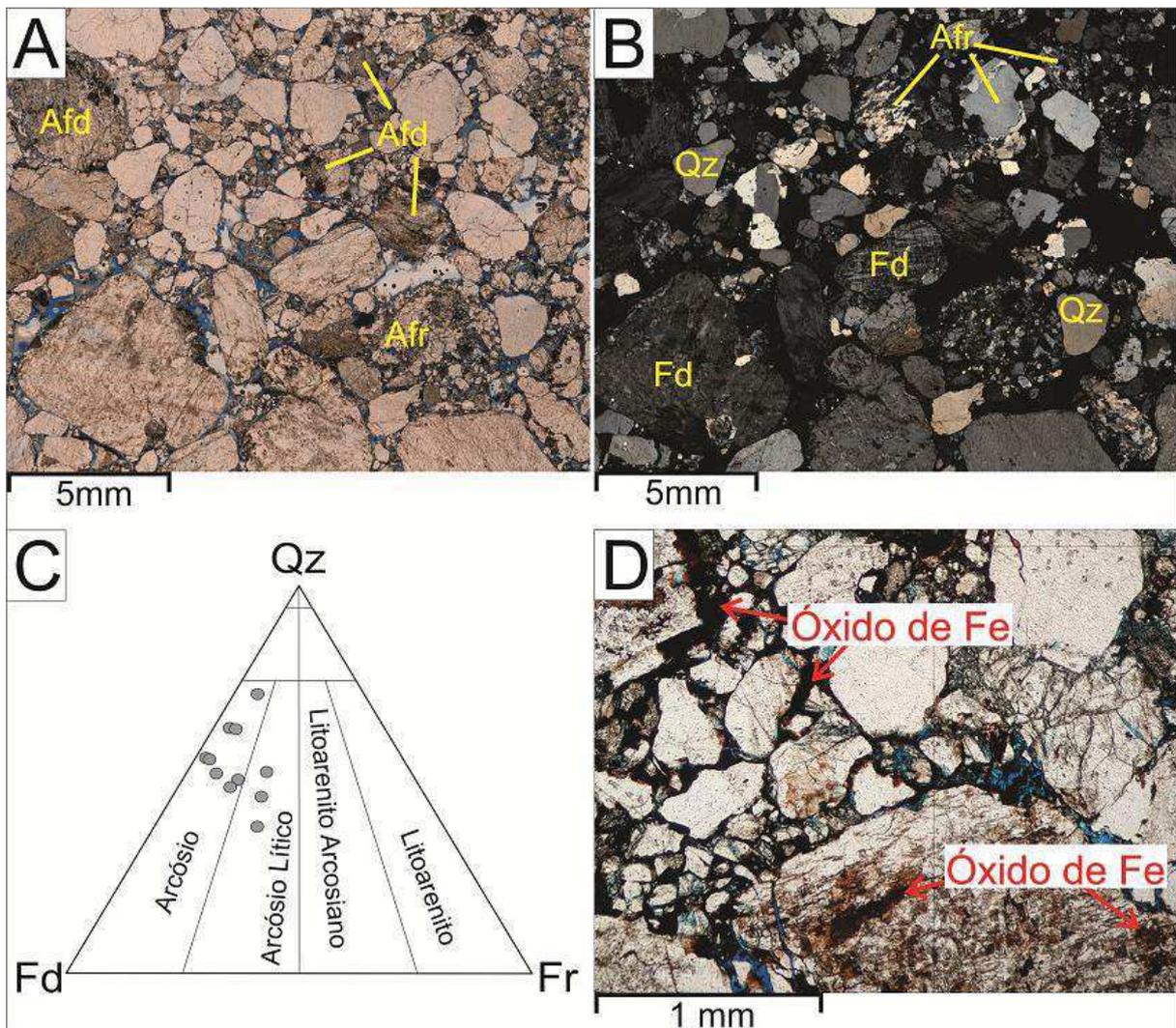


Figura 4-3 - Micrografia da rocha hospedeira. Em A, visão geral em luz plano paralela. A porosidade é indicada pelo corante azul. Em B, imagem em luz polarizada com indicação dos principais constituintes do arcabouço. Em C, classificação composicional das amostras segundo Folk, 1968. Em D, detalhe de zonas de concentração de óxidos de Fe. Fd = Felspatos; Qz = Quartzo; Fr = Fragmento de rocha; Afd = Feldspato intemperizado; Arf = Fragmento de rocha intemperizado.

4.5 ESTRUTURAÇÃO LOCAL

A deformação presente na área se dá predominantemente pela formação de bandas de deformação (Figura 4-4). As bandas de deformação presentes são do tipo cataclásticas (Fossen et al., 2007), bandas de deformação com *clay smearing* (Antonellini et al, 1994) e bandas de deformação filossilicáticas (Fossen et al., 2007).

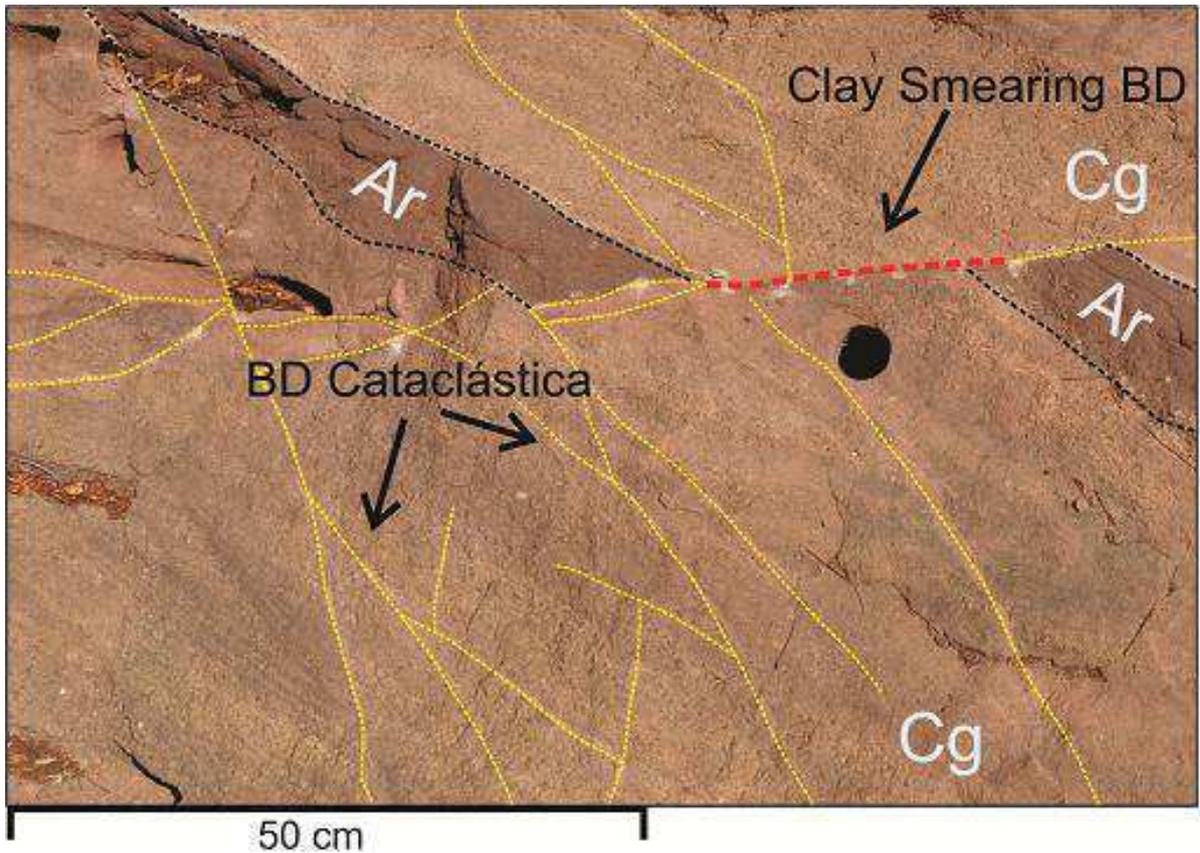


Figura 4-4 – Visão em planta de bloco deformado por bandas de deformação cataclásticas de direção NW (em amarelo) e banda de deformação com *clay smearing* de direção NE (em vermelho). Ar = Arenito Argiloso. Cg = Conglomerado. Em preto, limite entre camadas.

4.5.1 Bandas de deformação cataclásticas

As bandas de deformação cataclásticas são identificadas em afloramento como finas camadas esbranquiçadas de espessuras milimétricas a centimétricas, sendo mais espessas em zonas de maior granulometria. Esse tipo de banda exibe um padrão geométrico anastomosado (Figura 4-5A), padrão esse que se replica em escalas centimétricas a métricas. O deslocamento apresentado nesse tipo de banda é na ordem de poucos milímetros a dezenas de centímetros, sendo os maiores deslocamentos observados em bandas mais espessas. Microscopicamente, apresentam cominuição de grãos associados ao processo cataclástico, reduzindo fortemente o tamanho dos poros na zona deformada (Figura 4-5B).

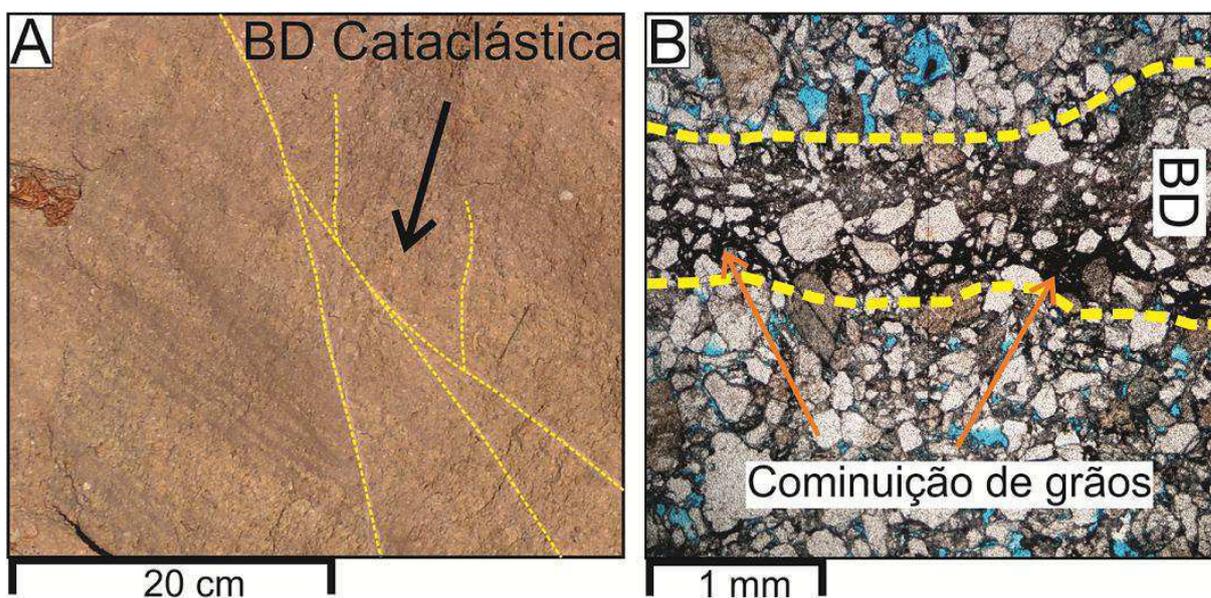


Figura 4-5 - Banda de deformação cataclástica. Em A, padrão anastomosado exibido em afloramento. Em B, imagem de microscópio indicando forte cominuição de grãos e redução da porosidade ao longo da banda de deformação.

4.5.2 Bandas de deformação com *clay smearing*

As bandas de deformação com *clay smearing* são mais facilmente identificadas em escala de afloramento, destacadas pela coloração avermelhada e constante presença da fácies mais fina próxima à zona deformada (Figura 4-6A). Na área estudada, bandas de deformação com *clay smearing* ocorrem em zonas de intercalação de fácies conglomerática com fácies arenítica argilosa, gerando o estiramento da porção fina ao longo do plano da banda de deformação. Sua continuidade é relativamente baixa, restrita ao rejeito da falha, exibindo geometria reta com espessuras milimétricas a centimétricas, normalmente irregulares (Figura 4-6A). Microscopicamente apresentam baixa cataclase associada, exibindo forte concentração de argila no núcleo da banda (>40 -50%) e fluxo granular nas zonas marginais da banda (Figura 4-6B).

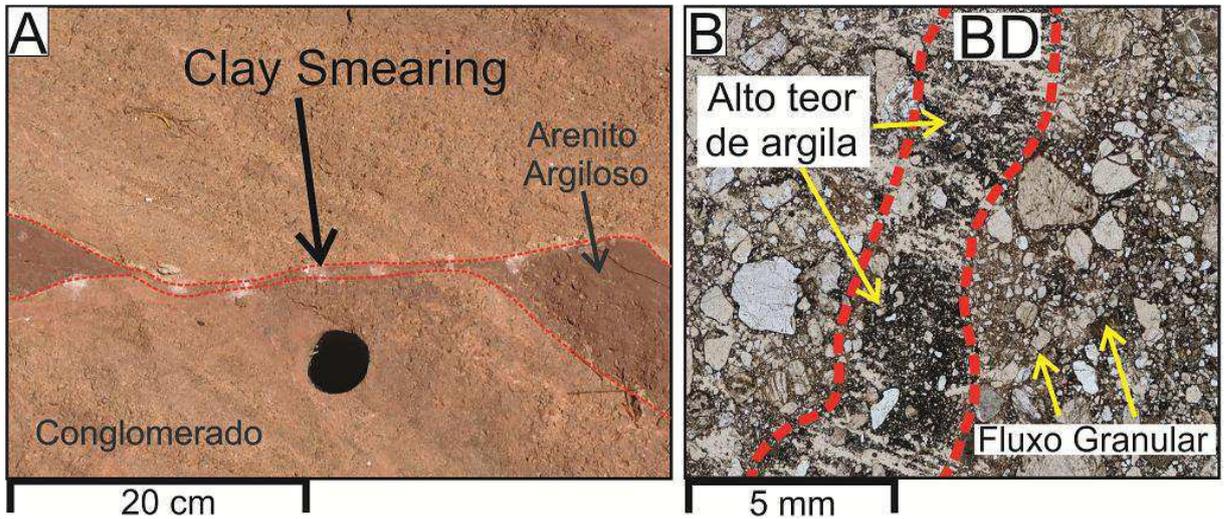


Figura 4-6 - Bandas de deformação com *clay smearing*. Em A, em afloramento. Em B, em microscópio.

4.5.3 Bandas de deformação filossilicáticas

As bandas de deformação filossilicáticas são identificadas em afloramento devido a coloração mais avermelhada, comumente exibindo zonas de deformação espessas, podendo atingir espessuras acima de 3 centímetros em casos mais desenvolvidos (Figura 4-7A). O padrão geométrico é anastomosado, se assemelhando ao padrão apresentado por bandas cataclásticas (Figura 4-7B).

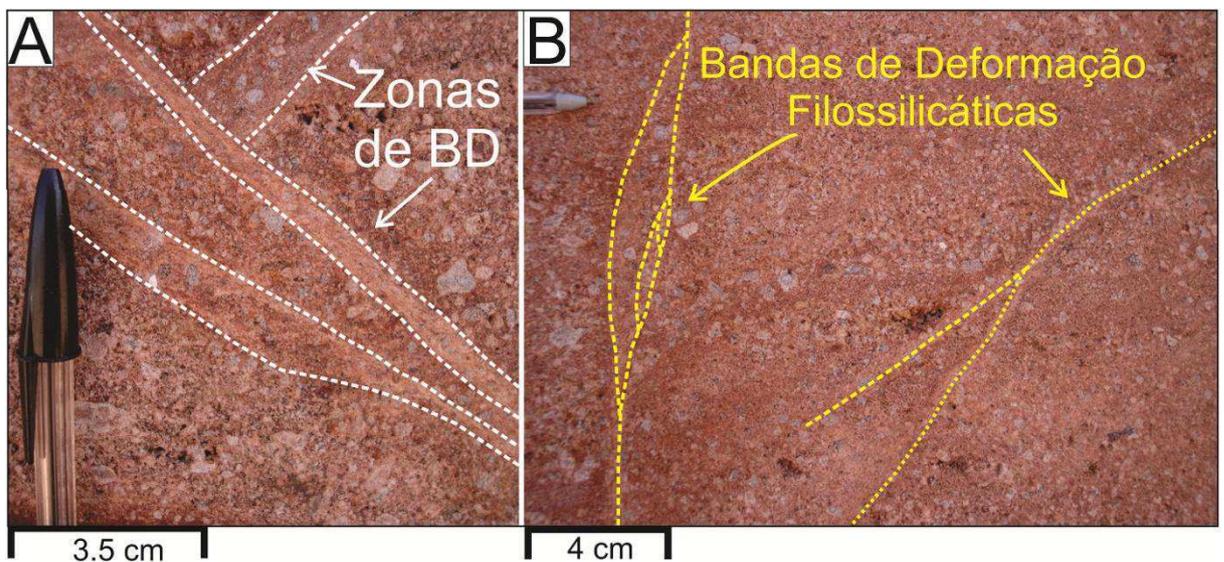


Figura 4-7 - Bandas de deformação filossilicáticas. Em A, zonas de bandas de deformação. Em B, bandas isoladas.

Microscopicamente é possível identificar zonas de bandas de deformação bem definidas onde ocorre a formação de mais de um núcleo de deformação (Figura 4-8A). Os núcleos são zonas onde ocorrem as principais fraturas da zona de deformação. Nesses locais, a cominuição de grãos e a concentração de argila são mais acentuadas (Figura 4-8A). Na zona de dano os grãos apresentam-se fortemente alinhados e pouco fraturados (Figura 4-8A). Embora a presença de argilominerais seja constante em toda a zona de banda de deformação, a concentração se dá a partir de três formas distintas (Figura 4-8 B, C e D). Na primeira, a concentração de argila se dá de maneira mais pontual, sob a forma de zonas bem marcadas, exibindo geometria difusa (Figura 4-8 B). Essa concentração é descontínua ao longo da banda de deformação, sendo presente em zonas de cominuição de grãos de feldspato (Figura 4-8 B). A segunda forma de concentração de argila apresenta geometria contínua em zonas bem definidas sob a forma de filmes tortuosos que, por vezes, podem contornar grãos menos triturados e preencher zonas de fraturas preferenciais (Figura 4-8 C). A terceira forma de concentração de argilominerais em núcleo de banda de deformação apresenta forte continuidade com teores bastante elevados, comumente gerando foliação do tipo S-C em zonas de fraturas principais (Figura 4-8 D, E, F e G).

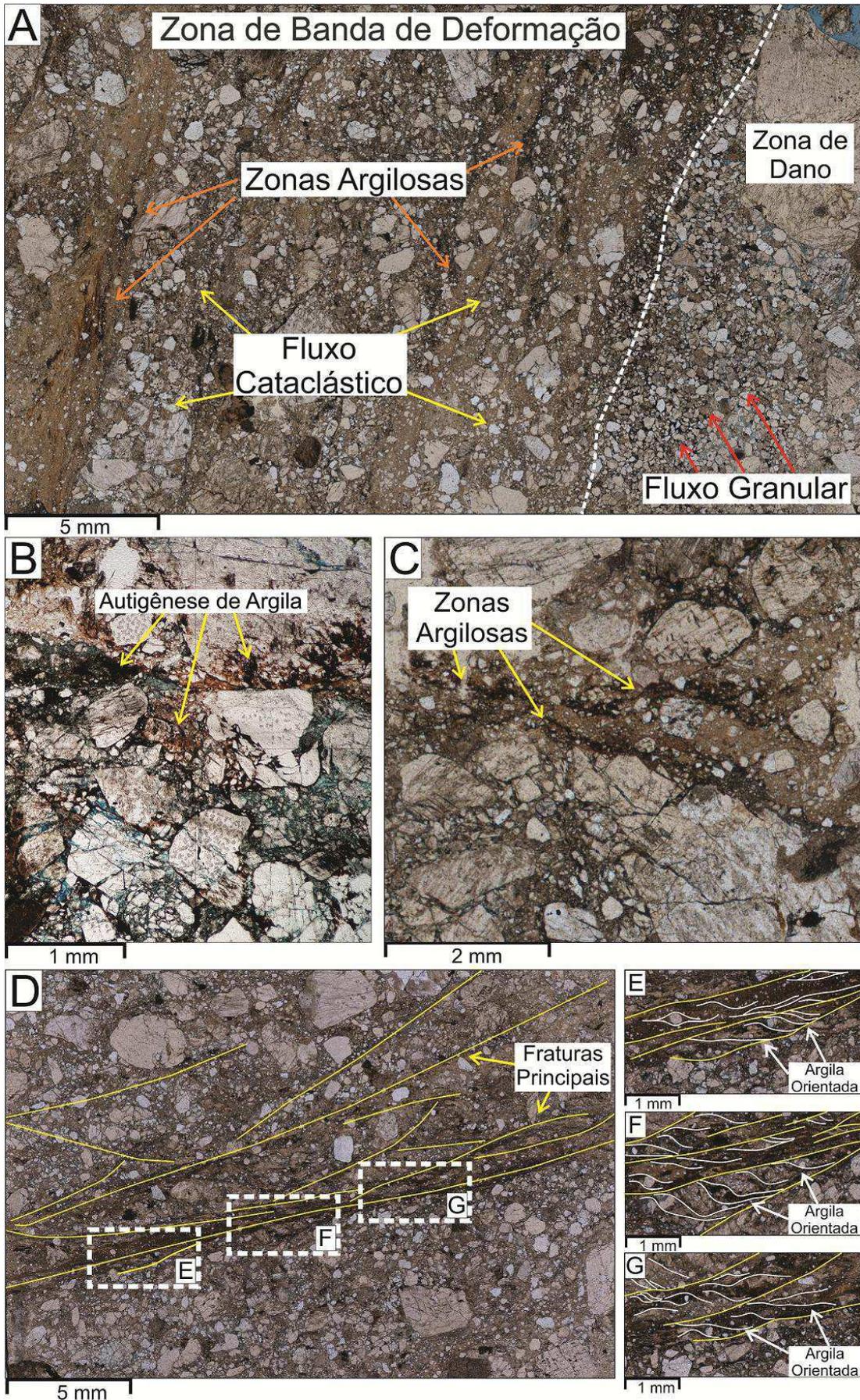


Figura 4-8 - Bandas de deformação filossilicáticas com geração de argila por autigênese.

4.6 ANÁLISE QUÍMICA

4.6.1 Mapeamento químico por elementos individuais (MEV/EDX)

Para a realização do mapeamento químico selecionamos 2 amostras que representam os padrões de concentração de argilominerais nos núcleos das bandas de deformação observadas. A análise realizada em núcleo de banda de deformação que apresenta padrão de concentração de argila dispersa no núcleo da banda (Figura 4-9) não exibiu diferenças na composição química entre núcleo de banda e grãos do arcabouço (Figura 4-9A e B). Os elementos químicos presentes são Si, O, Al, K, Na, Fe e Ca (Figura 4-9C). A distribuição espacial por elementos individuais destaca a forte concentração de Si, K e Al em núcleo da banda de deformação (Figura 4-9D, E e F), sendo o K presente sob a forma de zonas de concentração bem marcadas, enquanto que o Al ocorre de maneira dispersa ao longo do núcleo da banda. O elemento Na ocorre de maneira discreta no núcleo da banda, sendo mais notado em grãos do arcabouço da rocha (Figura 4-9G). Os demais elementos, Fe e O (Figura 4-9H e I), ocorrem de maneira dispersa ao longo de toda a amostra, não apresentando padrões definidos.

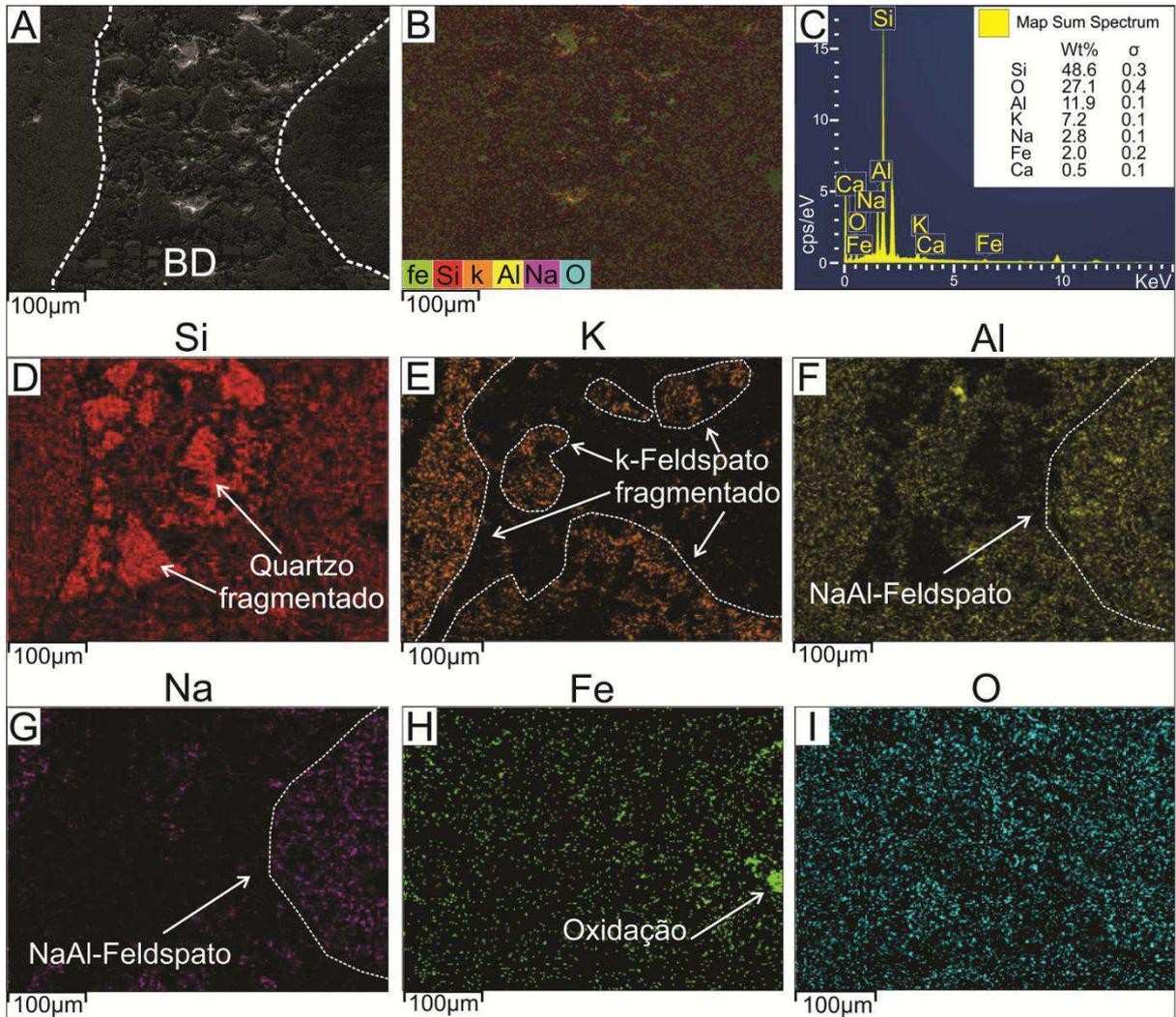


Figura 4-9 - Mapa de elementos químicos presentes em zona de banda de deformação filossilicática por enriquecimento de argila autigênica.

A análise realizada em banda de deformação com padrão de concentração de argilominerais reorientados no núcleo (Figura 4-10), não exibiu diferenças marcantes na composição química entre núcleo de banda e grãos do arcabouço (Figura 4-10A e B). Os elementos químicos encontrados foram Si, O, Al, K, Na, Fe e Ca (Figura 4-10C). No núcleo da banda os elementos presentes em maior teor são Si, Al e K (Figura 4-10D, E e F), destacando a forte concentração do elemento K exibindo alinhamento preferencial de geometria anastomosada (Figura 4-10E) e a concentração do elemento Al bem distribuído ao longo de toda amostra (Figura 4-10F). Os demais elementos, Na, Fe e O ocorrem de maneira difusa na amostra (Figura 4-10G, H e I).

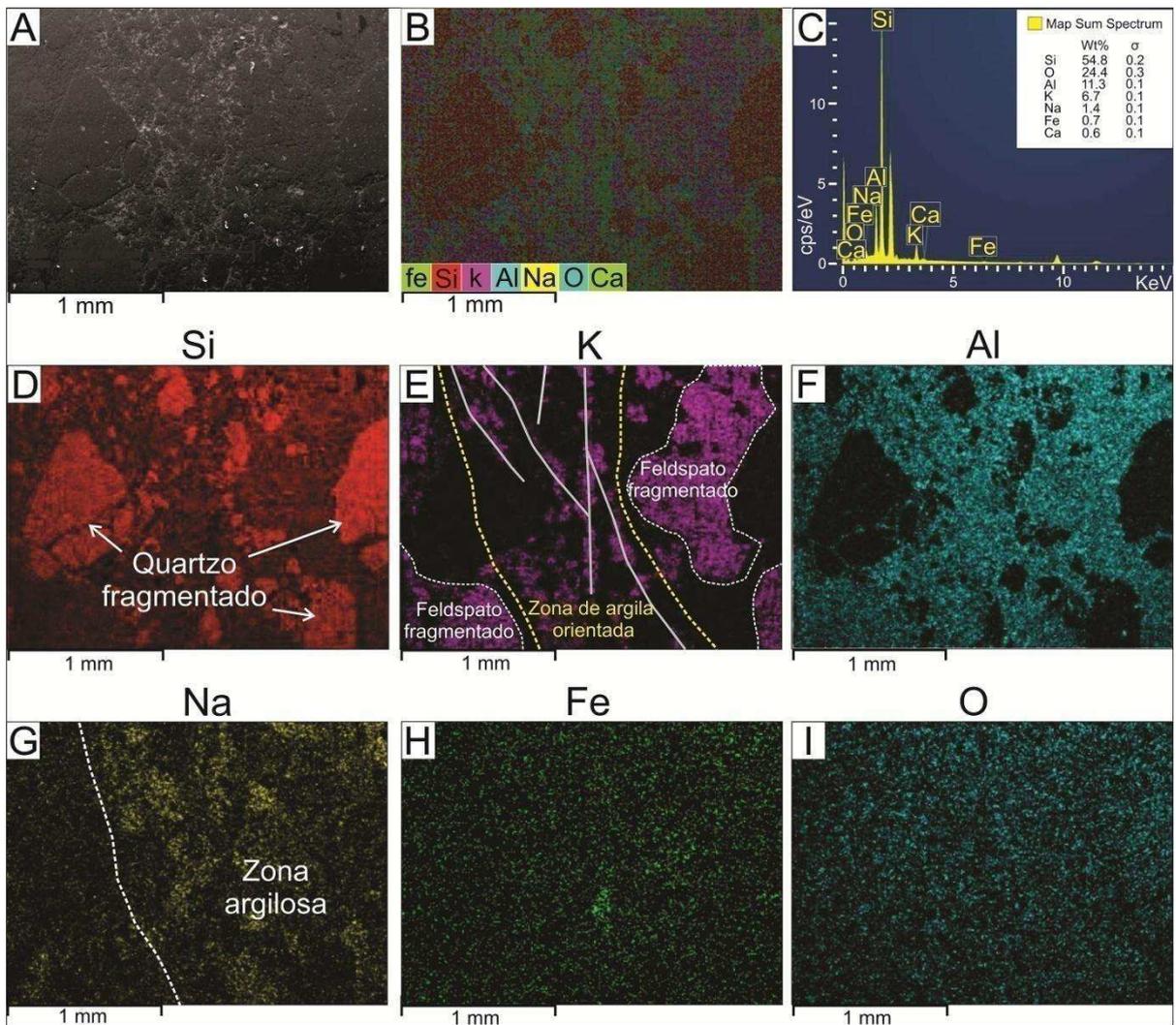


Figura 4-10 - Mapa de elementos químicos presentes em zona de banda de deformação filossilicática com reorientação de argila autigênica.

4.7 DADOS PETROFÍSICOS

As análises petrofísicas realizadas em amostras deformadas por bandas de deformação filossilicáticas autigênicas (Figura 4-11) indicaram valores de permeabilidade cerca de 2 a 3 ordens de magnitude menores que em rocha não deformada. Esses valores independem do estágio evolutivo da banda de deformação. Já em comparação a amostras afetadas por bandas de deformação com *clay smearing*, a redução na permeabilidade foi menor, visto que em amostras afetadas por bandas de deformação com *clay smearing*, os valores de permeabilidade são de até 4 ordens de grandeza menores que os da rocha não deformada. Já os valores de porosidade obtidos em amostras afetadas por bandas de deformação filossilicáticas autigênicas e por bandas de deformação com *clay smearing*, pouco mudaram

em relação à rocha não deformada.

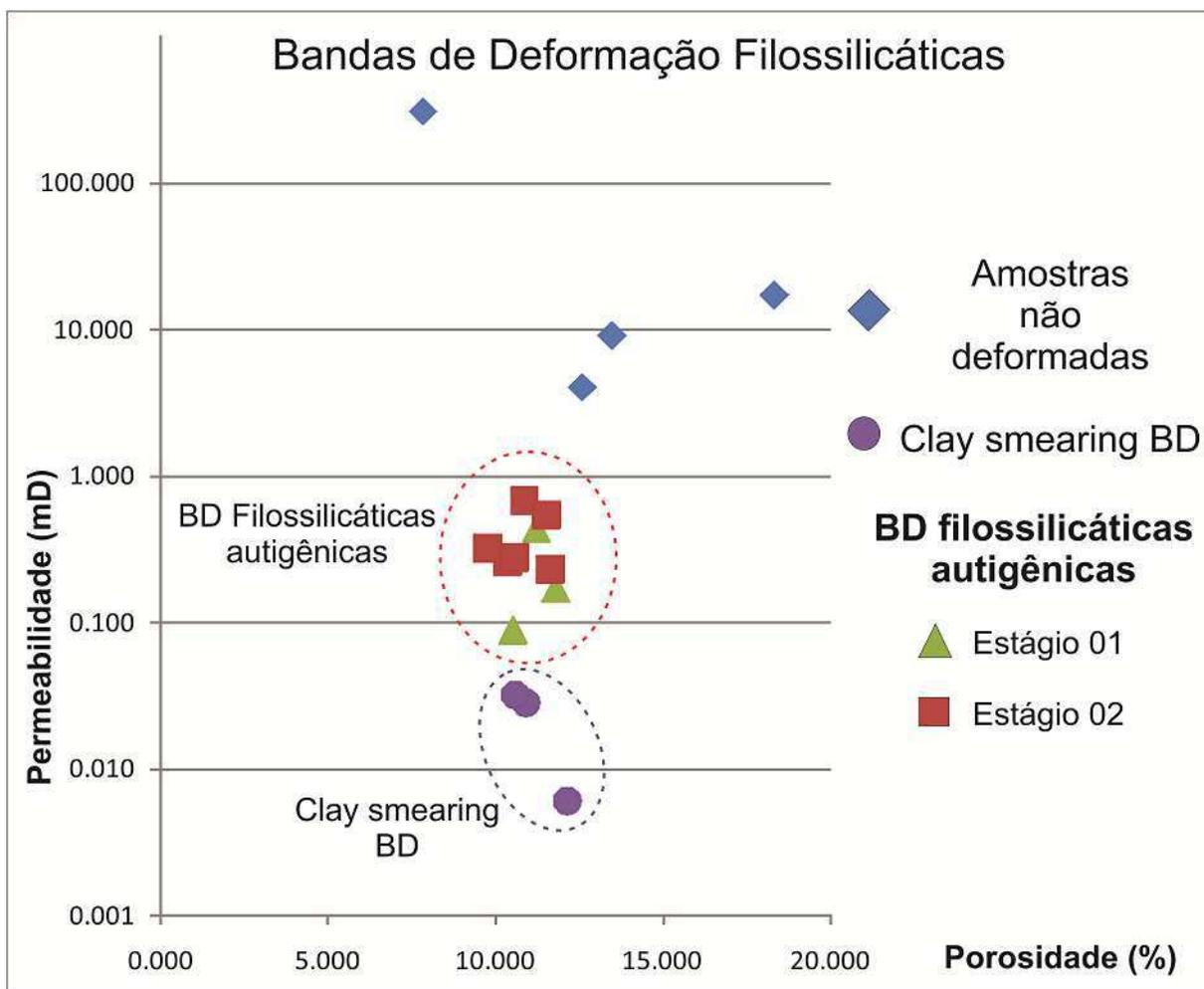


Figura 4-11 - Porosidade e permeabilidade de bandas de deformação filossilicáticas diferenciadas por processos de formação.

4.8 DISCUSSÃO

4.8.1 Formação e evolução de bandas de deformação filossilicáticas por autigênese

Os processos formadores de bandas de deformação filossilicáticas são relacionados ao estiramento de filossilicatos, principalmente argilominerais, presentes na matriz da rocha hospedeira (Fossen et al., 2007) ou em camadas argilosas cortadas pela banda de deformação (Antonellini et al. 1994). O processo formador de bandas de deformação filossilicáticas identificado neste trabalho difere dos descritos na literatura principalmente pela origem dos argilominerais e desenvolvimento microestrutural no núcleo da banda de deformação. Os dados obtidos permitiram identificar dois estágios evolutivos (Figura 4-12), sendo o critério

de distinção a formação de argilominerais e a continuação da deformação na banda de deformação.

Estágio Inicial – Cataclase e autigênese de argila

O estágio inicial (Figura 4-12A e B) é caracterizado por deformação cataclástica com rotação de grãos e cominuição de borda de grãos. A presença de argila no núcleo da banda ocorre de maneira zonada, apresentando concentrações de argila bastante variadas ao longo de uma mesma banda de deformação, principalmente em zona de maior concentração de feldspatos. A pulverização de grãos pode ter sido responsável pela facilitação da percolação de fluidos preferencialmente em zonas de maior cominuição de grãos por capilaridade (Sigda e Wilson, 2003), permitindo a atuação de processos diagenéticos no núcleo da banda de deformação cataclástica, formando argilominerais por autigênese (Solum et al., 2010, 2005; Wilson et al., 2006) e cimentação por óxidos de Fe (Balsamo et al., 2013; Exner et al., 2013). A análise química realizada no núcleo da banda de deformação indicou forte homogeneidade nos elementos químicos presentes, não havendo distinção dos elementos no núcleo da banda de deformação em comparação aos presentes nos grãos do arcabouço da rocha. A ausência de matriz argilosa na rocha não deformada e semelhança química entre o material de preenchimento de falha e os minerais do arcabouço da rocha sugerem que os argilominerais presentes no núcleo da banda de deformação são puramente autigênicos (Exner e Tschegg, 2012; Wilson e Pittman, 1977). Já a presença de óxidos de Fe, único elemento encontrado que não é relativamente abundante nos minerais do arcabouço indicam a percolação preferencial de fluidos no núcleo da banda de deformação (Sigda e Wilson, 2003). Deste modo, a formação de argilominerais constituindo mais de 15% do núcleo da banda de deformação caracteriza a formação de bandas de deformação filossilicáticas (Fossen et al., 2007) a partir da alteração de grãos de feldspatos cominuídos. A maior concentração de argilominerais em núcleos de bandas de deformação focalizadas em zonas de cominuição de feldspatos indicam a formação de argila pós-deformacional, facilitada pela forte redução granulométrica dos feldspatos.

A percolação de fluidos no núcleo da banda de deformação pode causar a remobilização do material argiloso gerado pelo intemperismo de grãos de feldspato presente no arcabouço da rocha (Exner e Tschegg, 2012) (Figura 4-12B). Neste caso o material intemperizado ocorre preenchendo zonas preferenciais internas à banda de deformação, onde

a concentração exibida pelas argilas é maior. A percolação de fluidos em zonas mais argilosas pode estar relacionada a processos de capilaridade, principalmente em zonas vadasas (Sigda e Wilson, 2003).

Segundo estágio – Evolução dos argilominerais

O segundo estágio constitui na reorganização dos argilominerais na zona de deformação a partir da evolução microestrutural da banda de deformação (Figura 4-12C). O desenvolvimento estrutural de zonas de bandas de deformação comumente é relacionado à geração de novas estruturas, formando aglomerados denominados *clusters* (Antonellini et al., 1994) e em um estágio final, a formação de planos de deslizamento (Fossen et al., 2007). Nos casos analisados, adicionalmente à formação de novas estruturas, o desenvolvimento da zona de falha ocasiona forte remobilização dos argilominerais, aumentando o teor em planos de maior deformação (Figura 4-12C). Esse comportamento se dá pela plasticidade exibida pelo material argiloso quando hidratado. O processo inicia-se com a formação de núcleos alongados de enriquecimento de argilominerais sob a forma de filmes contínuos internamente à banda de deformação (Figura 4-12C). Em estágios mais avançados a concentração de argila prevalece em planos de fraturas mais desenvolvidos, onde a deformação é mais intensa (Figura 4-12D). Internamente a essas bandas ocorre a reestruturação dos argilominerais formando planos de ligação entre zonas enriquecidas em argilominerais. Este processo é responsável pela formação de feições sigmoidais entre zonas enriquecidas em argila, concentração de argilominerais contornando grãos residuais e feições do tipo S-C (Passchier e Trouw, 2005) (Figura 4-12D). A concentração de argila neste estágio pode atingir valores bastante elevados, podendo ultrapassar 30%.

As análises químicas realizadas em microscópio eletrônico de varredura indicaram a preservação da composição química inicial da rocha em relação à composição de bandas de deformação mais desenvolvidas, confirmando a ausência de injeção de argilominerais externos ao sistema. Tal hipótese pode ser confirmada também pela reconcentração de potássio, um dos principais elementos presentes no material de preenchimento das bandas de deformação estudadas, em geometria bem definida, indicando a remobilização do material de preenchimento da banda durante a evolução da deformação (Figura 4-10E).

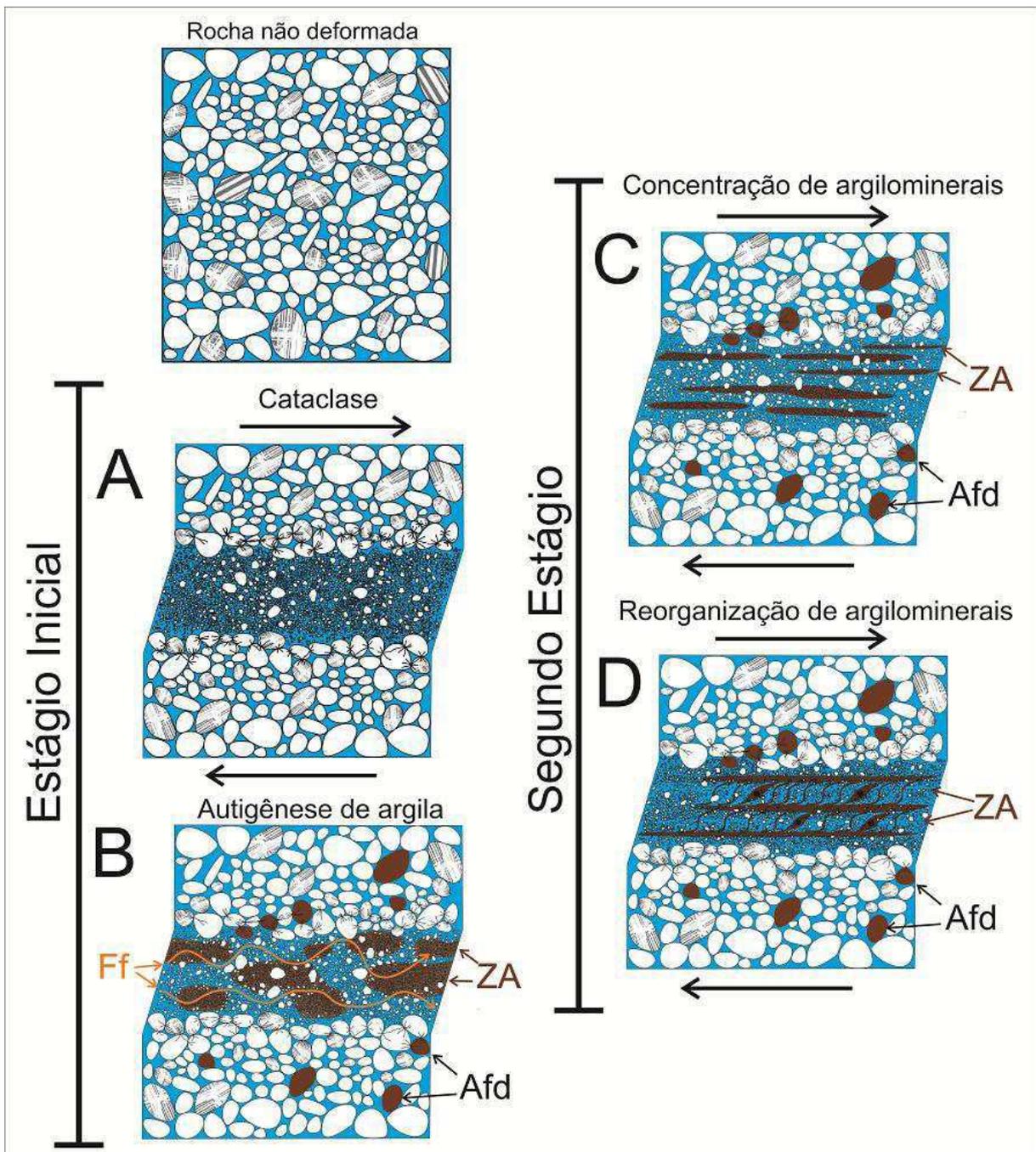


Figura 4-12 - Modelo evolutivo de bandas de deformação filossilicáticas por autigênese. Ff = Fluxo de Fluidos; ZA = Zonas Argilosas; Afd = Feldspato Alterado.

4.8.2 Implicações nas propriedades petrofísicas

O enriquecimento de argila autigênica em núcleo de falha tende a aumentar o potencial selante da estrutura (Solum et al., 2010). Isso se dá devido ao preenchimento de gargantas de poros remanescentes em núcleos de falhas (Solum et al., 2010). Nos casos analisados a redução da permeabilidade é gerada pelo somatório dos processos de cataclase e

autigênese de argila. A quantificação do aumento da capacidade selante das bandas de deformação pela autigênese de argilominerais é inviável nos casos analisados, visto que se trata de amostras de superfície que se encontram intemperizadas. As medições petrofísicas realizadas em amostras em diferentes estágios de evolução de bandas de deformação filossilicáticas por enriquecimento autigênico indicaram redução em cerca de 1 a 2 ordens de grandeza na permeabilidade em comparação à amostras não deformadas. Em comparação ao processo de *clay smearing*, comumente caracterizado pelo alto potencial selante (Færseth, 2006; Takahashi, 2003; Vrolijk et. al., 2016), bandas de deformação filossilicáticas com enriquecimento de argila autigênica apresentaram um potencial selante menos efetivo.

4.9 CONCLUSÃO

Os processos deformacionais observados em estágios iniciais da deformação tais como fluxo granular em zonas de borda de bandas de deformação e rotação com cominuição de borda de grãos indicam baixo grau de litificação da rocha hospedeira. A ausência de matriz argilosa na rocha hospedeira e homogeneidade na composição química entre rocha e material de preenchimento de bandas de deformação indicam a formação de argilominerais autigênicos. Os argilominerais presentes em zonas de deformação mais intensa apresentaram comportamento plástico, com formação de feições sigmoidais e foliação do tipo S-C. Este comportamento é observado em argilominerais que encontram-se hidratados no momento de sua deformação. A percolação preferencial de fluidos e oxidação no núcleo de bandas de deformação indica proximidade com zona vadosa ou percolação de fluidos meteóricos. Na zona de dano, a cominuição de grãos é bastante suave, predominando fluxo granular com forte alinhamento de grãos. Deste modo, em rochas ausentes de matriz argilosa, bandas de deformação filossilicáticas com enriquecimento autigênico tendem a se formar em ambientes superficiais, apresentando como principais condicionantes para sua formação (1) a composição da rocha hospedeira, visto que a autigênese ocorreu devido à alteração de fragmentos de feldspatos, (2) percolação de fluidos preferencialmente em núcleo de bandas de deformação e (3) manutenção dos esforços responsáveis pela continuação da deformação, ocasionando a reorganização dos argilominerais autigênicos nas zonas de deformação mais intensas.

A organização dos argilominerais presentes em núcleos de bandas de deformação não apresentou influências significativas nas propriedades petrofísicas, visto que em amostras de

distintos estágios evolutivos os resultados foram bastante semelhantes. Em bandas de deformação com *clay smearing*, onde o teor de argila no núcleo da banda é mais elevado, a redução na permeabilidade da rocha foi mais acentuada. Deste modo, a redução da permeabilidade está relacionada ao teor de argila presente no núcleo da banda e não à estruturação da mesma.

5 INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

5.1 GENERALIDADES

A unidade afetada por bandas de deformação na Bacia Rio do Peixe é composta por arenitos grossos a conglomerados finos com baixo teor de matriz argilosa (menos de 1%). A composição mineralógica observada é de alto teor de feldspatos (~32,9%) e fragmentos de rocha ígnea e fragmentos de rocha metamórfica (~9,7%), caracterizando arenitos arcoseanos a arcoseanos líticos. Por vezes, intercaladas com conglomerados e arenitos grossos, ocorrem camadas areníticas finas, também ricas em feldspatos e fragmentos de rocha, apresentando, porém, alto teor de argila em sua matriz.

Os tipos de banda de deformação filossilicáticas presentes são bandas de deformação com *clay smearing* e bandas de deformação filossilicáticas por autigênese. As bandas de deformação com *clay smearing* são restritas à zonas de intercalação de fácies argilosas e fácies grossas, causando o estiramento da camada argilosa ao longo do plano de falha. Já as bandas de deformação filossilicáticas ocorrem tanto em fácies mais grossas quanto em fácies finas argilosas, diferenciando-se pelos processos de formação. Bandas filossilicáticas em fácies argilosas são formadas por retrabalhamento de argila presente na matriz da rocha enquanto que rochas ausentes de matriz formam bandas filossilicáticas a partir do intemperismo de minerais do arcabouço.

As análises petrofísicas realizadas neste trabalho foram de porosidade e de permeabilidade. Em todos os casos analisados a porosidade não apresentou mudanças significativas, enquanto que a permeabilidade foi bastante afetada pelas bandas de deformação. Bandas de deformação com *clay smearing* apresentaram maior redução de permeabilidade em relação à rocha hospedeira, ultrapassando 4 ordens de grandeza. Já as bandas de deformação enriquecidas por argila autigênica, ocasionaram em redução de permeabilidade de até 3 ordens de grandeza em comparação à rocha hospedeira ausente de deformação, não havendo diferenças significativas relacionadas ao estágio evolutivo das

mesmas e conseqüentemente estruturação da argila no interior da banda. Deste modo, todos os tipos de bandas de deformação filossilicáticas observados atuam como barreiras de fluxo de fluidos em reservatórios ou aquíferos. A estruturação da argila em núcleo de banda de deformação mostrou-se pouco influente na permeabilidade, sendo a maior redução na permeabilidade relacionada a bandas com maior teor de argila, que são os casos das bandas de deformação com *clay smearing*.

5.2 COMPILAÇÃO DOS RESULTADOS

Com base nas observações, constatou-se que a formação de bandas de deformação filossilicáticas tem forte relação com a fácies e sucessão de fácies em que se encontra, visto que os processos deformacionais formadores de bandas de deformação estão relacionados à fonte dos argilominerais. Em fácies ricas em matriz argilosa o processo se dá através do estiramento dos argilominerais da matriz associado a fluxo granular, gerando baixo grau de cataclase. Já em rochas ausentes de matriz, a formação de bandas filossilicáticas é dependente da composição mineralógica do arcabouço, visto que os argilominerais presentes no núcleo da banda são provenientes da alteração de minerais (no caso analisado, feldspatos) triturados durante a formação da banda, inicialmente cataclástica. Deste modo, rochas como quartzarenitos ausentes de matriz, dificilmente seriam capazes de formar bandas de deformação filossilicáticas por não possuírem fontes prováveis de argilominerais.

O ambiente de formação exerce fundamental importância na geração de bandas de deformação por autigênese, visto que a percolação de fluidos em núcleo de bandas, onde a granulometria é drasticamente reduzida, foi possivelmente um fator facilitador para o maior intemperismo e autigênese de argila em bandas de deformação. Essa percolação de fluidos é característica de zonas vadasas, onde a percolação de fluidos se dá preferencialmente em zonas de baixas granulometrias (como núcleo de bandas de deformação) através do processo de capilaridade. Adicionalmente, em zonas de dano de bandas filossilicáticas autigênicas, tem-se a presença de processos deformacionais pouco destrutivos, como fluxo granular, indicando baixo grau de litificação da rocha no momento da deformação. Deste modo, as bandas de deformação filossilicáticas por autigênese estudadas nesse trabalho foram formadas em ambientes rasos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANTONELLINI, M. A.; AYDIN, A; POLLARD, D. D. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, v. 16, n. 7, p. 941–959, 1994.

ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 371–389, 2007.

AYDIN, A. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, v. 116, n. 4–5, p. 913–930, 1978.

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

AYDIN, A; JOHNSON, A. M. 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.

BALLAS, G; FOSSEN, H; SOLIVA, R. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology*, v. 76, p. 1–21, 2015.

BALSAMO, F; BEZERRA, F. H. R; VIERIA, M. M. STORTI, F. Structural control on the formation of iron-oxide concretions and liesegang bands in faulted, poorly lithified cenozoic sandstones of the Paraíba basin, Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*, 2013.

BALSAMO, F.; STORTI, F. 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. *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, n. 4, p. 822–837, 2010.

BALSAMO, F; STORTI, F. Size-dependent comminution, Tectonic mixing, and sealing behavior of a “structurally oversimplified” fault zone in poorly lithified sands: Evidence for a coseismic rupture? *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 123, n. 3–4, p. 601–619, 2011.

BALSAMO, F; STORTI, F; GRÖCKE, D. R. Fault-related fluid flow history in shallow marine sediments from carbonate concretions, Croton basin, south Italy. *Journal of the Geological Society*, v. 169, p. 613–626, 2012.

BRAATHEN, A; TVERANGER, J; FOSSEN, H; SKAR, T; CARDOZO, N; SEMSHAUG, S. E; BASTESSEN, E; SVERDRUP, E. Fault facies and its application to sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin*, v. 93, n. 7, p. 891–917, 2009.

CÓRDOBA, V. C; ANTUNES, A. F; JARDIM DE SÁ, E. F; DA SILVA, A. N; SOUSA, D, C; LINS, F. A. P. L. 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. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 16, n. 1, p. 53–68, 2007.

COSTA, A . B . S; CÓRDOBA, V. C.; JARDIM DE SÁ, E. F. Diagenesis and Provenance of the Sandstones of the Rift Tectonosequence of Araripe and Rio do Peixe basins, NE Brazil. 2010, Lisbon: [s.n.], 2010. p. 60–64. DA SILVA, Ajosenildo Nunes. *Arquitetura , Litofácies E Evolução Tectono- Nordeste Do Brasil* *Arquitetura , Litofácies E Evolução Tectono- Estratigráfica Da Bacia Do Rio Do Peixe , Nordeste Do Brasil*. 2009. 2009.

DE CASTRO, D. L.; CASTELO BRANCO, R. M G. Caracterização da arquitetura interna das bacias do vale do cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 17, n. 2–3, p. 128–143, 1999.

DE CASTRO, D. L; DE OLIVEIRA, D. C; CASTELO BRANCO, R. M. G. 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, 2007.

DNIT, 2013, Mapa Multimodal da Paraíba.

EXNER, U; KAISER, J; GIER, S. Deformation bands evolving from dilation to cementation bands in a hydrocarbon reservoir (Vienna Basin, Austria). *Marine and Petroleum Geology*, v. 43, p. 504–515, 2013.

EXNER, U; TSCHEGG, C. Preferential cataclastic grain size reduction of feldspar in deformation bands in poorly consolidated arkosic sands. *Journal of Structural Geology*, v. 43, p. 63–72, 2012.

FÆRSETH, R B. Shale smear along large faults: Continuity of smear and the fault seal capacity. *Journal of the Geological Society*, v. 163, n. 5, p. 741–751, 2006.

FOLK, R. L. Petrology of the sedimentary rocks. *Hemphill, Austin, Texas*, p. 190, 1968.

FOSSSEN, H; SCHULTZ, R.A; SHIPTON, Z. K; MAIR, K. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 1–15, 2007.

FOSSSEN, H. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: Observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, n. 1, p. 215–222, 2010a.

FOSSSEN, H. *Structural Geology*. First ed. United Kingdom: [s.n.], 2010b.

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

FRANÇOLIN, J.B.L.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. v. 16, n. 5, p. 647–661, 1994.

LECLÈRE, H; BUATIER, M; CHARPENTIER, D; SIZUN, J.P; LABAUME, P; CAVAILHES, T. Formation of phyllosilicates in a fault zone affecting deeply buried arkosic sandstones: Their influence on petrophysic properties (annot sandstones, french external alps). *Swiss Journal of Geosciences*, v. 105, n. 2, p. 299–312, 2012.

MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITONEVES, B. B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. [S.l.]: Editora Beca, 2004.

NOGUEIRA, F. C. C; DE CASTRO, D. L; DE OLIVEIRA, M. S. Estudo Magnético e Gravimétrico do Arcabouço Estrutural da Bacia Rio do Peixe - PB. *Revista de Geologia*, v. 17 (1), p. 74–87, 2004.

NOGUEIRA, F. C. C; MARQUES, O. F; 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, p. 92–107, 2015.

OGILVIE, S. R.; GLOVER, P. W. J. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 193, n. 1–2, p. 129–142, 2001.

PARNELL, J; WATT, G. R; MIDDLETON, D; KELLY, J; BARON, M. Deformation Band Control on Hydrocarbon Migration. *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, n. 4, p. 552–560, 2004.

PASSCHIER, C; TROUW, R. *Microtectonics*. [S.l: s.n.], 2005. v. 275.

ROCHA, D; AMARAL, C. CPRM. *Comportamento das Bacias Sedimentares da Região Semi-Árida do Nordeste Brasileiro. Hidrogeologia da Bacia Rio do Peixe. Geologia da Bacia Rio do Peixe*. . [S.l: s.n.], 2006.

SÉNANT, J; POPOFF, M. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics*, v. 198, n. 1, p. 35–46, 1991.

SHIPTON, Z K; EVANS, J P; THOMPSON, L B. The geometry and thickness of deformation-band fault core and its influence on sealing characteristics of deformation-band fault zones. *Aapg Memoir*, v. 85, p. 181–195, 2005.

SIGDA, J. M; WILSON, J. L. Are faults preferential flow paths through semiarid and arid vadose zones? *Water Resources Research*, v. 39, n. 8, 2003.

SOLUM, J. G; BRANDENBURG, J, P; NARUK, S. J; KOSTENKO, O. V; WILKINS, S. J; SCHULTZ, R. A. Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah. *AAPG Bulletin*, v. 94, n. 9, p. 1453–1475, 2010.

SOLUM, J. G; DAVATZES, N. C; LOCKNER, D. A. Fault-related clay authigenesis along the Moab Fault: Implications for calculations of fault rock composition and mechanical

and hydrologic fault zone properties. *Journal of Structural Geology*, v. 32, n. 12, p. 1899–1911, 2010.

SOLUM, J. G.; VAN DER PLUIJM, B. A.; PEACOR, D. R. Neocrystallization, fabrics and age of clay minerals from an exposure of the Moab Fault, Utah. *Journal of Structural Geology*, v. 27, n. 9, p. 1563–1576, 2005.

TAKAHASHI, M. Permeability change during experimental fault smearing. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. B5, p. 2234, 2003.

TORABI, A. Cataclastic bands in immature and poorly lithified sandstone, examples from Corsica, France. *Tectonophysics*, v. 630, n. C, p. 91–102, 2014.

TORABI, A.; FOSSEN, H. Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG Bulletin*, v. 93, n. 7, p. 919–938, jul. 2009.

TORABI, A.; FOSSEN, H.; BRAATHEN, A. Insight into petrophysical properties of deformed sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin*, v. 97, n. 4, p. 619–637, 2013.

VROLIJK, P. J.; URAI, J. L.; KETTERMANN, M. Clay smear: Review of mechanisms and applications. *Journal of Structural Geology*, v. 86, p. 95–152, 2016.

WILSON, M. D.; PITTMAN, E. D. Authigenic clays in sandstone: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 47, n. 1, p. 3–31, 1977.

WILSON, J. E.; GOODWIN, L. B.; LEWIS, C. Diagenesis of deformation band faults: Record and mechanical consequences of vadose zone flow and transport in the Bandelier Tuff, Los Alamos, New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, n. B9, p. B09201, 1 set. 2006.