



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE**

**Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral**

**A ZONA DE CISALHAMENTO CONGO: UMA ESTUDO BASEADO NA ANÁLISE  
DEFORMACIONAL E CINEMÁTICA**

**FRANCISCO JUNIOR**

**Orientador: Prof. Dr. Harrizon Lima de Almeida**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**CAMPINA GRANDE**

**2021**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE**

**A ZONA DE CISALHAMENTO CONGO: UM ESTUDO BASEADO NA ANÁLISE  
DEFORMACIONAL E CINEMÁTICA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**FRANCISCO JUNIOR**

**CAMPINA GRANDE**

**2021**

**FRANCISCO JUNIOR**

**A ZONA DE CISALHAMENTO CONGO: UM ESTUDO BASEADO NA ANÁLISE  
DEFORMACIONAL E CINEMÁTICA**

Dissertação de mestrado apresentada a  
Universidade Federal de Campina Grande  
como parte das exigências do Programa de  
Exploração Petrolífera e Mineral, na área de  
concentração Geologia Estrutural.

**CAMPINA GRANDE**

**2021**

F818z

Francisco Junior.

A zona de cisalhamento congo: um estudo baseado na análise deformacional e cinemática / Francisco Junior. – Campina Grande, 2021.

92 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. Harrizon Lima de Almeida".

Referências.

1. Zona de Cisalhamento Congo. 2. Análise Tridimensional da Deformação. 3. Vorticidade Cinemática. 4. Transpressão. I. Almeida, Harrizon Lima de. II. Título.

CDU 551.1(043)



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE**  
POS-GRADUACAO EXP. PETROLIFERA E MINERACAO  
Rua Aprigio Veloso, 882, - Bairro Universitario, Campina Grande/PB, CEP 58429-900

## **FOLHA DE ASSINATURA PARA TESES E DISSERTAÇÕES**

**Francisco Junior**

A ZONA DE CISALHAMENTO CONGO; UM ESTUDO BASEADO NA ANÁLISE DEFORMACIONAL E CINEMÁTICA.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em exploração petrolífera e mineral - PPGEPM-UFPG como pré-requisito para obtenção do título de Mestre em exploração petrolífera e mineral.

Aprovada em: 16/04/2021

Prof. Dr. Harrizon Lima de Almeida, Orientador - UFPG

Prof. Dr. Guilherme dos Santos Teles, Examinador Interno - UFPG

Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos, Examinador Externo -UFPE



Documento assinado eletronicamente por **GUILHERME DOS SANTOS TELES, PROFESSOR(A) DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 23/04/2021, às 16:28, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



---

Documento assinado eletronicamente por **HARRIZON LIMA DE ALMEIDA, COORDENADOR(A) ADMINISTRATIVO(A)**, em 26/04/2021, às 08:53, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **Lauro Cezar Montefalco de Lira Santos, Usuário Externo**, em 18/05/2021, às 10:22, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).

---



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.ufcg.edu.br/autenticidade>, informando o código verificador **1418118** e o código CRC **F453612D**.

---

---

**Referência:** Processo nº 23096.016229/2021-82

SEI nº 1418118

## **AGRADECIMENTOS**

Com meus sinceros sentimentos, primeiramente agradeço a Deus! Sem ele nada disso seria possível.

Aos meus pais, Francisco das Chagas e Moêmia, que sempre me apoiaram incondicionalmente para os estudos e para batalhas da vida. A eles sou imensamente agradecido.

Ao Prof. Dr. Harrizon Lima de Almeida, pela orientação, apoio e inestimáveis ensinamentos ao longo do curso.

Ao Prof. Dr. Gival Pordeus da Silva Neto, pela gentileza de nos ensinar a utilizar o programa Wolfram Mathematica, que foi de ajuda neste trabalho e será em outros posteriores.

Aos Professores Dr. Guilherme Santos e Dr. Carlos Mario pelo forte apoio e excelente contribuição nas correções da qualificação.

Ao amigo e Prof. Dr. Lauro Montefalco, por contribuir aceitando fazer parte da banca examinadora e por acrescentar positivamente com seus conhecimentos a este trabalho.

A meu amigo Ítalo Fernandes por ajudar na preparação das amostras em um período de grande dificuldade relacionada às restrições da pandemia.

Aos meus amigos da pós-graduação Jahy Barros, Nathália Amorim, Camila Nogueira, Leonardo Palhano e Igor Vinícius que sempre foram pontos de apoio e força durante o curso.

A todos vocês o meu muitíssimo obrigado!

## RESUMO

A Zona de Cisalhamento Congo (ZCC) é considerada como sendo um limite estrutural que separa os terrenos Alto Moxotó (TAM) e Rio Capibaribe (TRC), ambos pertencentes ao Domínio Central da Província Borborema. Em virtude de sua importância geodinâmica para esse segmento da província, foi realizado um estudo envolvendo uma análise estrutural e cinemática dessa zona de cisalhamento. É demonstrado que a ZCC experimentou uma deformação transpressiva sinistral com cisalhamento puro dominante. A análise tridimensional da deformação mostra que a ZCC foi submetida a um forte achatamento, o que pode ter resultdo na extrusão de material ao longo dos eixos de estiramento máximo (X) e intermediário (Y) do elipsóide de deformação. O cisalhamento predominantemente puro da ZCC é principalmente revelado a partir da quantificação do número de vorticidade cinemática ( $W_m$ ). Um modelo transpressivo simplificado, envolvendo a extrusão de material, é discutido para a zona de cisalhamento.

**Palavras-chave:** Zona de Cisalhamento Congo, análise tridimensional da deformação, vorticidade cinemática, transpressão.

## **ABSTRACT**

The Congo Shear Zone (CSZ) is considered to be a structural boundary that separates the Alto Moxotó (AMT) and Rio Capibaribe (RCT) terrains, both belonging to the Central Domain of the Borborema Province. Due to its geodynamic importance for this segment of the province, a study involving a structural and kinematic analysis of this shear zone was carried out. It is shown that the CSZ experienced a transpressive sinistral deformation with pure shear-dominated. The three-dimensional strain analysis shows that the CSZ has undergone a strong flattening, which may have resulted in material extrusion along the maximum (X) and intermediate (Y) stretching axes of the strain ellipsoid. The pure shear-dominated of the CSZ is mainly revealed from the quantification of the kinematic vorticity number ( $W_m$ ). A simplified transpressive model involving material extrusion is discussed for the shear zone.

**Keyword:** Congo Shear Zone, three-dimensional strain analysis, kinematic vorticity, transpressive.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Localização da Área de Estudo e Vias de Acesso	2
1.3 Materiais e Métodos	4
<b>2. REVISÃO TEÓRICA</b>	6
2.1 Gradiente de Velocidade	6
2.2 Decomposição do Gradiente de Velocidade	7
2.3 Decomposição do Vetor Vorticidade	8
2.4 Medidas Adimensionais da Vorticidade	10
2.5 Trajetória de Movimento das Partículas	14
2.6 Limitações Gerais dos Métodos de Análise de Vorticidade	15
2.7 Métodos de Análise da Vorticidade	16
2.7.1 Razão Axial de Porfiroclastos	18
2.7.2 Rede de Grãos Rígidos ( <i>Rigid Grain Net</i> )	19
<b>3. ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSPRESSIVAS</b>	21
3.1 Definições Básicas	21
3.2 Modelos de Deformação	21
3.3 Deformação Particionada	26
3.4 Modelos de Trama e Estilo Estrutural	27
3.5 Implicações	29
<b>4. CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	31
4.1 Terreno Alto Moxotó	35
4.2 Terreno Rio Capibaribe	37
4.3 Zona de Cisalhamento Congo	38
<b>5. PADRÃO ESTRUTURAL DA FOLIAÇÃO REGIONAL</b>	43
5.1 A Trama Estrutural na ZCC	48
<b>6. MICROTTECTÔNICA</b>	53
<b>7. METODOLOGIA DE ANÁLISE E APRESENTAÇÃO DOS DADOS</b>	57
7.1 Resultados	60
<b>8. DISCUSSÃO</b>	76
<b>9. CONCLUSÃO</b>	82
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	83

# 1. INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento Congo (ZCC) situa-se no contexto da Província Borborema (Almeida et al., 1977), consistindo em importante feição estrutural, considerada como registro “fossilizado” da evolução deformacional ocorrida durante grande parte do Brasileiro. Interligada a outras zonas de cisalhamento, ela compartimentaliza internamente a província e está inserida no Domínio da Zona Transversal de acordo com a proposta de Jardim de Sá (1994) e Santos (1996). Esta zona de cisalhamento é responsável pela colagem de dois importantes Terrenos Tecno-Estratigráfico: os terrenos Alto Moxotó (TAM) e Rio Capibaribe (TRC).

Apesar de terem sido desenvolvidos estudos sob o ponto de vista estrutural, stratigráfico e geofísico, o entendimento da evolução tectônica da ZCC é ainda carente de uma análise cinemática mais robusta. Sobretudo no que se refere ao tipo de fluxo cinemático e as condições de deformação associadas à sua evolução. Por estar inserida em um contexto geotectônico de colagem de dois blocos crustais (TAM e TRC), a ZCC representa uma importante feição estrutural da Província Borborema, contribuindo para o retrabalhamento e configuração estrutural da província, particularmente durante grande parte do Neoproterozóico. A sua fácil observação em imagens, continuidade por dezenas de quilômetros, e a boa exposição de afloramentos oferecem oportunidades únicas para que estudos dessa natureza possam ser realizados.

Baseado na análise deformacional e cinemática foi realizado um estudo na ZCC objetivando investigar a natureza de sua evolução. Para essa finalidade uma análise tridimensional da deformação, envolvendo quantificar a sua magnitude e a geometria do elipsóide, e a avaliação da vorticidade cinemática, ou grau não coaxialidade, foram realizadas.

O presente trabalho constitui um dos requisitos da dissertação em Exploração Petrolífera e Mineral para obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral (PPGEPM) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG). A orientação da dissertação foi exercida pelo Prof. Dr. Harrizon Lima de Almeida.

## **1.1 Objetivos**

Este trabalho tem como enfoque a Zona de Cisalhamento Congo sob a ótica da análise deformacional e da vorticidade cinemática, e contempla os seguintes objetivos:

- Avaliar a deformação tridimensional experimentada pela zona de cisalhamento, definindo o regime deformacional dominante durante sua instalação e evolução;
- Determinar a vorticidade cinemática da zona de cisalhamento objetivando avaliar o seu padrão de fluxo, ou grau de não coaxialidade (cisalhamento simples vs. puro);
- Aplicar técnicas consagradas na literatura para a quantificação tridimensional da deformação e do número de vorticidade cinemática, essa última baseada nos modelos de rotação de grãos rígidos em uma matriz viscosa sob deformação homogênea;
- Propor um modelo deformacional simplificado para a zona de cisalhamento.

## **1.2 Localização da Área de Estudo e Vias de Acesso**

A área estudo localiza-se, geograficamente, em grande parte na porção centro-sul do Estado da Paraíba (Figura 1.1), envolvendo as cidades de Sumé, Camalaú e Congo, todas no estado da Paraíba.

As opções de acesso à área de estudo são diversas, mas as principais são a PB-138, PB-196 e PB-224. Todas elas fornecem acesso direto a área de estudo por vias asfaltadas (Figura 1.1). O deslocamento no interior da área é normalmente por vias carrocáveis não pavimentadas.

## MAPA DE LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

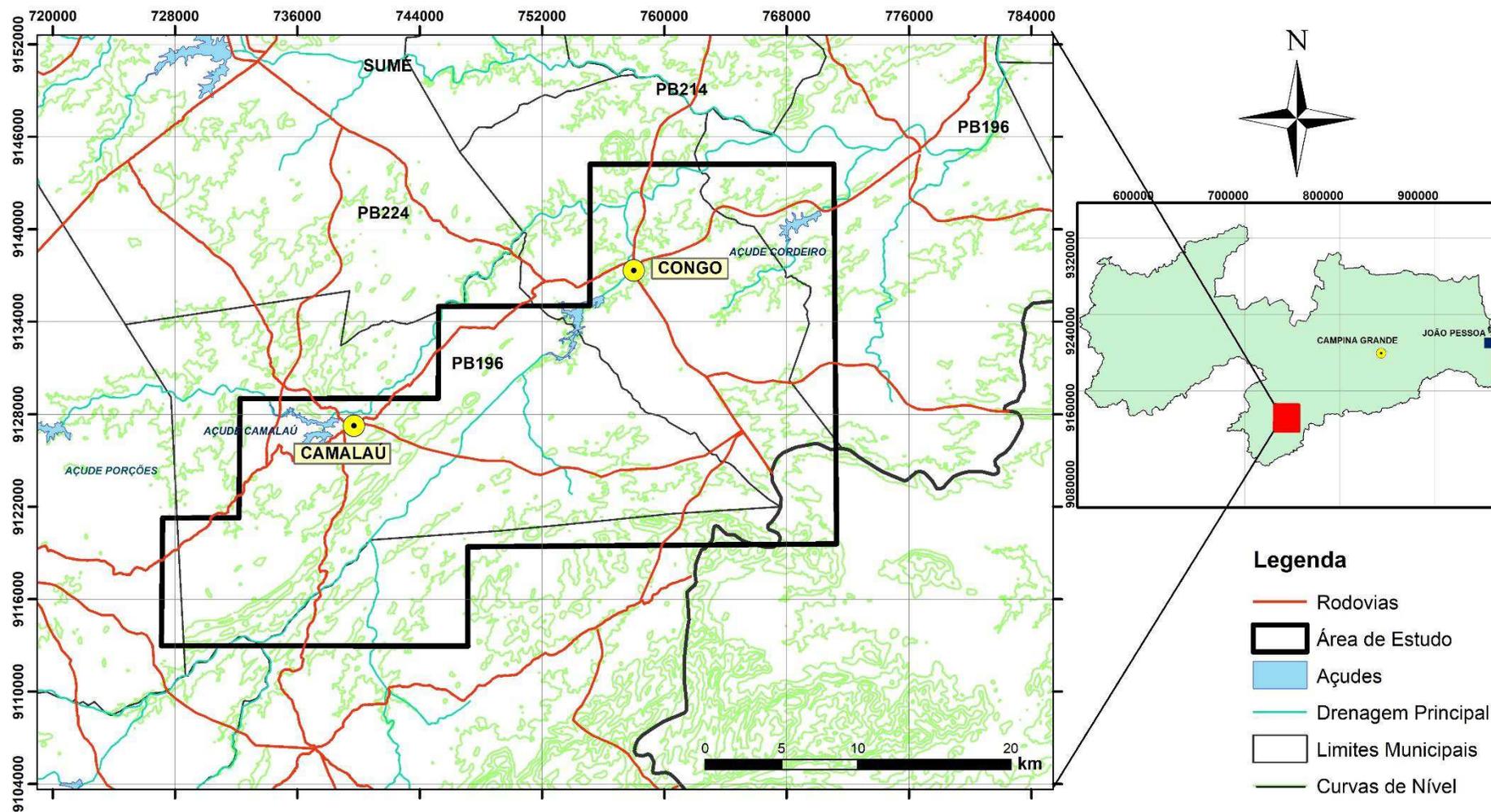


Figura 1.1 – Mapa de Localização e vias de acesso da área de estudo.

### **1.3 Materiais e Métodos**

Este item aborda os procedimentos utilizados para alcançar os objetivos propostos. Inicialmente foram realizados trabalhos pré-campo. Durante essa etapa foram consultadas bibliografias referentes ao tema, bem como a interpretação de produtos de sensoriamento remoto. Etapas de campo, referente à descrição e análise estrutural, petrográfica e coleta de dados, precederam as etapas de pós-campo onde amostras foram serradas, segundo seções previamente orientadas, fotografadas e analisadas com a utilização de *softwares*.

- **Pesquisa Bibliográfica**

Esta etapa consistiu na pesquisa de trabalhos realizados na área de estudo, com levantamentos, integração e compilação de mapas e dados geológicos existentes. Paralelamente, foi consultada a bibliografia referente ao tema, especificamente no que concerne as técnicas analíticas para a análise da vorticidade cinemática e quantificação da deformação.

- **Interpretação de produtos do sensoriamento remoto**

Esta etapa envolveu a interpretação geológico-estrutural da ZCC, utilizando-se de fotografias aéreas e imagens de radar. Tais levantamentos, permitiram a delimitação mais precisa da zona de cisalhamento em relação as estruturas regionais dos terrenos TAM e TRC. O mapeamento geológico de apoio desenvolveu-se segundo a metodologia padrão do Serviço Geológico do Brasil, incluindo interpretação de produtos de sensoriamento remoto (fotografias aéreas, imagens de satélites e mapas aerogeofísicos), levantamento geológico-estrutural de campo, petrografia macroscópica e integração dos resultados.

- **Trabalhos de Campo**

Nesta etapa realizou-se a coleta de dados e descrição dos afloramentos ao longo de seções transversais à Zona de Cisalhamento Congo. Com isso, obteve-se dados de foliação, lineação, observação de indicadores cinemáticos e a avaliação da trama em cada afloramento. Procedeu-se uma coleta de amostras voltadas para a confecção de lâminas delgadas, e para a extração de dados a serem destinados à análise deformacional e cinemática.

- **Preparação das Amostras e Métodos Analíticos**

Para o procedimento das análises, foram coletadas amostras orientadas no campo. Essas amostras foram serradas segundo seções previamente orientadas. Para a análise da vorticidade cinemática, efetuaram medidas em seções perpendiculares a foliação e paralela a lineação, correspondente a seção XZ do elipsóide de deformação. Para a análise da deformação (*strain* finito), realizaram medidas de grãos minerais em seções perpendiculares a foliação e paralelas a lineação e perpendiculares a ambas, seção YZ do elipsoide de deformação.

## 2. REVISÃO TEÓRICA

O modelo ideal de deformação por **cisalhamento simples** em zonas de cisalhamento (Ramsay & Graham, 1970; Ramsay, 1980) influenciou fortemente o pensamento dos geólogos estruturalistas e, por muitos anos, este modelo foi o padrão de referência para a interpretação de estruturas geológicas. Entretanto, estudos de trama cristalográfica, realizados a partir da década de 80, inferiram que a deformação ao longo dessas zonas naturais não decorriam estritamente de um cisalhamento simples progressivo, mas incluía uma componente de **cisalhamento puro**, enfatizando ser mais apropriado interpretar tais estruturas em termos do seu grau de não-coaxialidade (Law et al., 1984, 1986; Platt e Behrmann, 1986). Essas observações geraram a necessidade de encontrar formas práticas para determinar o grau de não-coaxialidade, ou seja, para avaliar a relação entre os componentes puros e cisalhantes do fluxo utilizando quantidades numéricas, neste caso o número de vorticidade cinemática.

Muitos estudos de vorticidade confirmaram que o cisalhamento simples é a exceção e não a regra na deformação natural (Xypolias, 2010). A identificação de um componente de cisalhamento puro de deformação em uma zona de cisalhamento é extremamente importante, pois durante um fluxo governado por uma combinação simultânea de cisalhamento puro e simples, é possível causar alongamento do material deformado paralelo às paredes da zona (Wallis et al., 1993). Tais observações, especialmente quando combinadas com dados sobre a variação espaço-temporal da vorticidade do fluxo, podem lançar luz sobre o cenário tectônico da zona de cisalhamento em questão (por exemplo, Wallis et al., 1993; Northrup, 1996; Grujic et al., 1996; Grasemann et al., 1999; Law et al., 2004). Portanto, torna-se evidente que a análise de vorticidade é uma ferramenta valiosa para se resolver problemas em estruturas geológicas e tectônicas.

### 2.1 Gradiente de velocidade

O tensor de fluxo ou **gradiente de velocidade ( $L$ )** descreve a velocidade de uma determinada partícula em um instante qualquer de tempo, e pode ser escrita do seguinte modo, considerando o sistema de coordenadas cartesiano:

$$L_{ij} = \frac{\partial v_i}{\partial x_j}; \quad i, j = 1, 2, 3$$

A equação do gradiente de velocidade relacionada é dada por:

$$v_i = L_{ij}x_j,$$

o qual  $v_i$  descreve o campo de velocidade na coordenada espacial  $x_j$ .

Em uma deformação **homogênea**, o gradiente de velocidade (**L**) independe da posição no espaço, e se mantém invariável ao longo de todo o volume de rocha. Em uma situação contrária, essa deformação é tida como **heterogênea**. Além disso, se o fluxo durante a deformação independe do tempo, ele é denominado de *steady-state* (valores de **L<sub>ij</sub>** são constantes), por outro lado, se o fluxo varia ao longo do tempo ele é denominado *non-steady*. A maioria dos trabalhos na literatura geológica são limitados a um fluxo homogêneo, ou *steady-state*, isso porque a descrição matemática é mais simples. No entanto, observa-se que na natureza, devido a sua complexidade, a deformação ocorre sob um regime de fluxo heterogêneo (*non steady-state*). A princípio, esse problema pode ser solucionado subdividindo a deformação contínua em domínios menores de análises, nos quais o fluxo pode ser considerado homogêneo.

## 2.2 Decomposição do gradiente de velocidade

O tensor de fluxo ou gradiente de velocidade **L** pode ser decomposto em dois outros tensores: um tensor simétrico **D**, referente às componentes de deformação (tensor estiramento); e um tensor anti-simétrico **W**, relacionado à componente rotacional (tensor rotacional) do fluxo (Lister e Williams, 1983). Ambos são expressos pela relação matemática abaixo.

$$L = D + W$$

Na verdade, há uma componente extra, referente à translação do campo de velocidade. Entretanto, este termo é anulado ao se fixar o sistema de coordenadas na partícula analisada.

A partir do tensor de deformação ( $D$ ), simétrico, podem ser obtidos três autovetores denominados **eixos de deformação instantânea** (*Instantaneous Stretching Axis* –  $ISA_{1,2,3}$ ) do fluxo. Os autovalores de  $D$  correspondem às **taxas de deformação principais**  $s_i$  (*stretching rates* –  $i = a,b,c$ ) das linhas materiais instantaneamente paralelas aos  $ISAs$ , podendo ter qualquer magnitude.

O tensor anti-simétrico, correspondente ao **tensor vorticidade** ( $W$ ), descreve a velocidade angular ( $\omega$ ) das partículas ou linhas materiais de um corpo em deformação com relação a um sistema de coordenadas interna. Como tensor vorticidade é anti-simétrico, ele pode ser simplesmente expresso por um vetor: o **vetor vorticidade** ( $w$ ), cuja magnitude define a vorticidade do eixo.

Matematicamente, tem-se que o vetor vorticidade é igual a variação direcional do vetor do campo de velocidade, ou correspondente ao dobro do vetor velocidade angular (Means *et al.*, 1980):

$$\vec{w} = \vec{V} \times \vec{v} \text{ ou } \vec{w} = 2\vec{\omega}$$

O plano normal (perpendicular) ao vetor vorticidade é denominado **plano de perfil da vorticidade, PPV** (*Vorticity Profile Plane* -  $VPP$ ; Robin e Cruden, 1994) (Figura 2.1a). Em tipos de fluxo simples, o vetor de vorticidade permanece paralelo a um dos  $ISAs$ . Esses tipos de fluxo têm simetria monoclinica e são chamados de **fluxos monoclinicos** (Figura 2.1a) (Passchier, 1998). Se o vetor de vorticidade é oblíquo para todos os  $ISAs$ , o fluxo é considerado **triclinico** (Figura 2.1b) (Robin e Cruden, 1994).

### 2.3 Decomposição do Vetor Vorticidade

A magnitude e orientação do vetor vorticidade ( $w$ ) depende diretamente da escolha do referencial ao qual se deseja trabalhar, ou seja, se um referencial externo ou interno:

- **Vorticidade interna ou induzida por cisalhamento ( $w_i$ )** – corresponde à rotação das linhas materiais em relação aos  $ISA_s$ ;
- **Spin externo ou vorticidade rígida** – resulta da rotação dos eixos de deformação instantânea ( $ISA_s$ ), juntamente com todas as linhas materiais em relação a um referencial externo.

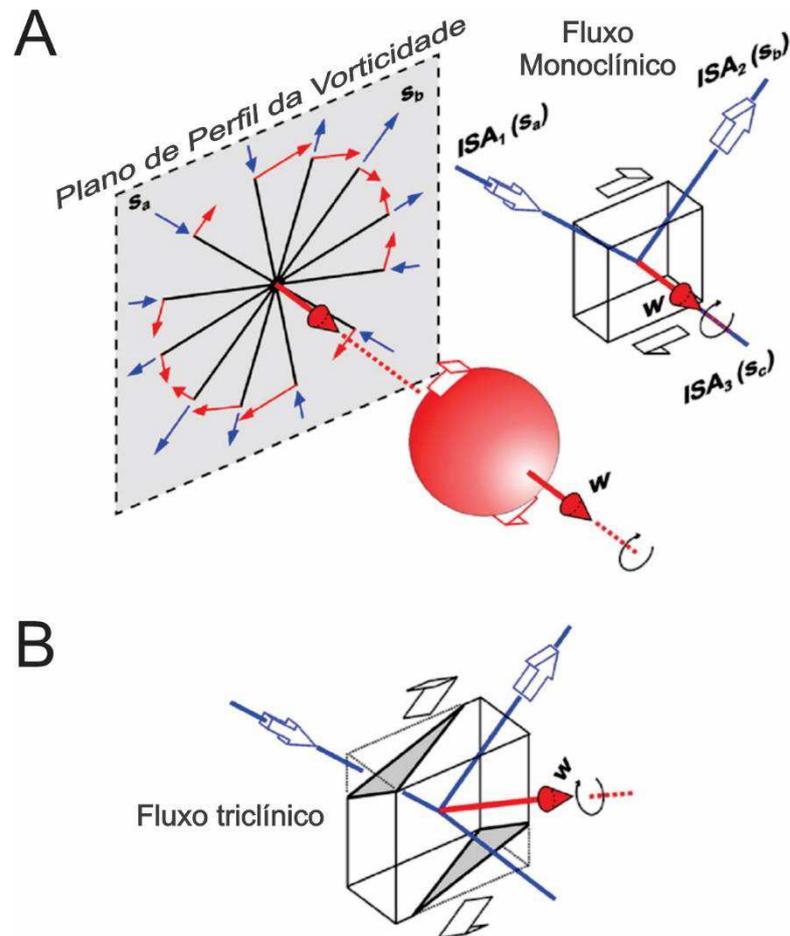


Figura 2.1a e b. (a) Plano de Perfil da Vorticidade - PPV (*Vorticity Profile Plane – VPP*) e orientação do vetor vorticidade ( $w$ ), em relação aos  $ISA_s$  para fluxos monoclinicos e (b) fluxos triclinicos (Xypolias, 2010).

A vorticidade interna ( $w_i$ ) é uma medida da rotação de marcadores internos, cujo referencial são os limites da zona de cisalhamento. Esta componente da vorticidade decorre da deformação não-coaxial, e influencia diretamente a geometria da trama de rochas miloníticas (Xypolias, 2010).

Por sua vez, a rotação dos eixos de deformação instantânea ( $ISAs$ ) e da zona de cisalhamento como um todo é produto da vorticidade rígida ( $spin$ ), sendo equivalente a rotação de corpo rígido sobre um eixo. Esta componente da vorticidade não afeta a geometria da trama ( $fabric$ ) da rocha, logo, não provoca mudanças na não-coaxialidade (Means, 1994) (Figura 2.2).

A adoção de uma referência que permanece paralela ou em ângulo fixo com os eixos de deformação instantânea é muito útil, uma vez que, a componente de vorticidade rígida é anulada, simplificando a descrição do fluxo.

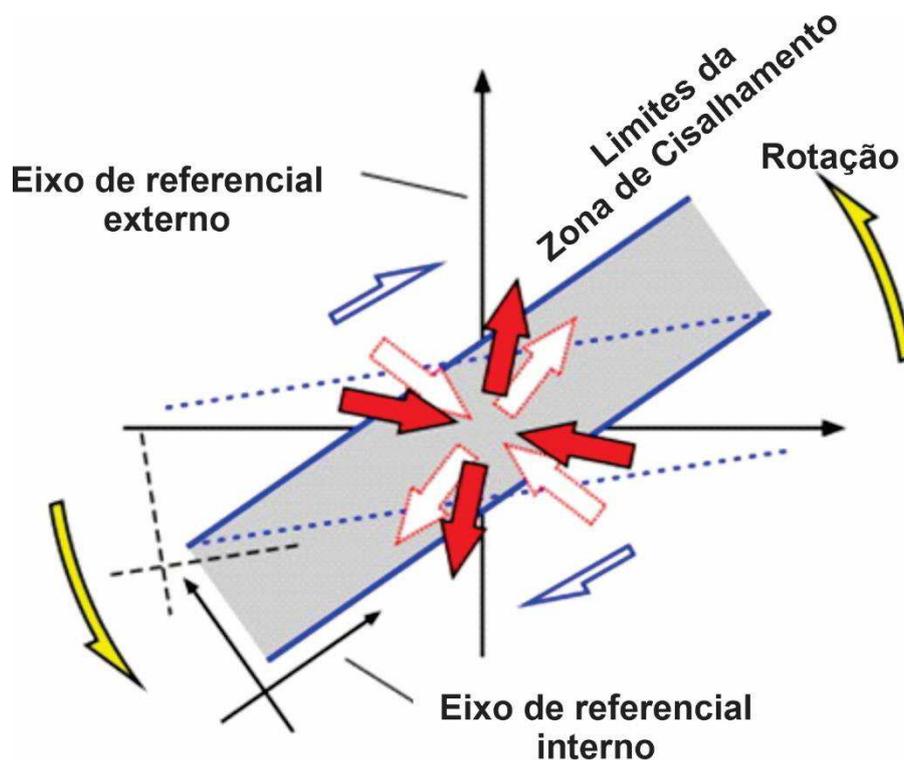


Figura 2.2. Ilustração da componente de rotação rígida ( $spin$ ), na qual resulta em rotação dos eixos  $ISAs$  (em vermelho) e dos limites da Zona de Cisalhamento. As linhas tracejadas representam a situação anterior a rotação (Xypolias, 2010).

## 2.4 Medidas Adimensionais da Vorticidade

O conceito de número de vorticidade cinemática instantânea,  $W_k$ , foi definido por Truesdell (1953) e introduzido na literatura geológica por Means et al. (1980) como uma medida do grau de não-coaxialidade (cisalhamento puro vs. cisalhamento simples) instantânea do fluxo. Seu número é normalizado pelas taxas de deformação instantânea principais ( $s_i$ ), resultando em um número adimensional.

$$W_k = \frac{w_i}{\sqrt{2(s_a^2 + s_b^2 + s_c^2)}}$$

Isto torna mais adequado na comparação direta com diferentes tipos de fluxo, do que propriamente o vetor vorticidade (Passchier e Trouw, 2005). Assim, a análise da vorticidade cinemática pode ser definida como a avaliação numérica do tipo de fluxo de cisalhamento, através do uso de dados estruturais e de petrotrama (Xypolias, 2010).

O número de vorticidade pode ser maior ou igual a zero, com grau de não-coaxialidade aumentando de valores crescentes de  $W_k$ . Fluxos por cisalhamento puro e simples são indicados por número de vorticidade nulo ( $W_k = 0$ ) e unitário ( $W_k = 1$ ), respectivamente. Valores intermediários de  $W_k$ , entre zero e um ( $0 < W_k < 1$ ), caracterizam cisalhamento geral (sub-simples). Número de vorticidade superior a um indica cisalhamento super simples, e quando  $W_k$  tende a infinito tem-se o caso de rotação de corpo rígido. O termo vorticidade provem do campo da dinâmica de fluidos, e a analogia clássica é uma roda de pás que se move junto com o fluxo, o que podemos imaginar é o caso da roda de pás mostrada na Figura 2.3. Se a roda de pás não girar, não haverá vorticidade ( $W_k = 0$ ). No entanto, se girar, há uma vorticidade e o vetor que descreve a velocidade de rotação, o vetor de velocidade angular  $\omega$ , está intimamente associado ao vetor de vorticidade  $w$ . Nesse caso, deve ser observado que o vetor vorticidade sempre será normal ao plano de movimento das partículas. Portanto, vetor vorticidade é o eixo de máxima rotação, normal ao plano onde linhas são deformadas, onde sua magnitude é indicada pela taxa de rotação (Tikoff & Fossen, 1995).

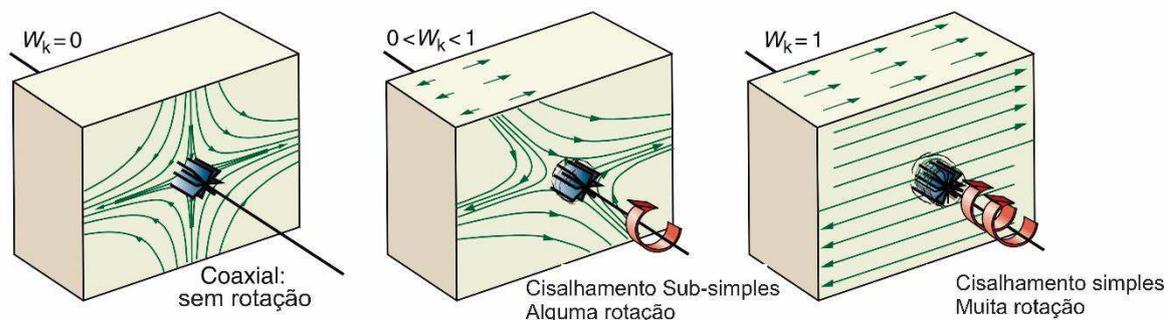


Figura 2.3. Interpretação da roda de pás do fluxo. O eixo da roda de pás é paralelo ao vetor de vorticidade e não está girando para deformação coaxial ( $W_k = 0$ ) e mostra uma tendência crescente de giro ao aumentar  $W_k$  (Tikoff & Fossen, 1995).

Em zonas de cisalhamento naturais, a vorticidade do fluxo pode variar no espaço e no tempo (*non steady-state*). Nestes casos é mais apropriado o emprego do **número médio de vorticidade** ( $W_m$ ), que considera uma média da vorticidade do fluxo integrado sobre o espaço e tempo (Passchier, 1988). Para deformação em *steady-state*, tem-se a igualdade entre  $W_k$  (deformação instantânea) e  $W_m$  (deformação finita). Em termos práticos, o número de vorticidade medido em zonas de cisalhamento é  $W_m$ . Isto decorre da observação de que no caminho da deformação os parâmetros de fluxo são sempre variáveis (não *steady-state*). Nesse caso,  $W_k$  é realística para uma deformação infinitesimal (*steady-state*), ou seja, em curto intervalo de tempo. Forte & Beyley (2007) propuseram uma classificação para o tipo de fluxo dominante (puro, geral e simples) em função do número de vorticidade cinemática (Figura 2.4).

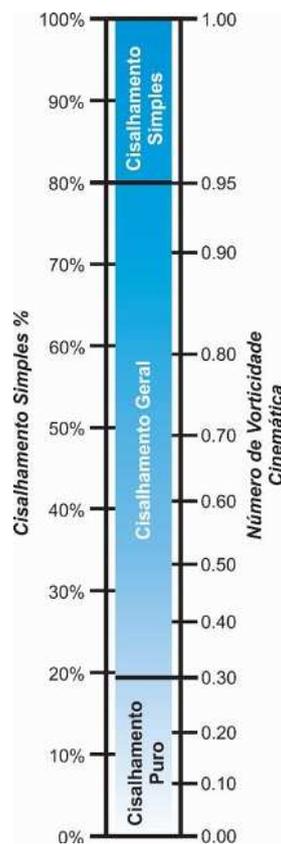


Figura 2.4. Relações entre o valor  $W_k$  e a porcentagem de cisalhamento simples, segundo classificação de Forte & Beyley, 2007.

O vetor vorticidade mostra uma relação direta com os elementos da trama estrutural (foliação e lineação) se a deformação é monoclinica (Figura 2.5a). Somente para esses casos o vetor vorticidade é perpendicular a lineação de

estiramento e paralelo a foliação milonítica (ou ao limite da zona de alta deformação). Portanto, o plano normal ao vetor vorticidade, ou Plano de Perfil do Vetor (PPV), corresponde a uma seção que contém a lineação e é perpendicular a foliação (seção XZ do elipsóide de deformação). Para casos onde a deformação foi monoclinica esses elementos não mostram relação com o PPV, o que impossibilita uma avaliação correta da vorticidade do fluxo (grau de não coaxialidade) (Figura 2.5b). Se o vetor vorticidade é paralelo ao  $ISA_3$ , pode-se definir o **número de vorticidade do perfil** ( $W_n$ ):

$$W_n = \frac{w}{2s_m} \rightarrow W_n = \frac{w}{s_b - s_a}$$

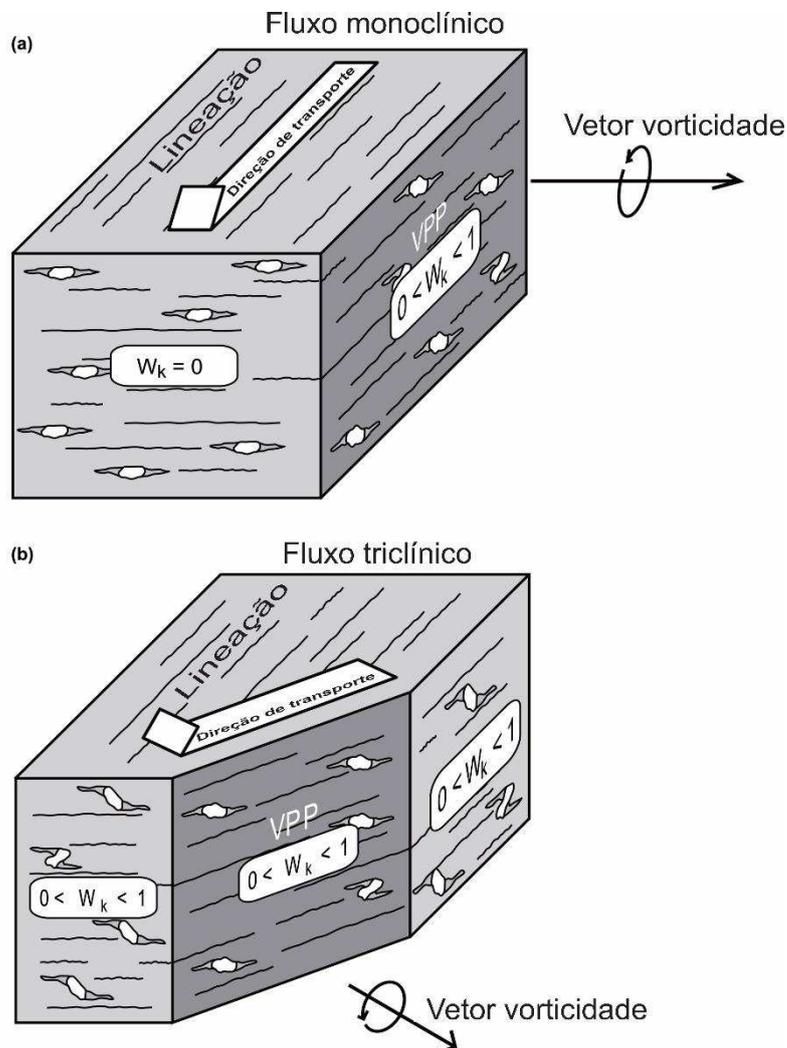


Figura 2.5 (a). Bloco diagrama de cisalhamento monoclinico. A direção do transporte e o plano do perfil da vorticidade (PPV) são paralelos à lineação. (b) Cisalhamento triclinico, a PPV e a direção de transporte não são paralelas à lineação (Forte & Beyley, 2007).

## 2.5 Trajetória de Movimento das Partículas

As trajetórias de partículas (*particles path*), ou linhas de fluxo, são curvas abertas ou fechadas que representam a mudança progressiva da posição das partículas durante a deformação. A geometria das trajetórias é devidamente caracterizada por dois parâmetros: o número de vorticidade do perfil ( $W_n$ ) e o número de dilatação do perfil ( $A_n$ ), que descreve mudanças instantâneas de área no plano de perfil da vorticidade. Se  $A_n = 0$  o fluxo é dito ser isocórico (deformação plana).

Os padrões de linhas de fluxo podem ser classificados em quatro tipos (Figura 2.6): hiperbólico, paralelo, circular ou elíptico, e radial centrípeto (*inward radiant*) ou centrífugo (*outward radiant*).

O padrão de fluxo hiperbólico, observado em deformações por cisalhamento puro e geral (*general shear*), é caracterizado por duas linhas de fluxo retas, que são assíntotas às hipérbolas, definindo a orientação das linhas materiais que não rotacionam, em relação aos  $ISA_s$ , durante a deformação progressiva. Estas linhas irrotacionais correspondem aos autovetores do tensor de fluxo ( $L$ ), sendo denominadas de **fluxos apófises** ( $A_{1,2}$ ) quando o fluxo não apresenta vorticidade rígida (Xypolias, 2010).

As apófises controlam a geometria do fluxo e, para fluxos de padrão hiperbólico, elas são reconhecidas como apófise de encurtamento ( $A_1$ ) ou extensional ( $A_2$ ), dependendo se elas “repelem” ou “atraem” as linhas materiais no fluxo, respectivamente.

O padrão de fluxo paralelo apresenta duas apófises coincidentes ou paralelas, exceto no caso de número de dilatação seccional ( $A_n$ ) extremo, positivo ou negativo. E, por sua vez, linhas de fluxo com padrão elíptico não possuem apófise, porém, são controladas por linhas imaginárias denominadas vetores-fantasma (*ghostvectors*) por Lacopini et al. (2010).

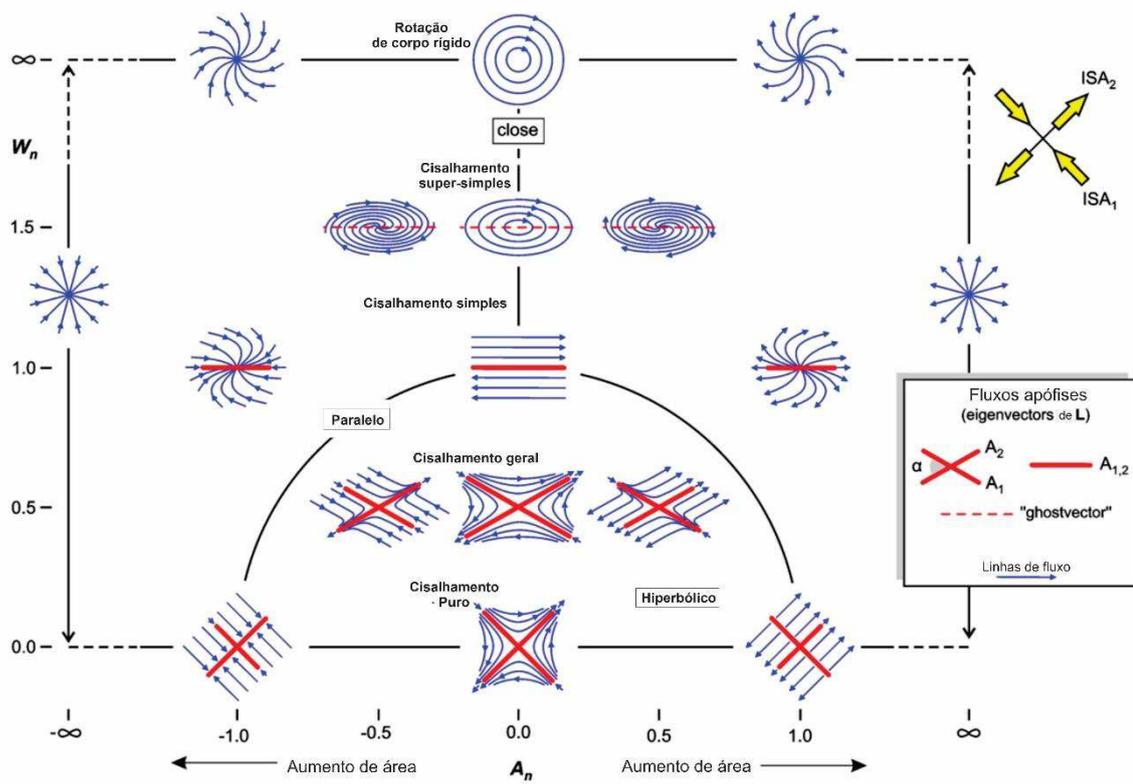


Figura 2.6. Padrões de linhas de fluxo para fluxos bidimensionais em estado estacionário, considerando o número de vorticidade seccional ( $W_n$ ) e número de dilatação seccional ( $A_n$ ), Xypolias (2010).

## 2.6 Limitações Gerais dos Métodos de Análise de Vorticidade

A maioria dos trabalhos analíticos de análise de vorticidade é limitada a fluxos homogêneos (*steady state*), devido à descrição matemática mais simples. Entretanto, é amplamente aceito que a deformação na natureza é justamente o contrário do adotado nestes modelos.

O problema da heterogeneidade é superado ao se aplicar conceitos da mecânica dos meios contínuos. Assim, subdivide-se o volume de rocha em porções infinitesimais onde o fluxo pode ser considerado homogêneo e, posteriormente, processa-se a integração ao longo de todo o material deformado. A questão de o fluxo ser considerado *steady state* ainda é problemática, uma vez que pouco se sabe sobre a trajetória do fluxo (*flow path*) na deformação progressiva (Xypolias, 2010).

Segundo o mesmo autor, todos os métodos de análise de vorticidade baseia-se em observações e medidas ao longo do plano de deformação finita principal (XZ), considerado como paralelo ao plano de perfil de vorticidade (PPV). Isto pressupõe que o vetor vorticidade seja paralelo a um dos  $ISA_s$  (fluxo monoclinico) e ao eixo principal intermediário  $Y$  de deformação finita.

A suposição de fluxo monoclinico é problemática, uma vez que zonas de cisalhamento podem ser desenvolvidas por fluxos de simetria triclinica. Além disso, considera-se o fluxo monoclinico como exceção, e não como regra, em zonas fortemente deformadas (Jiang e Williams, 1998 apud Xypolias, 2010). Como conseqüência, o plano de perfil da vorticidade não seria necessariamente perpendicular ao eixo de simetria da trama, logo, as estimativas de vorticidade não seriam acuradas (Díaz-Azpiroz et al., 2018). Entretanto, caracterizar uma zona de cisalhamento como resultante da deformação triclinica é difícil além do que não existem métodos eficazes para a sua constatação em campo.

Por fim, a deformação ao longo de zonas de cisalhamento litologicamente heterogêneas pode resultar na partição da deformação entre camadas de competência contrastante. Neste caso, o número de vorticidade pode variar de camada para camada, mesmo se a geometria do fluxo permanecer constante durante a deformação progressiva (Carreras et al, 2013).

## **2.7 Métodos de Análise da Vorticidade**

Os métodos aqui analisados se fundamentam no comportamento de grãos rígidos (porfiroclastos) em meio a uma matriz que se deforma homogênea e ductilmente. Para tanto, considera-se o modelo teórico de Jeffery (1922), segundo o qual os porfiroclastos comportam-se como elipsóides rígidos perfeitamente ligados à matriz que, durante a deformação, age como um fluido linear newtoniano.

O modelo de Jeffery (1922) prevê que, no caso de deformação por cisalhamento simples, os porfiroclastos são rotacionados contínua e sinteticamente à direção de cisalhamento. No caso do cisalhamento geral, ou sub-simples, nem todas as partículas rígidas são livres para rotacionar continuamente e nem todos os objetos giram sinteticamente à direção de cisalhamento (Ghosh e Ramberg, 1976; Passchier, 1987). Isso significa que durante o cisalhamento geral, a análise de grãos rígidos pressupõe que a orientação dos porfiroclastos dentro de uma

matriz fluida registra um limite crítico ( $R_c$ ) entre os porfiroclastos que giram indefinidamente (baixa razão axial) e, portanto, não desenvolvem uma orientação preferencial, daqueles que atingem uma estabilidade (maior razão axial). Essa combinação única de  $W_m$ ,  $R$  ou  $B^*$  e  $\theta$  define o valor de  $R_c$  entre esses dois grupos de grãos rígidos (Figura 2.7a e b). Deste modo, a análise da orientação de uma população de porfiroclastos rígidos em uma rocha deformada plasticamente pode ser utilizada como um indicador de vorticidade.

Existem três técnicas de estudo do comportamento rotacional dos porfiroclastos, cuja diferença fundamental está na forma como os dados são representados. A técnica da **Razão Axial de Porfiroclastos** (*Porphyroclast Aspect Ratio*) (Passchier, 1987) utiliza um gráfico cartesiano convencional, enquanto a Distribuição Hiperbólica dos Porfiroclastos (*Porphyroclast Hyperbolic Distribution*) (Simpson e De Paor, 1997) emprega uma rede hiperbólica. Por fim, a **Rede de Grãos Rígidos** (*Rigid Grain Net*) (Jessup et al., 2007) utiliza um gráfico cartesiano com semi-hipérboles calculadas para diferentes números de vorticidade ( $W_k$ ).

Devido as características das amostras analisadas, optou-se por analisar a vorticidade utilizando-se os métodos da Razão Axial dos Porfiroclastos (Passchier, 1987) e Rede de Grãos Rígidos (Jessup et al., 2007).

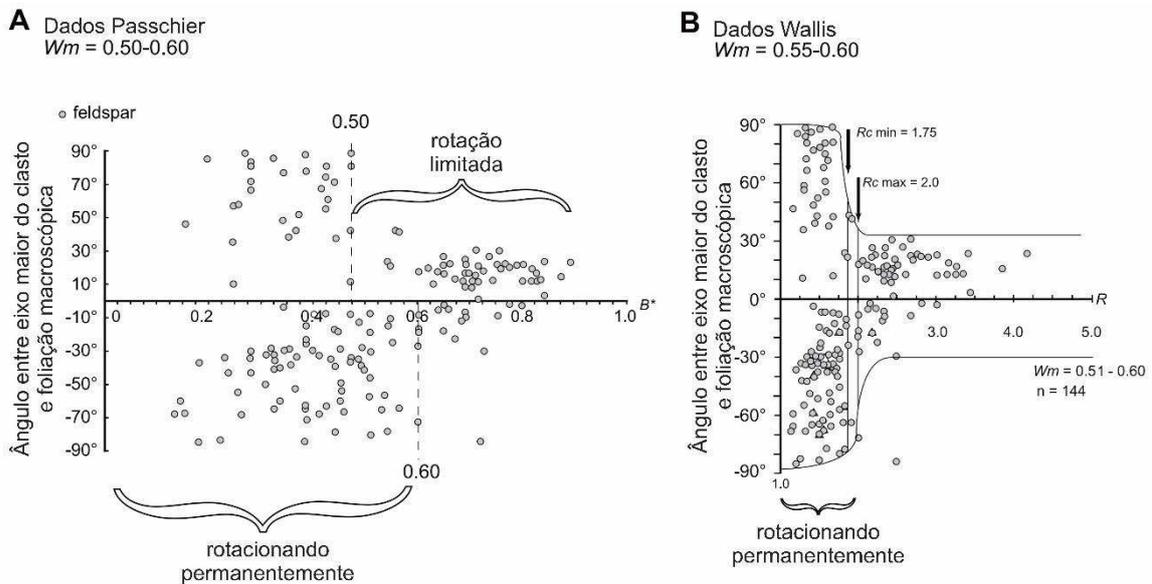


Figura 2.7a e b. Exemplos de dados de porfiroclastos sem cauda plotados usando o gráfico de Passchier (a), o gráfico de Wallis (b) para estimar a vorticidade cinemática média ( $W_m$ ). Modificado de Jessup et al., 2007.

### 2.7.1 Razão Axial de Porfiroclastos

Neste trabalho adotou-se a técnica da razão axial de porfiroclastos, seguindo a abordagem simples e intuitiva proposta por Wallis et al. (1993). O procedimento analítico utiliza um gráfico cartesiano onde são plotados o ângulo entre o eixo maior do porfiroclasto e o traço da foliação e a razão axial desses porfiroclastos, ou seja, eixo maior e menor do grão (gráfico de  $\varphi \times R$ , Figura 2.8). Nessa análise os grãos rígidos são considerados como porfiroclastos sem caudas. A partir da distribuição dos dados é possível distinguir dois conjuntos:

- (1) Conjunto formado por porfiroclastos de pequena elipsidade, que se distribuem em uma ampla variação angular. Esses clastos não tinham atingida a estabilidade no final da deformação. Portanto, encontravam-se rotacionando livremente.
- (2) Conjunto formado por porfiroclastos de maior elipsidade, orientados segundo um restrito intervalo angular. Estes clastos são considerados próximos ou na posição de equilíbrio. O valor crítico  $R_c$  entre esses dois grupos, definido graficamente, possibilita determinar o número de vorticidade cinemática utilizando a seguinte equação:  $W_m = R_c^2 - 1/R_c^2 + 1$  (Passchier, 1987)

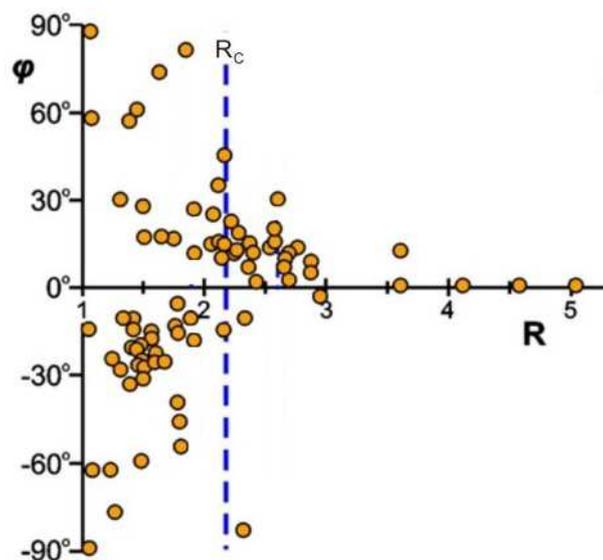


Figura 2.8. Gráfico do ângulo de orientação ( $\varphi$ ) em função da razão de forma ( $R$ ), mostrando a razão de aspecto crítico ( $R_c$ ) que separa o conjunto dos porfiroclastos que rotacionam livremente, daqueles que tendem à posição de equilíbrio. Modificado de Xypolias (2010).

### 2.7.2 Rede de Grãos Rígidos (*Rigid Grain Net*)

A RGN é um método direto para a quantificação do número de vorticidade cinemática, o qual engloba os métodos de Passchier (1987) e de Simpson e De Paor (1997). Jessup et al. (2007) comparou e unificou todos os métodos citados anteriormente, propondo a Rede de Grãos Rígidos (*RGN*) como uma técnica gráfica alternativa para estimar  $W_m$  (Figura 2.9). De fato, o *RGN* é uma modificação do gráfico original proposto por Passchier (1987a) e inclui uma série de semi-hipérbolas que também são equivalentes matemáticos à rede hiperbólica. A comparação mostra que todos os métodos (incluindo *RGN*) geralmente produzem valores internamente consistentes de  $W_m$ , independentemente de usarem porfiroclastos do tipo  $\sigma$  ou  $\delta$ .

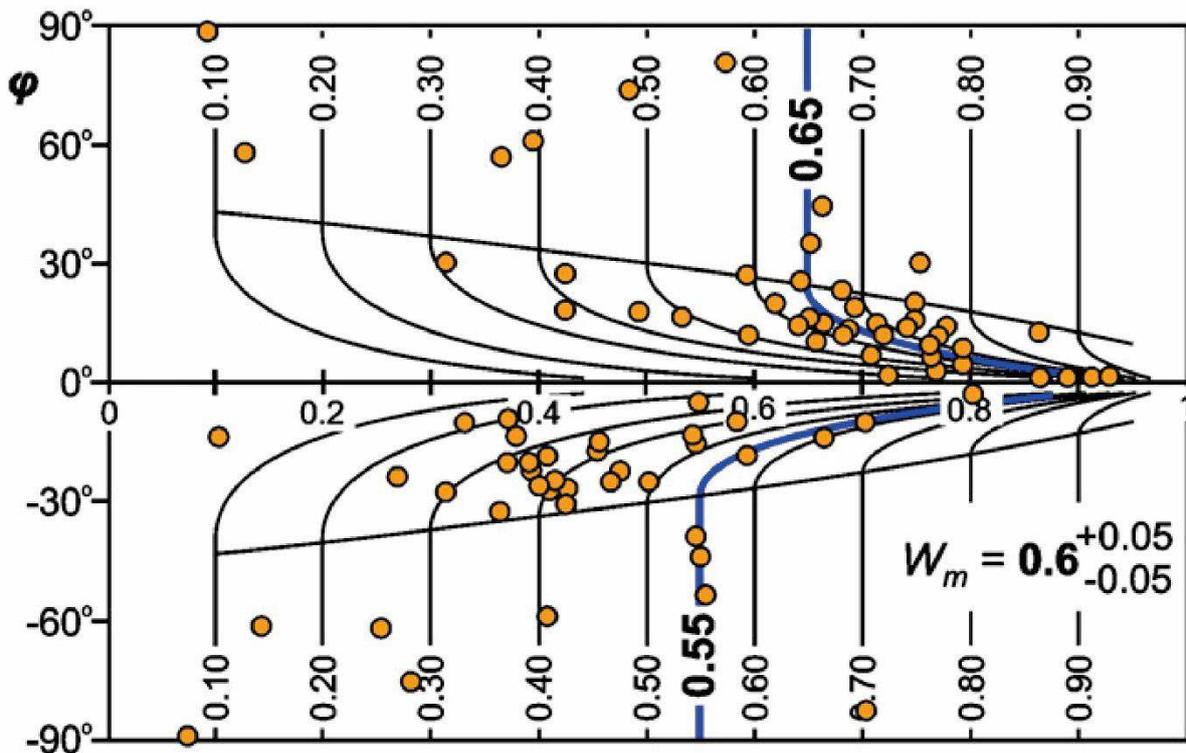


Figura 2.9. Análise da orientação de uma população de clastos usando a Rede de Grãos Rígidos (Jessup et al., 2007); todos os clastos são tratados como sem cauda. As duas semi-hipérbolas em azul delimitam a faixa de potenciais valores de  $W_m$ .

Ambos os métodos mostram limitações analíticas. Algumas condições ideais são normalmente esperadas quando esses métodos para a análise da vorticidade são utilizados. Condições ideais incluem: deformação razoavelmente homogênea

na escala da amostra, elevada deformação, grãos dispersos e com variada razão axial (ou  $B^*$ ) e matriz com granulometria significativamente menor que os clastos.

### 3. ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSPRESSIVAS

#### 3.1 Definições básicas

Zonas de Transpressão (ZT) ocorrem em uma variedade de escalas na litosfera terrestre. Conforme definido por Harland (1971), transpressão refere-se a zona de alta deformação resultante do movimento oblíquo entre limites de placas convergentes. Portanto, transpressão pode ser definido como uma deformação transcorrente (cisalhamento simples) com um componente de encurtamento ortogonal a zona de deformação (cisalhamento puro). Cinturões de cisalhamento eram considerados como zonas de cisalhamento simples (Ramsay & Graham 1970; Ramsay & Huber, 1987). No entanto, zonas de cisalhamento simples e puro são apenas os dois extremos de uma ampla gama de possibilidades, as quais geralmente envolvem componentes de deformação coaxial e não coaxial. Muito embora marcadores cinemáticos, em diferentes escalas, mostrem simetria monoclinica (arranjos assimétricos), o cisalhamento simples é bastante raro na natureza. O estudo de cinturões de cisalhamento em diversas seções geológicas ao redor do mundo tem mostrado que essas zonas desviam consideravelmente de um cisalhamento simples, comumente envolvendo uma combinação simultânea de deformação coaxial e não coaxial (cisalhamento sub-simples). Entretanto, diferentemente do cisalhamento sub-simples a transpressão é tipicamente não plana, ou seja, ocorre deformação ao longo do eixo intermediário Y, envolvendo achatamento (campo dos elipsóides oblatos no diagrama de *Flinn*) onde tectonitos  $S > L$ .

#### 3.2 Modelos de deformação

Modelos matemáticos tem sido desenvolvidos para zonas de transpressão. Os modelos mais simples consideram uma deformação homogênea entre a zona, com limites verticais, e a encaixante não deformada. A extrusão vertical é previsto nesses modelos transpressivos. Entretanto, a extrusão horizontal e oblíqua também são consideradas em alguns modelos (Figura 3.1). Esses modelos baseados em deformação têm apresentado pontos de partida eficazes na análise de zonas de

deformação tridimensionais e, alguns exemplos são mostrados na Figura 3.1A-G, ordenados aproximadamente em termos de realismo e complexidade crescentes. Segundo Tikoff & Teyssier (1994), estes são obtidos a partir do ângulo entre o vetor resultante de deslocamento horizontal e o limite da zona de deformação.

Todos esses modelos de deformação homogênea são idealizados em comparação com os padrões de deformação em zonas de cisalhamento que ocorrem naturalmente. Um modelo mais realista exibiria um gradiente de deformação com extensão vertical máxima no centro da zona, resultando em uma deformação heterogênea, segundo o modelo de Robin & Cruden (1994), conforme Figura 3.1E. Infelizmente, tais modelos são extremamente complexos e não permitem facilmente que generalizações sejam feitas sobre deformações finitas. Portanto, eles podem ser de uso limitado na análise da maioria das rochas naturalmente deformadas. Em todos esses modelos, a zona de deformação tem largura fixa, de modo que as taxas de deformação aumentam exponencialmente (transpressão). Contudo, há modelos que produzem uma taxa de deformação constante, tais modelos transpressionais ocorrem em estado estacionário (*steady-state*), simétrico (Figura 3.1F) ou assimétrico (Figura 3.1F), conforme Dutton (1997). Isso é importante porque a correlação dos parâmetros de fluxo (por exemplo vorticidade) somente é validada se a deformação estiver em estado estacionário (Jiang & White 1995).

Nos modelos de deformação mais simples para transpressão (por exemplo, Figura 3.1A-C), um dos eixos principais de deformação finita permanece fixo e vertical conforme a deformação progride, e os outros dois eixos rotacionam no plano horizontal por causa componente de cisalhamento simples. Isso produz deformações que, em comum com o cisalhamento simples, têm uma simetria monoclínica. Em contraste, os modelos mais complexos, exigindo um componente de cisalhamento simples oblíquo (por exemplo, Figura 3.1D-G) geralmente possuem uma simetria triclínica em que todos os três eixos de deformação finita rotacionam e não apresentam uma relação com a trama estrutural (por exemplo foliação e lineação).

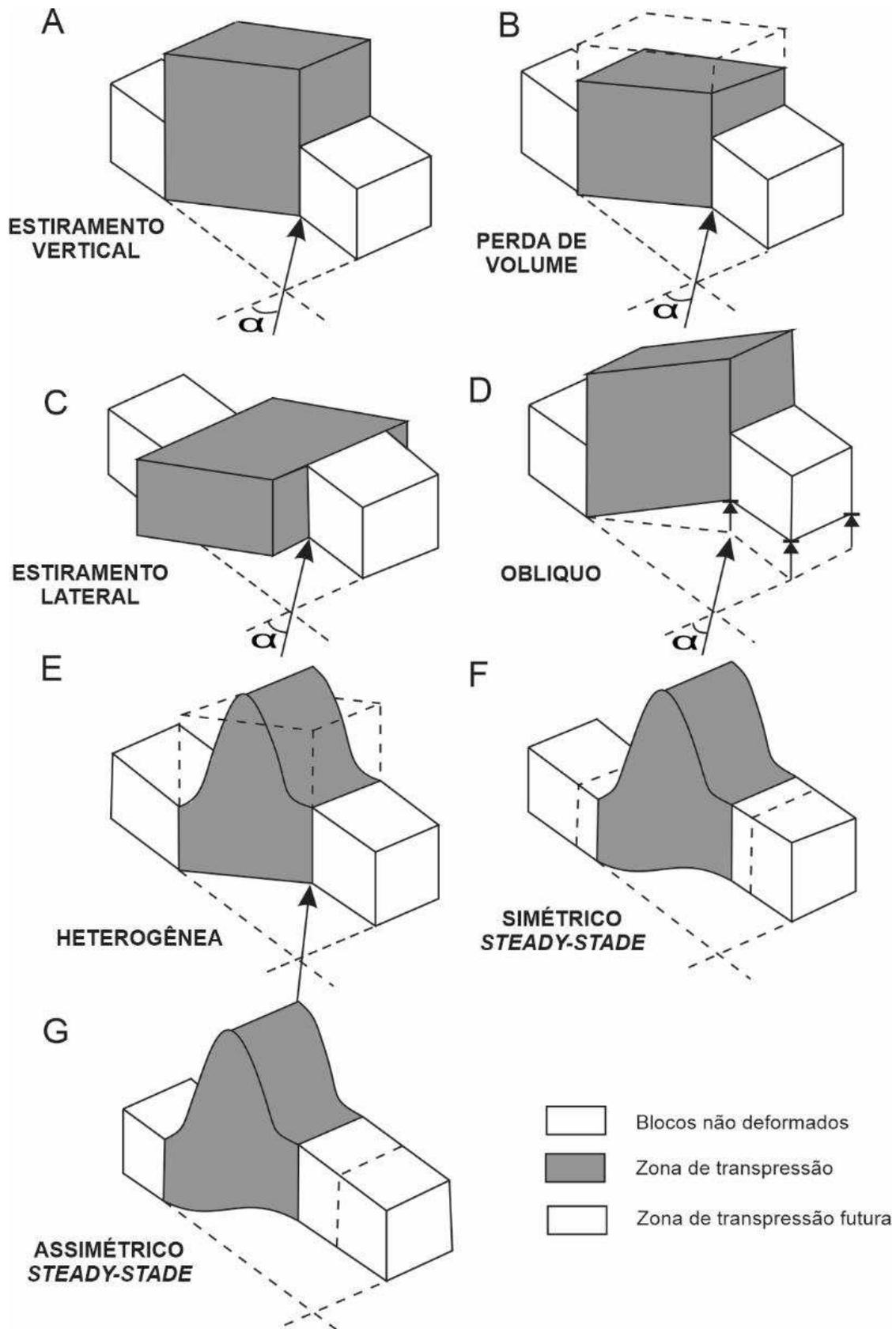


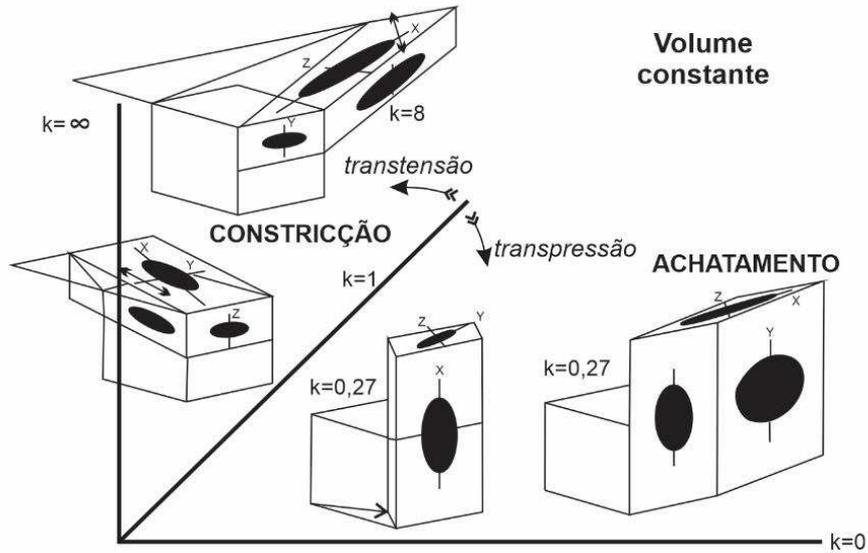
Figura 3.1A-G - Alguns exemplos de modelos de deformação transpressional. (Dewey et al. 1998).

No modelo básico de transpressão de Sanderson & Marchini (1984) a deformação homogênea em volume constante envolve o encurtamento horizontal normal ao limite da zona de alta deformação e a extensão vertical. Problemas de compatibilidade surgem devido a descontinuidade criada entre a zona e a encaixante não deformada (Figura 3.1A). Portanto, o deslizamento no limite com a zona de alta deformação (por exemplo falhas) é normalmente considerado para permitir a extrusão vertical de material. Com base nesse modelo básico é possível obter exemplos de deformações finitas e trajetórias de deformações sob volume constante, conforme demonstrado na Figura 3.2A e 3.2B. Estes gráficos demonstram que a transpressão produz elipsoides de deformação do tipo achatamento ( $k < 1$ ), ou em caso contrário uma transtensão com formação de elipsoide constriccional ( $k > 1$ ). Geralmente, é o que ocorre em zonas de deformação sob volume constante com extrusão lateral (Figura 3.1C) ou cisalhamento simples oblíquo (Figura 3.1D) ou transpressão heterogênea (Figura 3.1E) (Robin & Cruden 1994; Jones et al. 1997; Jones & Holdsworth 1998).

Outra característica analisada em zonas de transpressão, conforme Figura 3.3, é a troca de eixos de deformação. Neste caso, um eixo X inicialmente horizontal troca de orientação com o eixo Y vertical em deformação finita crescente, enquanto nas zonas de transtensão, o eixo Y troca com um eixo Z inicialmente vertical. Tikoff & Teyssier (1999) afirmam que a transpressão encontra-se entre os modelos cinemáticos mais apropriados para descrever convergência oblíqua.

### Transpressão/transensão com estiramento vertical

A)



B)

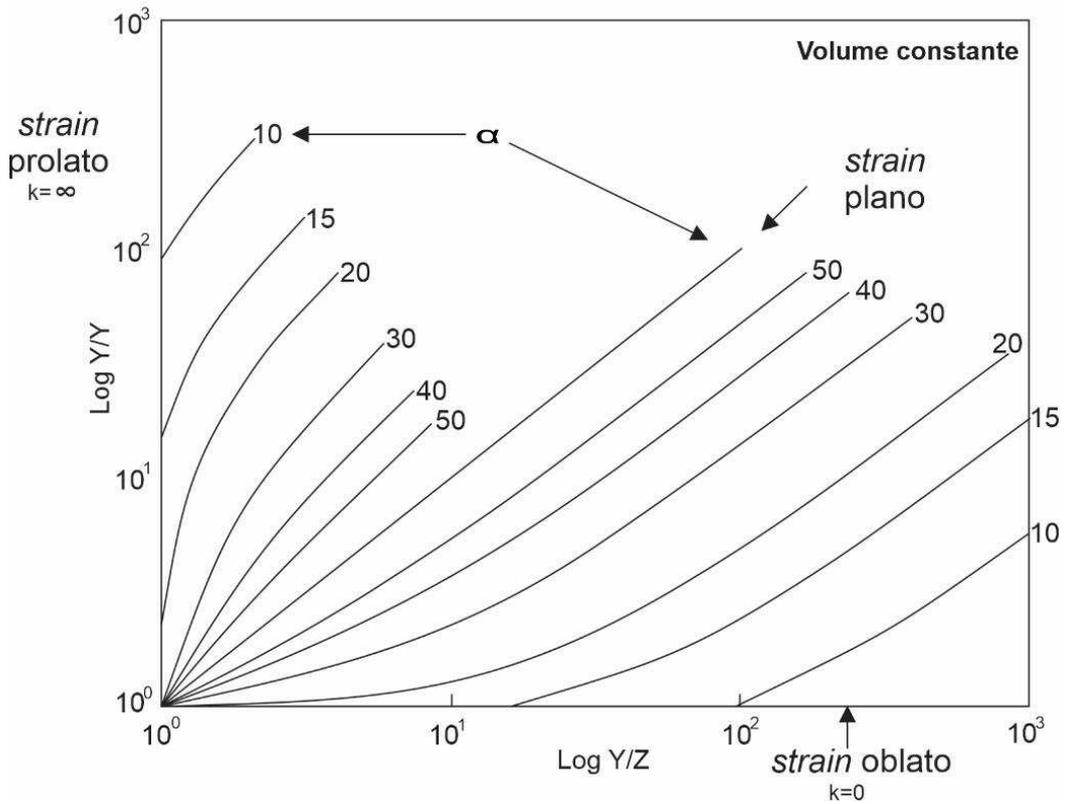


Figura 3.2 (A) Gráfico de *Flinn* para ilustrar exemplos de achatamento transpressional e constricção transtensional deformações. (B) Gráfico de *Flinn* logarítmico para ilustrar alguns caminhos de deformação transpressional (achatamento) e transtensional (constricção). (Dewey et al. 1998)

### Transpressão com estiramento vertical

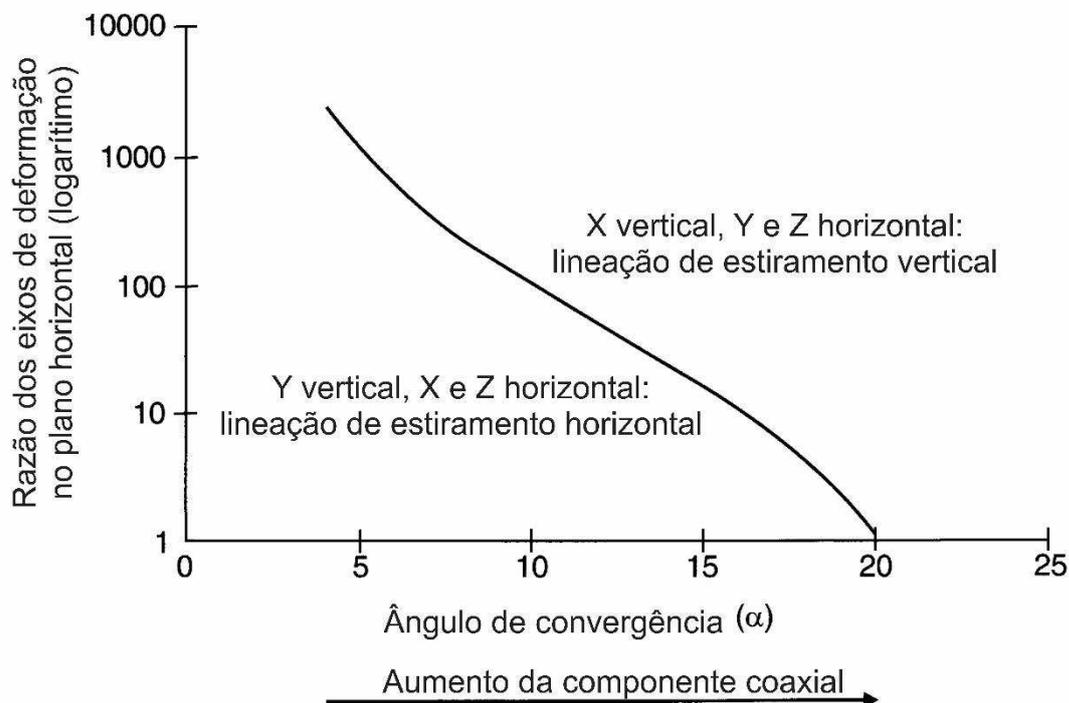


Figura 3.3 - Gráfico do ângulo de convergência ( $\alpha$ ) vs razão da elipse de deformação finita horizontal para a transpressão homogênea (após Tikoff & Greene 1997). Uma linha de deformação oblata separa o campo no qual o eixo longo da deformação finita é horizontal do campo em que é vertical. (Dewey et al. 1998).

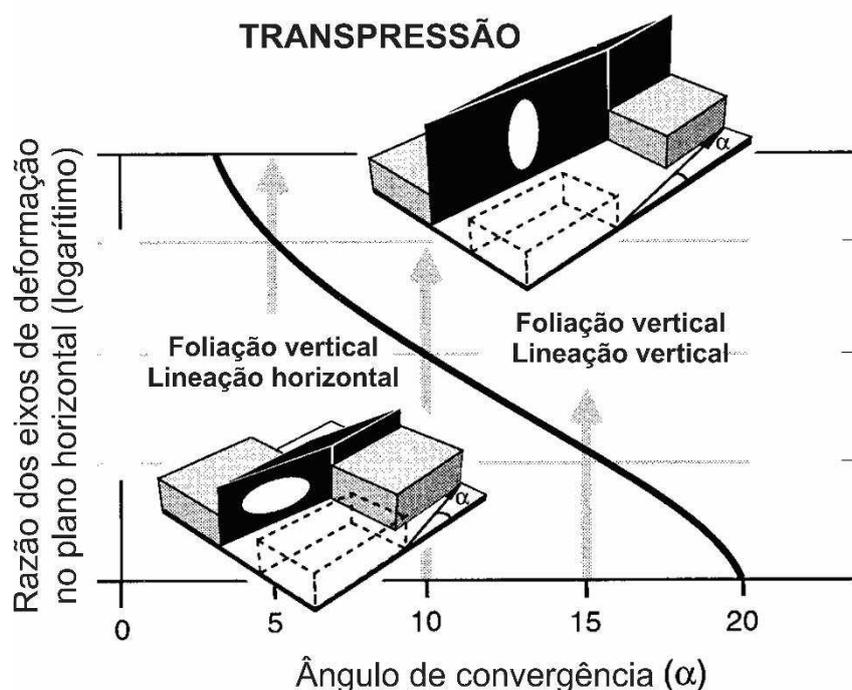


Figura 3.4 - Ângulo convergência vs razão da elipse de deformação finita horizontal. A linha achatamento puro separa os campos de estabilidade das lineações verticais e horizontais.

### 3.3 Deformação particionada

As deformações podem ser cinematicamente não particionadas ou particionadas em zonas de transpressão ou transtensão (Figura 3.5).

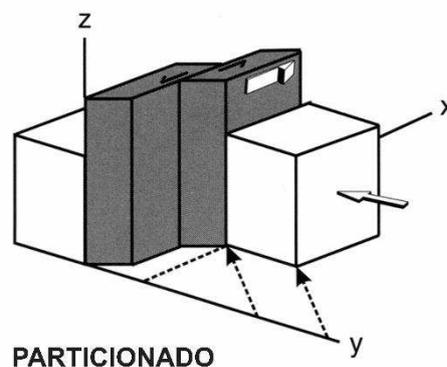
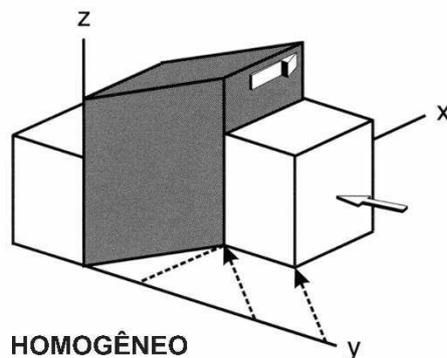


Figura 3.5 – Transpressões não particionada e particionada.

### 3.4 Modelos de trama e estilo estrutural

O ângulo de convergência ( $\alpha$ ), a intensidade da deformação finita e o grau de partição cinemática teoricamente controlam a orientação da trama (*fabric*) em zonas de transpressão (McCoss 1986; Fossen & Tikoff 1993; Fossen et al. 1994; Tikoff & Teyssier 1994; Tikoff & Greene 1997). Em zonas de transpressão monoclinica onde a deformação segue o modelo de estiramento vertical de Sanderson & Marchini (1984), as direções da superfície de achatamento principal (clivagem, xistosidade) irão variar de acordo com componente não coaxial da deformação, porém com o mergulho da superfície sempre vertical. Nesse caso, a transpressão monoclinica o eixo X do elipsoide de *strain* é sub-paralelo a direção

da zona de alta deformação e eventualmente pode ser paralelo a direção de mergulho em alto *strain*.

Contudo, se nenhum particionamento cinemático ocorrer, as lineações de estiramento ( $L_x$ ) serão inicialmente horizontais, mas, conforme a deformação finita progride, elas mudarão para verticais. O limite de deformação exato necessário depende do valor de  $\alpha$ .

A relação entre as tramas (*fabric*) planas e lineares na transpressão triclínica é pouco compreendida. Os modelos transpressionais preliminares de Robin & Cruden (1994) sugerem que variações complexas e sistemáticas na orientação de ambas as foliações e lineações ocorrerão dependendo da intensidade da deformação finita, da obliquidade do componente de cisalhamento simples e da natureza de qualquer partição cinemática dentro a zona de deformação.

Segundo Fernández & Díaz-Azpiroz (2018), a deformação pode ser completamente descrita por mudanças no plano XZ (Figura 3.6a). No entanto, uma consequência importante derivada de modelos cinemáticos e observações em deformações naturais 3D com geometrias triclínicas é a proveniência dos diferentes parâmetros de deformação observados em rochas deformadas. A orientação do vetor vorticidade  $W_k$  e o plano de perfil de vorticidade (PPV) depende exclusivamente da componente de cisalhamento simples da deformação que, sendo controlada pelas condições de contorno externas, permanece constante para as deformações em regime permanente. O padrão de orientação exato que os eixos de deformação finita definem com o aumento progressivo da deformação 3D depende, além da orientação da direção de cisalhamento simples, da orientação dos eixos de encurtamento coaxial, das quantidades relativas de cisalhamento simples e coaxial, da deformação incremental, e da quantidade de deformação acumulada (Figura 3.6b-d).

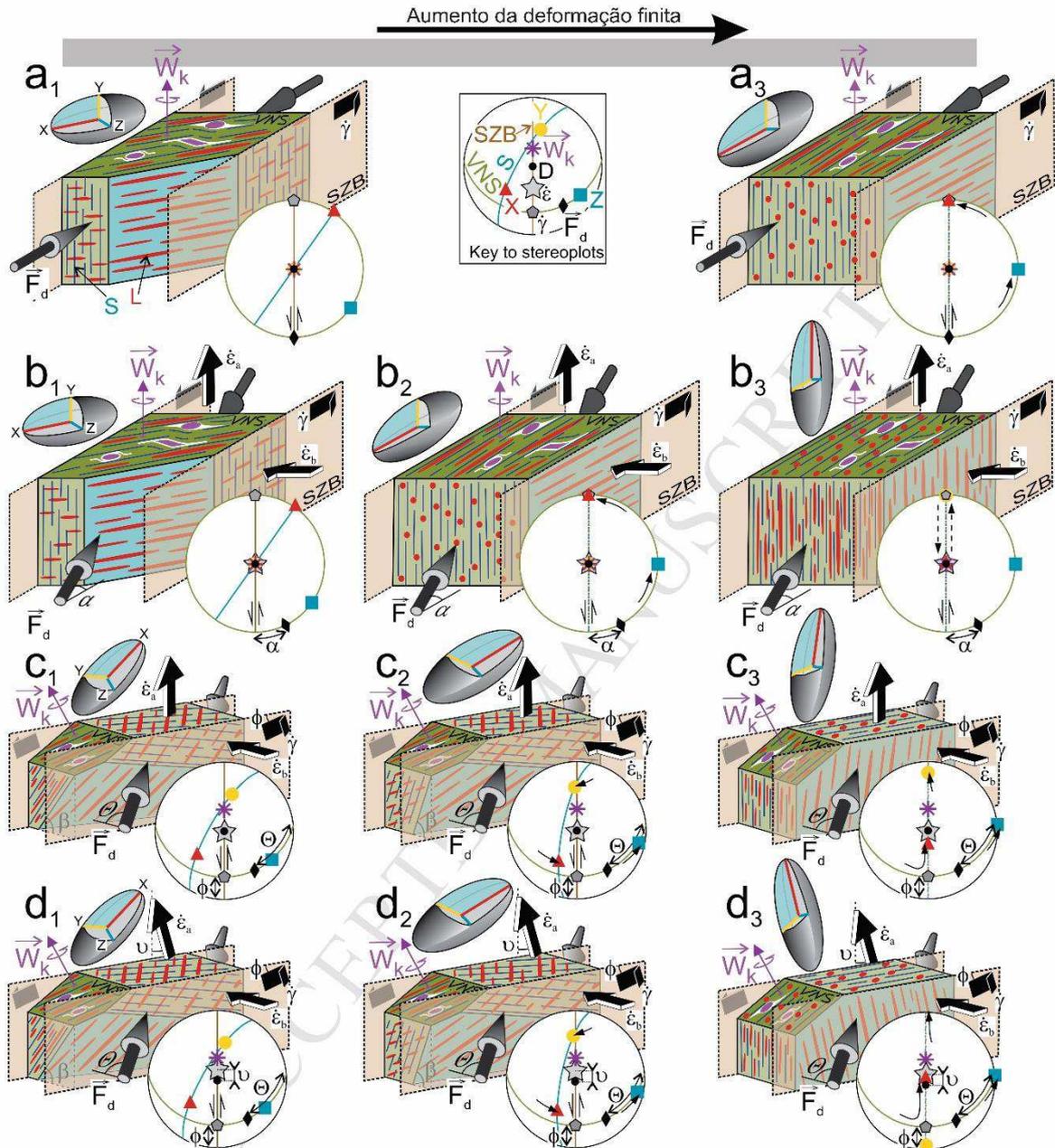


Figura 3.6- Geometria da deformação de zonas de cisalhamento transpressional em resposta a diferentes modelos cinemáticos. Os blocos diagramas mostram a evolução com o aumento da deformação finita (1 a 3) da orientação das tramas de deformação, definida pela foliação tectônica (S), lineação tectônica (L) e o elipsóide de deformação finita ( $X \geq Y \geq Z$ ). (Fernández & Díaz-Azpiroz, 2018)

## 2.5 Implicações

Todas as zonas de transpressão (ou transtensão) exibem deformações tridimensionais; as tentativas existentes e futuras de modelar seu desenvolvimento representam uma parte mais ampla de lidar com as zonas de deformação geológica

de uma maneira realista. Existem dificuldades práticas importantes. Em particular, não está claro se os modelos de deformação são suficientemente realistas, visto serem complexos e pesados. A sua aplicação normalmente envolve uma complexa coleta e análise de dados (Fernández *et al.*, 2013), muitas vezes impossibilitando que modelos sejam fielmente adotados.

Padrões complexos de deformação e, pouco compreendidos são prováveis em muitas zonas de transpressão ou transtensão. Os estudos de campo existentes (Jones & Holdsworth 1998) mostram que as estruturas que diferem significativamente na orientação podem se formar simultaneamente. Essas características teriam sido anteriormente e, em algumas áreas, ainda são interpretadas como produtos de eventos de deformação polifásica.

Uma dificuldade fundamental que existe em todas as zonas de transpressão é que não há uma relação simples entre as lineações de estiramento e a direção do transporte tectônico. Mudanças marcadas no padrão de lineação podem ocorrer devido a variações espaciais na deformação finita e/ou partição cinemática (Tikoff & Greene 1997). Este problema é ainda mais acentuado em zonas de transpressão triclínica, onde a relação precisa entre o desenvolvimento de estruturas geológicas e deformação é pouco compreendido (Toy et al. 2013).

A dedução dos movimentos das placas em zonas de transpressão apresentam problemas específicos ao tentar relacionar os padrões de deformação crustal aos movimentos relativos entre as placas. Se o particionamento cinemático ocorre, como é bastante comum, a deformação observada em uma região pode não ser representativa do sistema (Goodwin e Williams 1996).

## 4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A **Província Borborema (PB)**, situada no Nordeste do Brasil, é um segmento crustal Neoproterozóico que ocupa a maior parte da Plataforma Nordeste da América do Sul (Almeida et al., 1981). Esta província está compartimentada por zonas de cisalhamento, e intrudida por granitos relacionados ao eventos Paleo-Neoproterozóico (Figura 4.1 e 4.2). Ela pertence a um sistema orogênico grande e complexo, posicionado na parte central do Oeste Gondwana, que encontra continuidade nos cinturões pan-africanos (Brito Neves, 1975; Trompette, 1994; Van Schmus et al., 2008).

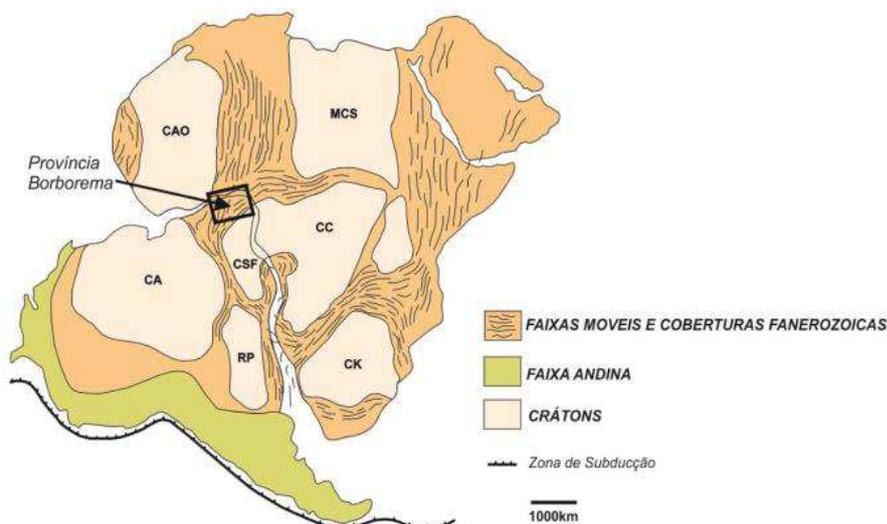


Figura 4.1. Contexto dinâmico do Gondwana Ocidental na fase pré-drift exibindo as Faixas móveis bordejando os Crátons (Modificado de Cawood, 2005; Gray et al., 2007). CA-Cráton Amazônico; RP-Cráton Rio de La Plata; CSF-Cráton São Francisco; CAO Cráton do Oeste-Africano; CC-Cráton do Congo; CK-Cráton Kalahari; MCS-Meta Cráton do Saara.

O arcabouço geológico da **PB** inclui unidades Paleoproterozóicas e exposições locais de núcleos Arqueanos, compostos por complexos ortognáissicos e migmatíticos (Brito Neves et al., 2000; Santos et al., 2000; Fetter et al., 2003; Van Schmus et al., 2008; Dantas et al., 2013; Brito Neves, 2011). Além disso, inclui vários terrenos Neoproterozóicos com seqüências supracrustais e rochas relacionadas a arco magmático dos eventos Cariris Velhos e Brasileiro (Santos e Medeiros, 1999; Santos et al., 2010; Oliveira et al., 2010). Algumas zonas de cisalhamento, geralmente do tipo transcorrente, ocorrem em escala crustal, as quais correspondem a segmentos miloníticos que podem atingir largura de vários quilômetros (Vauchez et al., 1995; Archanjo et al., 2008).

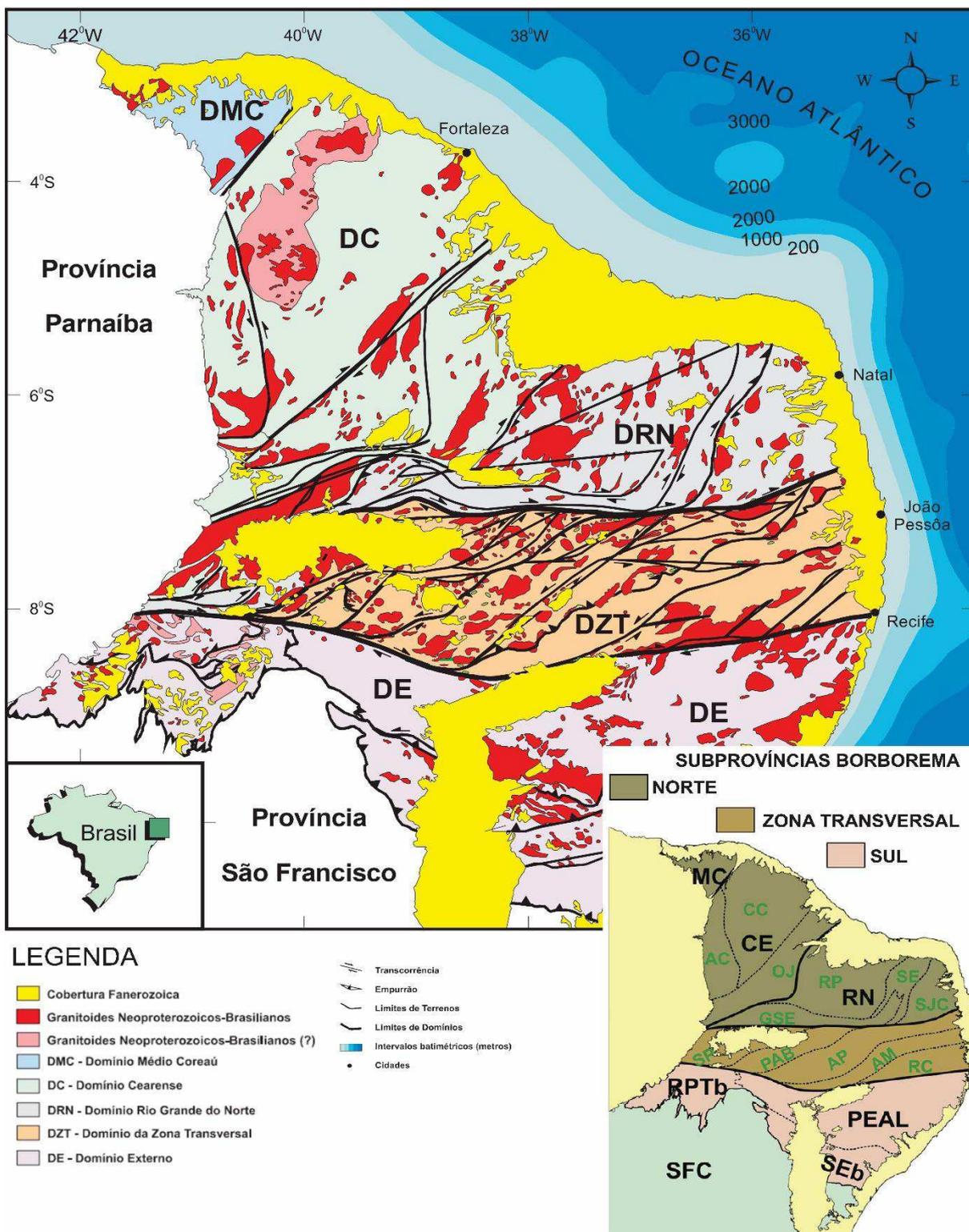


Figura 4.2. Simplificação geológica e estrutural da Província Borborema, Nordeste do Brasil. No canto inferior direito da figura, são mostradas as principais divisões da PB, segundo Santos e Medeiros (1999) e Santos et al. (2000) em Subprovíncia Norte, Transversal e Sul. Os domínios principais correspondem a MC – Médio Coreau, CE – Ceará; RN – Rio Grande do Norte; PEAL – Pernambuco Alagoas; RPTb – Faixa Riacho do Pontal; SEb – Faixa Sergipana. Domínios secundários ou terrenos, AC - Acaraú; OJ – Orós Jaguaribe; GSE – Granjeiro Seridó; SE – Seridó; RP – Rio Piranhas; PAB – Piancó Alto Brígida; AP – Alto Pajeú; AT – Alto Moxotó; RC – Rio Capibaribe e SP – São Pedro.

Baseado em critérios geológicos e geofísicos a PB tem sido compartimentada em domínios geotectônicos distintos denominados de Domínio Norte (ou Rio Grande do Norte), Domínio da Zona Transversal e Domínio Sul (Brito Neves, 1995; Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996; Santos, 1999; Brito Neves et al., 2000; Figura 4.2).

O Domínio da Zona Transversal (**DZT**), no qual a área de estudo está inserida, situa-se na parte central da Província Borborema **PB**. Ela é delimitada a norte pelo Lineamento Patos e a sul pelo Lineamento Pernambuco (Santos 1996; Santos et al. 2000; Santos et al. 2014). Do ponto de vista geofísico, esses lineamentos constituem em *trends* gravimétricos e magnetométricos de relativa continuidade crustal (Oliveira & Medeiros, 2018)., esses lineamentos encontram-se associados a um lineamento gravimétrico e magnetométrico (Figura 4.3 e 4.4). Internamente, é proposta a compartimentação desse domínio em terrenos, ou blocos crustais, separados por zonas de cisalhamento de expressão regional e de continuidade sub-crustal. No tocante a sua compartimentação, o DZT é composto por uma série de terrenos, os quais provavelmente pertenceram a uma extensa margem continental ativa Neoproterozóica na parte central do oeste de Gondwana (Santos & Medeiros, 1999; Brito Neves et. al., 2000). Quatro sub-domínios principais, delimitados por zonas de cisalhamento, são reconhecidos no Domínio da Zona Transversal da PB: Terreno Piancó-Alto Brígida (**TPAB**), Terreno Alto Pajeú (**TAP**), Terreno Rio Capibaribe (**TRC**) e Terreno Alto Moxotó (**TAM**) (Santos e Medeiros, 1999; Brito Neves et al., 2000, 2001a).

Segundo esses autores, os segmentos crustais têm características geológicas contrastantes (por exemplo, características geofísicas, geometria estrutural e cinemática), além de distintas associações petrogenéticas (de diferentes idades e naturezas), típicas de processos acrecionários. Tais segmentos são delimitados por zonas de cisalhamento, conforme pode-se observar na Figura 3.2 e sumarizados a seguir:

O **TPAB** é limitado a norte pelo Lineamento Patos e a sul pelo **TAP**. Santos (1996, 2000) utiliza (aproximadamente) a linha sienítica de Sial (1986) como a provável região de sutura entre o **TPAB** e o **TAP**.

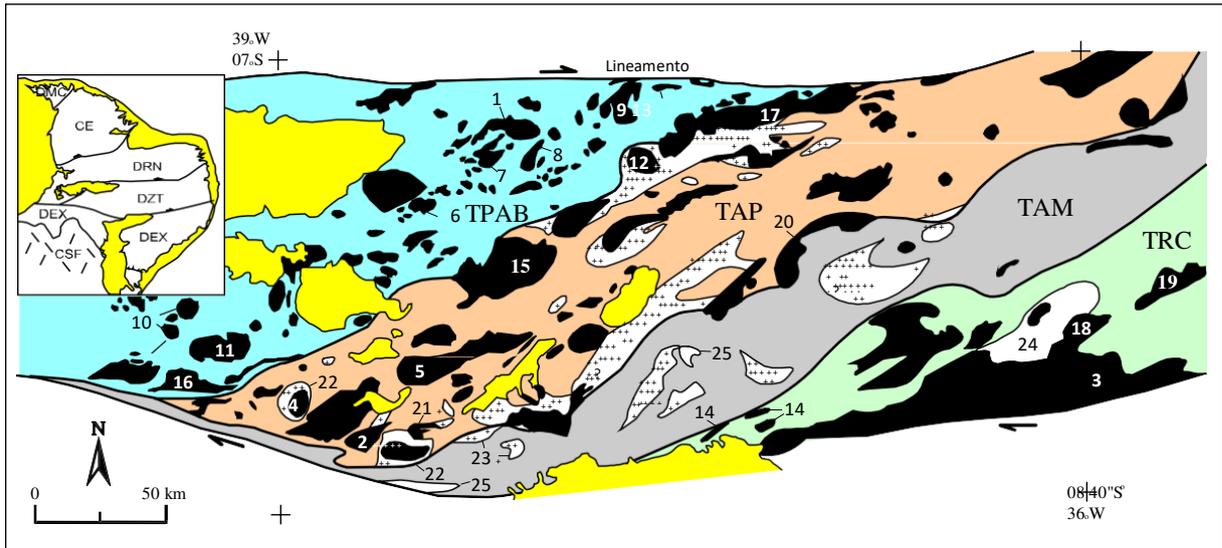
O limite leste-sul do **TAP** está posicionado ao longo da Nappe Serra de Jabitacá, que acompanha um par de anomalias gravimétricas evidenciadas por Rand et al. (1980) e algumas ocorrências de prováveis retroeclogitos, segundo

Santos (1996, 2000) e Santos & Medeiros (1998, 1999). O **TAP** é caracterizado pela presença marcante de supracrustais e metagranitóides de idade Cariris Velhos (ca. 1,0 Ga), bem como por diversos batólitos de granitóides brasileiros (geralmente cálcio-alcálicos de alto potássio a ultrapotássicos/shoshoníticos).

O **TAM** encontra-se situado entre o TAP (a oeste) e o TRC (a leste), sendo limitado, deste último, pela Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro dNordeste, a qual possui uma assinatura expressiva em mapas aerogamaespectrométricos e aeromagnéticos. O **TAM** é caracterizado pela presença de núcleos arqueanos, litotipos Paleoproterozóicos (complexos Floresta e Sertânia) e *sheets* de metaplutônicas Cariris Velhos; o plutonismo Brasileiro é de reduzida expressão neste terreno. Metamáficas granulíticas ocorrem nas adjacências do proposto limite com o **TAP**.

O **TRC** está situado entre a Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste e o segmento leste do Lineamento Pernambuco. Este terreno é constituído por litotipos Paleoproterozóicos (Complexo Pão de Açúcar), metaplutônicas Mesoproterozóicas (anarogênicas) da Serra de Taquaritinga-PE (de idade ca. 1,57 Ga) e Passira-PE, supracrustais Mesoproterozóicas do Complexo Vertentes e um volumoso magmatismo Brasileiro (calcioalcalino rico em potássio e shoshonítico). Neste terreno também ocorrem os metapelitos do Complexo Surubim, ao qual é atribuída uma idade Neoproterozóica. Dados espectrais, aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos do **TRC** mostram assinaturas contrastantes com os terrenos adjacentes.

No contexto assim exposto, o Domínio da Zona Transversal seria composto por quatro terrenos tectono-estratigráficos, os quais teriam sido amalgamados durante os eventos Cariris Velhos e/ou Brasileiro.



IDADE/CICLO	SUPER-SUITES	SUITES	EXEMPLOS	TERRENOS
NEOPROTEROZÓICO (Brasiliano)	Calcio-alcalina	Calcio-alcalina de alto K	Itaporanga (1), Riacho do Icó (2), Fazenda Nova (3), Conceição das Creoulas (4) e Pajeú (5).	TPAB, TAP, TRC.
		Calcio-alcalina	Conceição (6), Boa Ventura (7), Pedra Branca (8) e Emas (9).	TPAB.
	Ultrapotássica/Shoshonítica	Afinidade Trondhjemitica	Serrita (10), Salgueiro (11) e Palmeira (12).	TPAB, TPAB/TAP.
		Peralcalina supersaturada em sílica	Catingueira (13) e Moderna (14).	TPAB, TRC.
		Peralcalina saturada em sílica	Triunfo (15) e Terra Nova (16).	TPAB/TAP.
MESOPROTEROZÓICO (Cariris Velhos) ++	Orogênica	Shoshonítica	Teixeira (17), Toritama (18) e Bom Jardim (19).	TPAB/TAP.
		Pós-orogênica/Tipo A	Prata (20) e São João (21).	TAP.
		Peraluminosa	Recanto/Riacho do Forno (22)	TAP.
PALEO- A MESOPROTEROZÓICO (Pós-Transamazônico) *x	Anorogênica	Calcio-alcalina/trondhjemitica	São Pedro/Riacho das Lajes (23)	TAM.
		Tipo A	Taquaritinga do Norte (24)	TRC.
		Gabro-anortositica	Malhada Vermelha (25)	TAM/TRC.

Figura 4.3 - Mapa esquemático dos terrenos e super-suítes/suítes da Zona Transversal, Nordeste do Brasil, segundo Santos & Medeiros (1999). DMC-Domínio Médio Coreau; DCE-Domínio Cearense; DRN-Domínio Rio Grande do Norte; DZT-Domínio da Zona Transversal; DEX-Domínio Externo; TPAB-Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP-Terreno Alto Pajeú; TAM-Terreno Alto Moxotó; TRC-Terreno Rio Capibaribe. Em amarelo = Coberturas Fanerozóicas (Medeiros, 2004).

#### 4.1 Terreno Alto Moxotó

A Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste, constitui-se do limite estrutural entre os terrenos TAM e TRC, com base nesse enfoque, faz-se necessário um melhor detalhamento desses dois terrenos.

O terreno alto moxotó (TAM) tem sido interpretado como um embasamento Paleoproterozóico que ocorre dentro da subprovíncia da Zona Transversal (Brito Neves et al., 2001a; Santos et al., 2004). Dentro desse contexto, representa a melhor exposição de rochas Paleoproterozóicas da Zona Transversal, formado principalmente por rochas orto-derivadas relacionadas ao embasamento gnáissico

e migmatítico, e por rochas supracrustais intrudidas por diversas suítes metaplutônicas (Brito Neves et al., 2001b; Santos et al., 2004). Do ponto de vista litológico, divide-se o TAM em complexos Floresta, Lagoa das Contendas, Sertânea e a Seqüência Caroolina. O primeiro abrange os ortognaisses Paleoproterozóicos, também chamados de terreno gnáissico-migmatítico, os quais foram datados pelo método U-Pb em zircão, fornecendo concórdia superior de  $2115 \pm 30$ Ma, e analisados pelo método Sm-Nd, fornecendo TDM de 2,3 Ga. Os três restantes são seqüências supracrustais: o Complexo Lagoa das Contendas abrange uma seqüência metavulcânica com idade de  $1012 \pm 18$ Ma (Santos et al., 1994 e Santos, 1995). A seqüência Caroolina engloba micaxistos e o Complexo Sertânia compreende rochas metassedimentares originadas em ambiente continental. Este último teve zircões datados por Santos et al. (2004), pelo método U-Pb SHRIMP, que forneceram idades em torno de 2,0 Ga. A suíte Neoarqueana (cerca de 2,6 Ga) do Riacho das Lajes (TTG) foi recentemente descrita como a unidade mais antiga do terreno (Santos et al., 2017). Santos et al. (2015) explicaram sua evolução como o resultado de três eventos tectono-magmáticos paleoproterozóicos. O primeiro evento foi responsável pela colocação de rochas metaplutônicas intermediárias com uma assinatura relacionada a arco magmático (2,3 Ga), apresentando características juvenis. O segundo e maior evento é representado por gnaisses granodioríticos a tonalíticos e magmatismo máfico-ultramáfico originados em um cenário relacionado à subducção (2,1-2,0 Ga); esses gnaisses têm uma assinatura crustal mais forte. O último evento e o pulso magmático final do TAM correspondem a um evento de magmatismo bimodal intraplaca (1,6 Ga), denominado Suíte Serra da Barra representando o pulso magmático final do TAM. Neves et al. (2015), observou um importante evento metamórfico de alto grau (1,97-1,95 Ga) associado ao magmatismo de colisão.

No tocante à geologia estrutural, Wanderley (1990) reconheceu três fases de deformação para o **TAM**. A fase de deformação mais antiga, referida como  $D_1/D_2$ , está relacionada a uma tectônica tangencial regional de baixo ângulo, a qual é atribuída ser parcialmente responsável pelo modelamento do **TAM**. Esse evento deformacional produziu uma foliação de baixo ângulo e lineação de estiramento mineral de *rake* forte associada com um sentido de transporte de massa para NW. O evento  $D_3$  foi responsável pela instalação de zonas de cisalhamento transcorrentes, em grande parte transpressivas, e de dobras normais a inclinadas

com forte mergulho da superfície axial. Recentemente, Santos et al. (2020) atribuíram a intensa migmatização observada em alguns afloramentos da porção central do **TAM** a atuação do evento deformativo  $D_1$ . Segundo os autores, a fase  $D_2$  envolve uma tectônica tangencial marcada por tectonitos do tipo S-L e *sheets* de ortognaisses que apresentam foliação de mergulho suave. Associa-se à uma lineação de estiramento mineral de alto *pitch* com presença de dobras reclinadas sin-tectônicas. Por sua vez, a fase  $D_3$  encontra-se registrada principalmente nas rochas relacionadas às zonas de cisalhamento Xinxó e Congo-Cruzeiro do Nordeste.

#### 4.2 Terreno Rio Capibaribe

A denominação “Terreno Rio Capibaribe” é utilizada por autores que advogam uma origem através da colagem de terrenos, enquanto o termo “Faixa Pernambuco Leste” é empregado por aqueles que contestam esta interpretação. O embasamento desse terreno é composto por ortognaisses Paleoproterozóicos de idade 1,97 a 2,12 Ga (Sá et al., 2002; Neves et al., 2006) e pelo ortognaisse Mesoproterozóico de Taquaritinga com idade de 1,5 Ga (Sá et al., 2002). Datações pelo método Pb-Pb em monozircões de ortognaisses graníticos a dioríticos que alojam o Batólito Brejo da Madre de Deus revelaram valores de 2070 a 2090 Ma (Melo, 2002 e Neves et al., 2004).

Os metassedimentos que ocorrem no Terreno Rio Capibaribe são separados em duas faixas, ou complexos: Complexo Surubim - Caroalina e Complexo Vertentes. A diferença básica entre esses dois complexos é a presença de rochas metavulcânicas no segundo (Santos et al., 2000). Entretanto, Neves et al., (2006) consideram todos os metassedimentos como parte do Complexo Surubim. Brasilino et al. (2008), descrevem o Complexo Vertentes como uma unidade Paleoproterozóica, composta por anfibólio – granada - biotita gnaisses e ortognaisses bandados de composição ígnea distinta. A idade Neoproterozóica do Complexo Surubim -Caroalina parece ainda não ser bem delimitada. Porções leucossomáticas de migmatitos tem sido datadas em 626 Ma, interpretadas como a idade do metamorfismo de alto grau.

Os eventos de deformação  $D_1/D_2$  são igualmente relacionados a uma tectônica tangencial de baixo ângulo, afetadas por uma deformação  $D_3$  que resultou

na formação de zonas de cisalhamento transcorrentes e de dobras antiformais e sinformais com superfícies axiais verticalizadas (Accioly, 2015).

### **4.3 Zona de Cisalhamento Congo**

A Zona de Cisalhamento Congo constitui uma faixa milonítica que se estende por cerca de 120 km segundo uma direção nordeste-sudoeste (Figura 4.4). A sua terminação nordeste ocorre pelo entroncamento com a Zona de Cisalhamento Coxixola, a qual assume uma direção aproximadamente leste-oeste. A sua terminação sudoeste mostra uma clara flexão da zona de cisalhamento, assumindo uma direção de oeste-noroeste para leste-sudeste. A zona de Cisalhamento Congo está inserida no segmento limítrofe entre rochas do Paleoproterozóicas do Complexo Sertânia, a norte, e rochas Neoproterozóicas do Complexo Urubim-Carolina, a sul. É interpretada como parte de um segmento crustal que separa o TAM do TRC. Essa zona de cisalhamento mostra uma boa expressividade em imagens de satélite, radar e fotografias aéreas. O desenvolvimento de dobras de arrasto, no limite norte da zona, e a rotação da trama regional na borda sul evidenciam o componente transcorrente sinistral da zona de cisalhamento (Figura 4.5).

A Zona de Cisalhamento Congo foi analisada do ponto de vista geofísico por Oliveira (2008). Com base na análise de dados gravimétricos, esse autor propôs que a Zona de Cisalhamento do Congo é a candidata mais provável para ser uma linha de sutura, resultante da colisão entre os dois terrenos. Ainda segundo o referido autor os seus dados indicam a existência de uma importante descontinuidade crustal balizada pela Zona de Cisalhamento do Congo. Posteriormente, Santos (2012), confirmou que o a Zona de Cisalhamento Congo–Cruzeiro do Nordeste possui características de um limite de terrenos com feições distintas e uma história bem mais complexa do que aquela usualmente admitida, de uma simples zona de cisalhamento transcorrente sinistral.

Recentemente, Oliveira et al. (2018) reiteraram que a referida zona de cisalhamento constitui um limite de terreno geofísico. Eles mostraram que há um forte contraste magnético e gravimétrico entre os terrenos TAM e TRC (Figuras 3.4 e 3.5). Tais contrastes ocorrem, principalmente, pela diferença na geocronologia e composição litológica presentes nos diferentes terrenos. O TAM é composto por

rochas paleoproterozóicas, algumas delas apresentando protólitos mafico a ultramafico (Lira Santos et al., 2015), ou seja, associadas a anomalia Bourguer positiva e anomalias magnéticas. Por outro lado, o TRC mostra uma associação clara com anomalias de gravidade negativa, consistentemente com o fato de que esse terreno contém grandes volumes de rochas metassedimentares e graníticas (Brito Neves et al., 2013).

Portanto, ainda segundo Oliveira (2018), as anomalias gravitacionais dos terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe podem ser interpretadas em conjunto como um padrão típico associado a uma zona de sutura colisional. Segundo Santos et al. (2012) e Santos et al. (2013) metacarbonatos paleoproterozóicos, localizados próximo ao limite entre os terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe, mostram evidências de derretimento e reciclagem de mármore em uma sutura colisional.

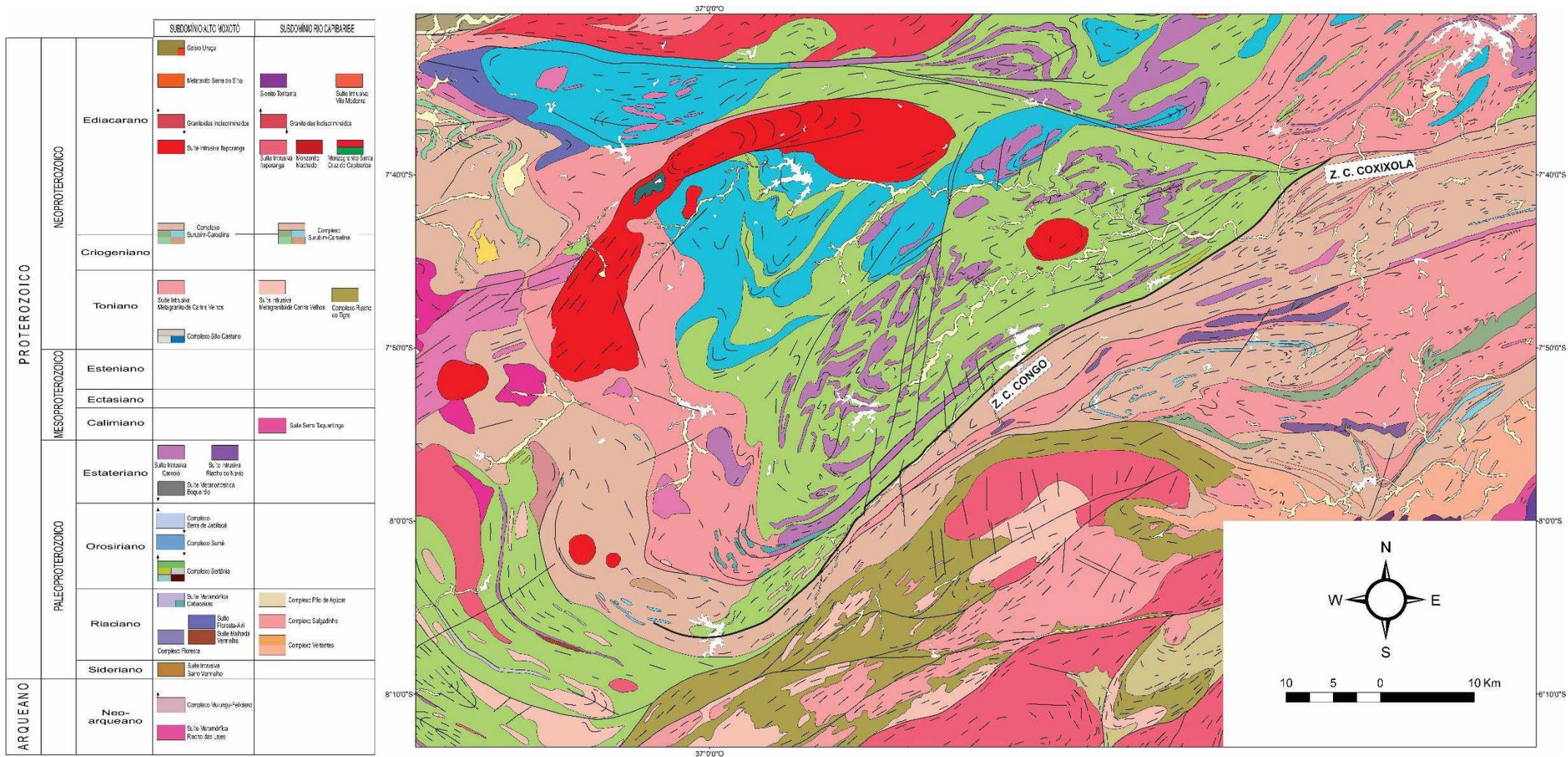


Figura 4.4 – Mapa geológico regional da área estudada. (Adaptado Lima, 2018).

### Mapa Hipsométrico

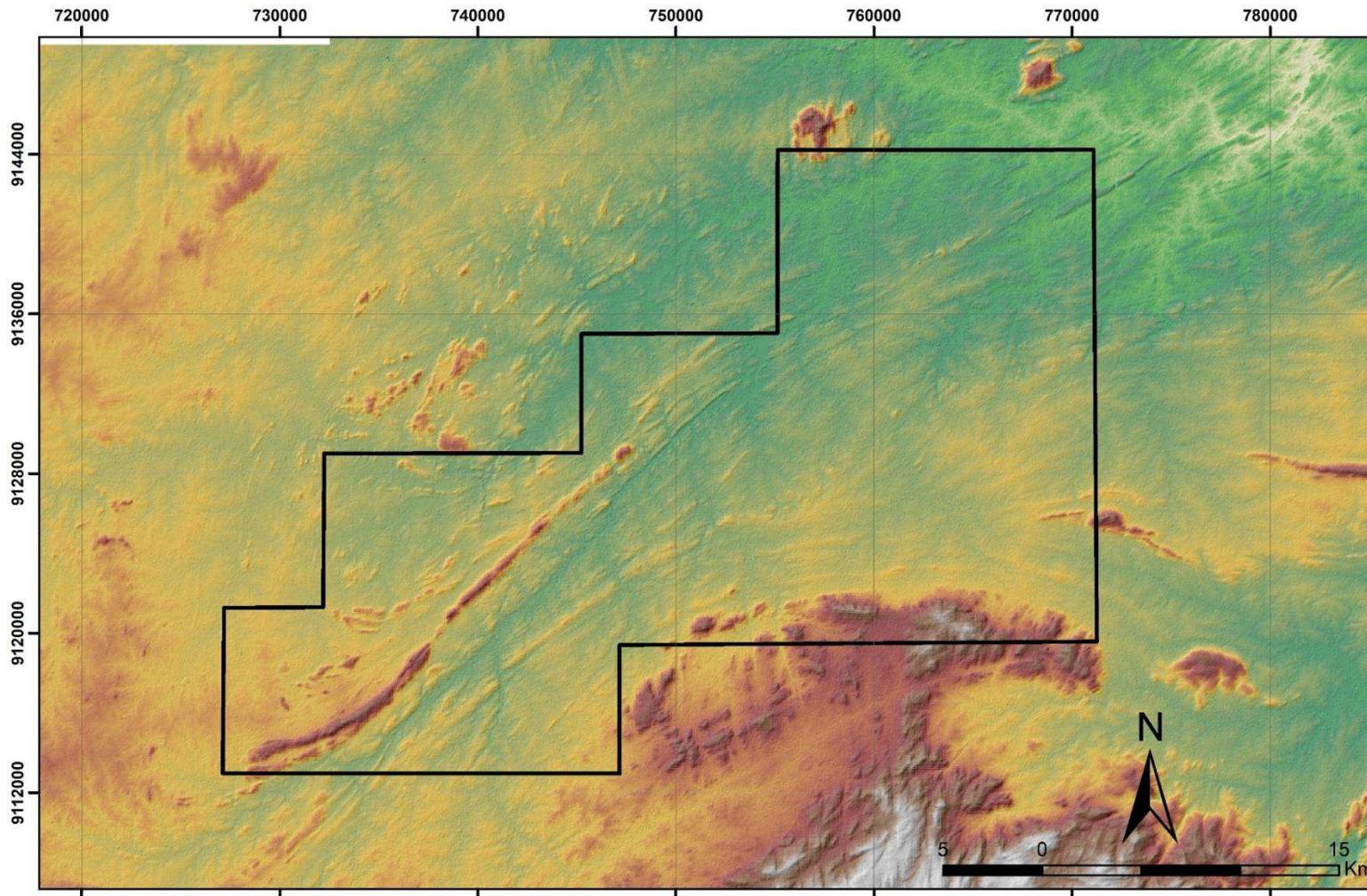


Figura 4.5 – Mapa hipsométrico da área de estudo utilizado para determinação inicial de critérios cinemáticos sinistral.

## 5. PADRÃO ESTRUTURAL DA FOLIAÇÃO REGIONAL

A **ZCC** é parte de uma ampla faixa de cisalhamento com cerca de 120 km de extensão e 25 Km de largura. Ela possui uma componente de cisalhamento transcorrente e uma orientação geral NE-SW que delimita dois blocos tectono-estratigráficos, correspondentes ao Terrenos Alto Moxotó, a norte, e Rio Capibaribe, a sul. Sua cinemática sinistral pode ser inferida a partir de mapas de sensores por observar a presença de dobras de arrasto na porção oeste da área, a deflexão da foliação regional na borda sul da zona de cisalhamento, conjuntamente com a formação de estrutura “em chifre”, conforme observa-se no mapa hipsométrico (Figura 5.1).

Na porção sul da zona de cisalhamento dominam regionalmente rochas do Complexo Rio Capibaribe (Figura 5.2). Localmente são biotita xistos, normalmente granatíferos, com lentes de mármore e faixas de composição granodiorito/tonalito por vezes intrudidos por diques máficos (Figura 5.3A e B). Um bandamento composicional geralmente intercala-se com uma xistosidade composta predominantemente por biotita, ambas definindo uma foliação  $S_n$ . A foliação  $S_n$  é normalmente de baixo ângulo com mergulhos em torno de 20-40° para nordeste e sudoeste, caracterizada por uma xistosidade intercalada por um bandamento composicional. Uma foliação mais antiga  $S_{n-1}$  é por vezes expressa pela formação de dobras cerradas a isoclinais restritas à foliação  $S_n$  (Figura 5.3C). Uma lineação de eixo de dobra  $L_b$ , geralmente definida por crenulações de  $S_n$ , mostra caimentos de 36-15° de sul-sudeste para nordeste-sudeste dentro da zona de cisalhamento (Figura 5.2).

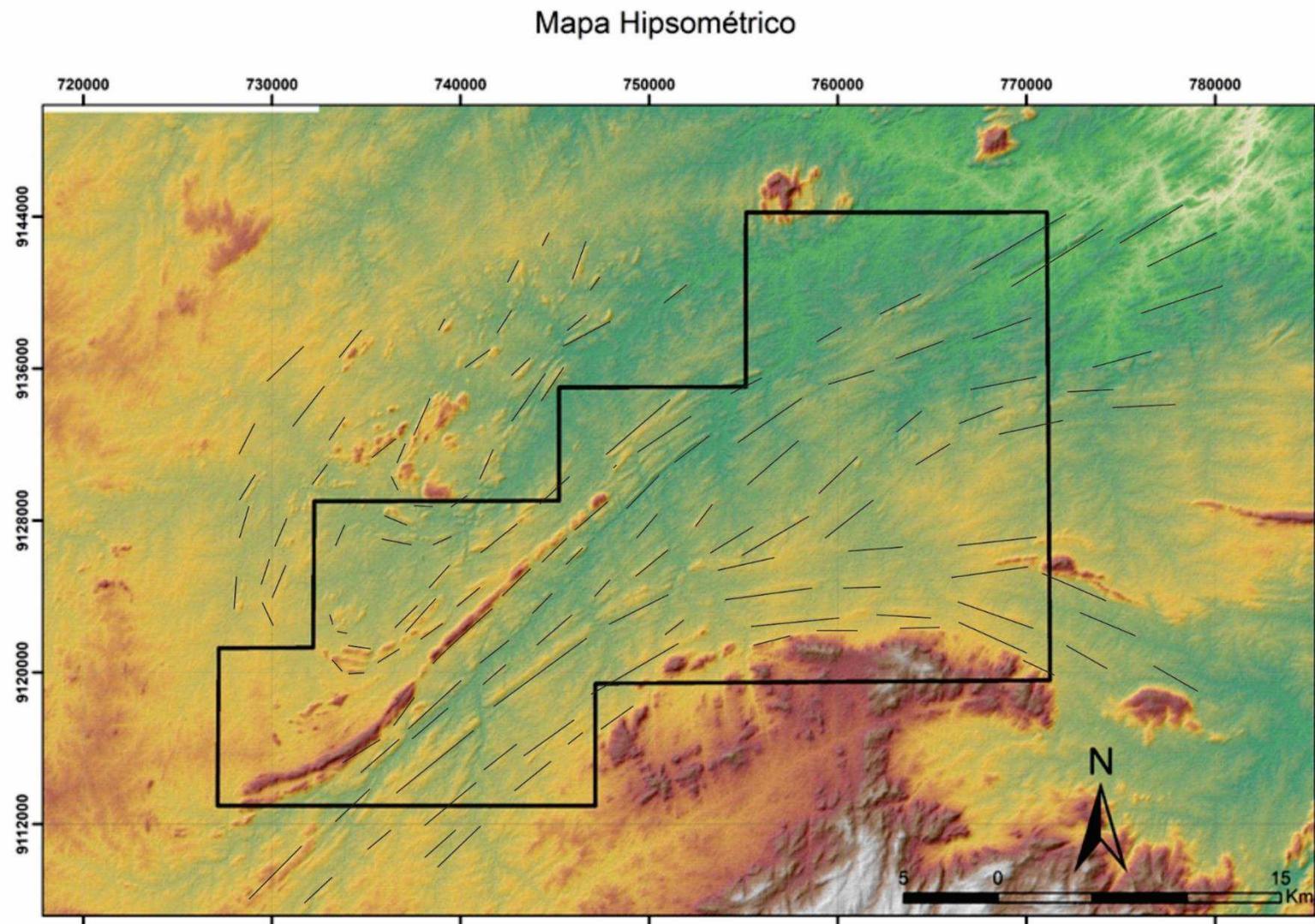


Figura 5.1 – Mapa Hipsométrico da região de estudo. Os traços com orientação geral nordeste-sudoeste marca a ZCC.

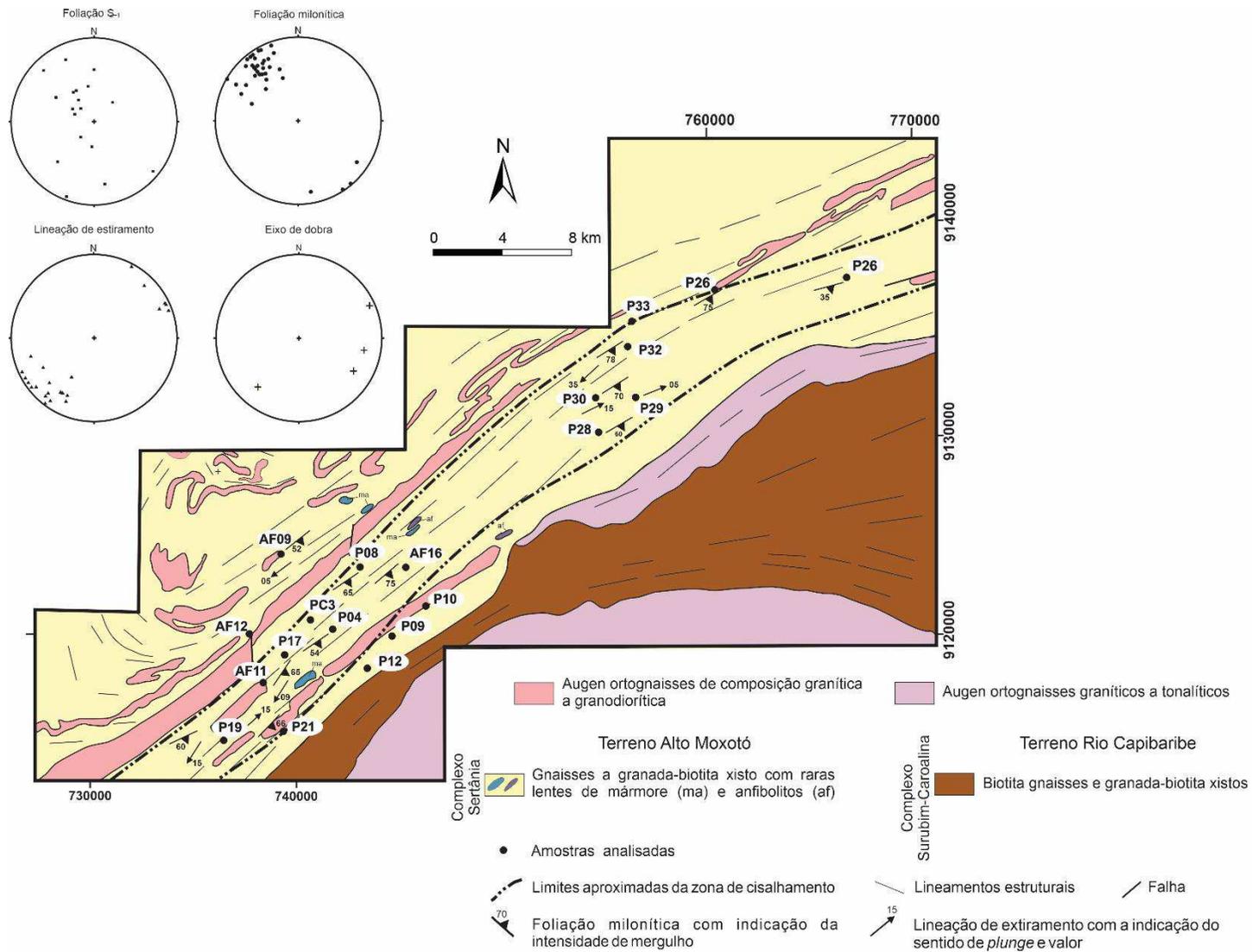


Figura 5.2 – Mapa estrutural mostrando os limites da Zona de Cisalhamento Congo. Estereogramas com todos os elementos estruturais medidos na zona de cisalhamento e na encaixante regional.

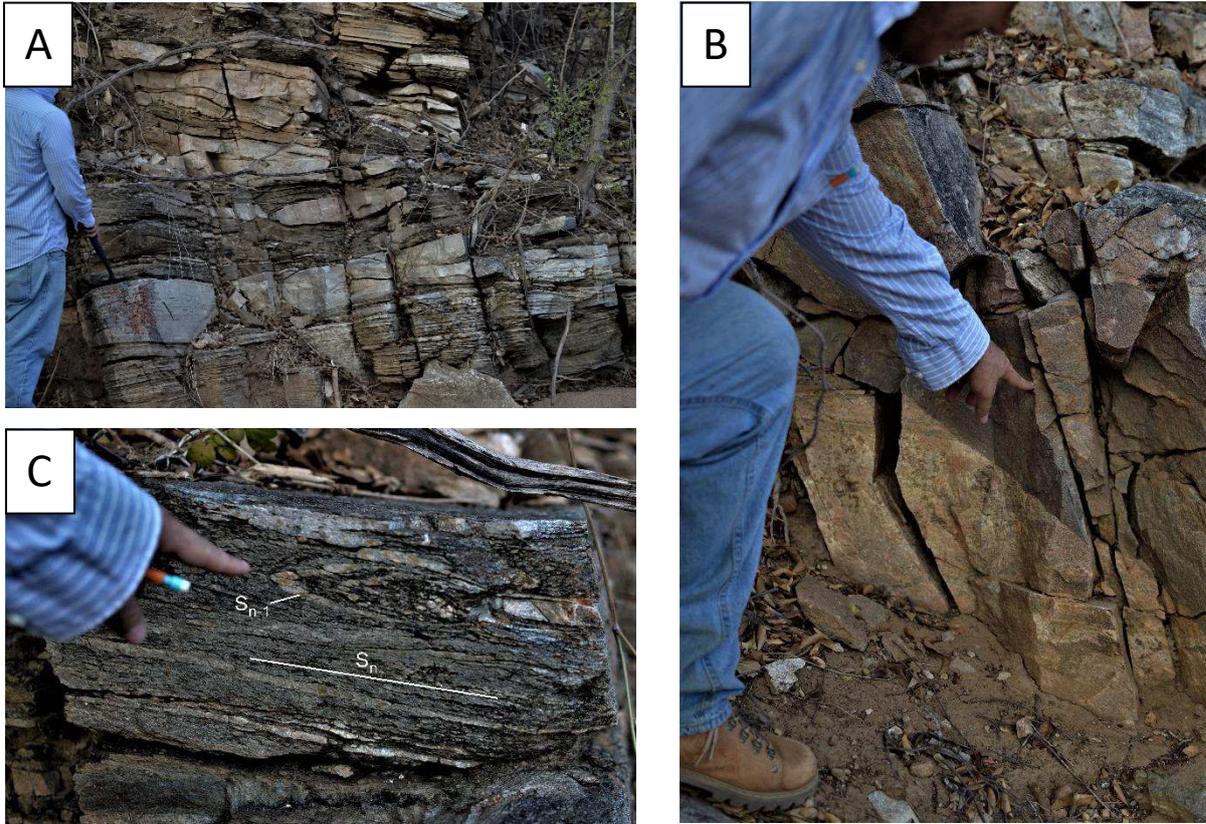


Figura 5.3 – (A) Foliação  $S_n$  definida pela intercalação de um bandamento composicional onde bandas de granodiorito/tonalito são intercaladas por faixas de biotita xisto. (B) Dique máfico intrusivo em granodiorito/tonalito. (C) Dobra cerrada intrafolial ( $S_{n-1}$ ) limitada pela foliação  $S_n$ .

Na porção norte e ao longo de todo esse limite da zona de cisalhamento afloram regionalmente rochas do Complexo Moxotó (Figura 5.2). São predominantemente gnaisses a granada-muscovita e biotita xistos com faixas migmatizadas. Os gnaisses mostram uma composição geralmente variando de quartzo-monzonito a tonalito por vezes com faixas leucossomáticas granodioríticas. A foliação varia de um bandamento gnáissico a feições tipicamente migmatíticas com abundante estruturas de dilatação (Figura 5.4A e B). Por vezes, constitui um bandamento  $S_n$  algo difuso e pouco espaçado, plano axial de dobras abertas  $F_n$ , superimposto a dobras  $F_{n-1}$ . Dobras resultantes da superposição  $F_{n-1} + F_n$  normalmente constituem em padrões de interferência do tipo laço (Figura 5.4C). Localmente essa feição evolui para dobras cerradas a isoclinais, resultando em uma foliação parcialmente transposta (Figura 5.4D). A foliação  $S_n$  medida na porção

externa a zona de cisalhamento mergulha 60-85° para os quadrantes sudeste, noroeste e nordeste (Figura 5.2).

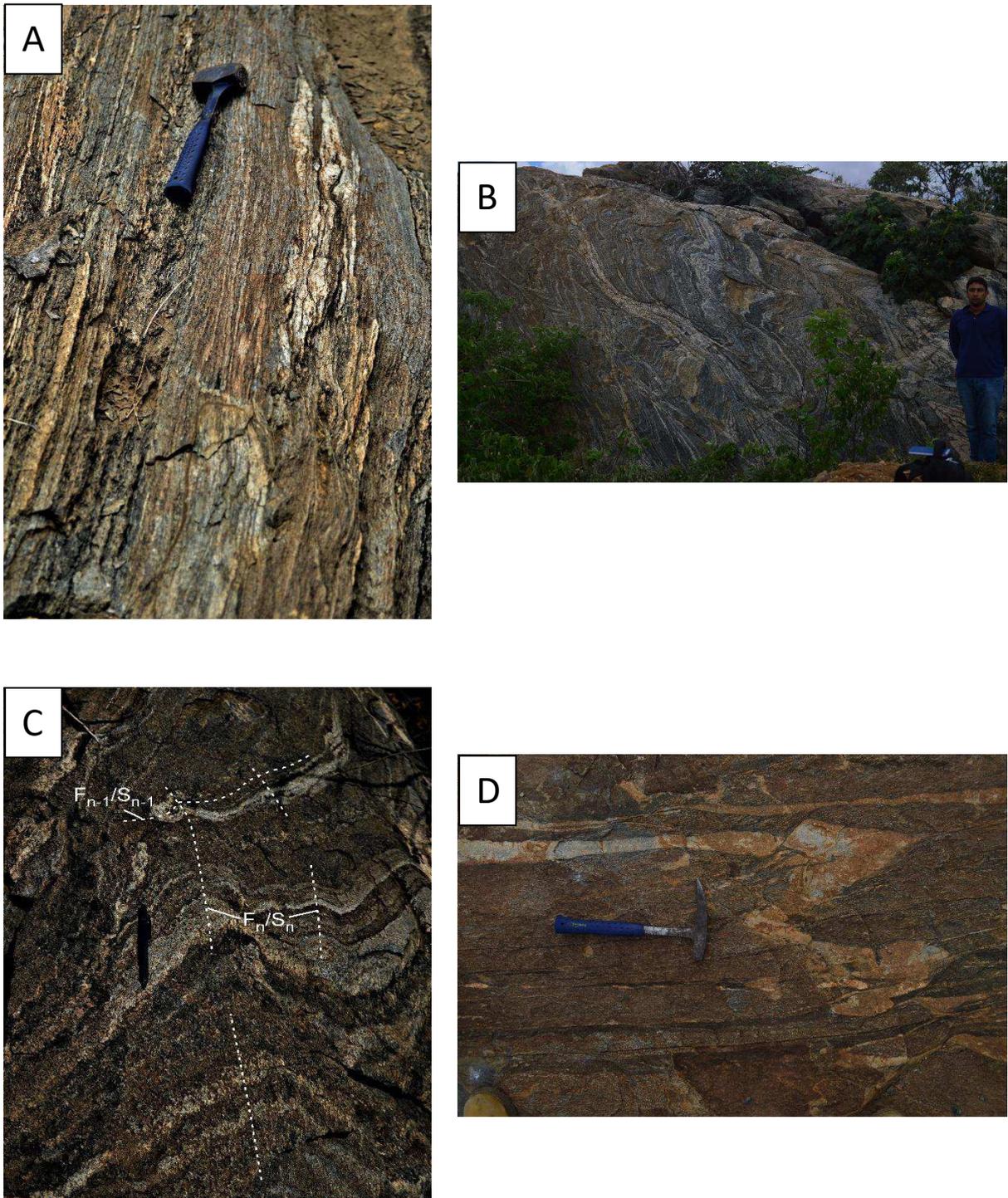


Figura 5.4. (A) Bandamento composicional em paragneisse do Complexo Sertânea. (B) Migmatito cruzado por diversos veios leucocráticos. (C) Dobra aberta em gnaiss migmatítico com foliação de plano axial  $S_n$ . Sobreposição de dobras  $F_{n-1} + F_n$  resultando em padrão de interferência do tipo laço. (D) Dobras cerradas e parcialmente transpostas

pelo bandamento  $S_n$ . Observar o adelgaçamento dos ao longo do plano de foliação e a ruptura dos mesmos.

## 5.1 A Trama Estrutural na ZCC

A foliação na zona de cisalhamento é tipicamente uma foliação milonítica. Estruturalmente, as rochas mostram uma trama definida por porfiroclastos de feldspatos (plagioclásio > K-feldspato) imersos em uma matriz composta de grãos recristalizados, os quais definem uma foliação que envolve os antigos castos (Figura 5.5A). Uma lineação de estiramento mineral  $L_x$ , comumente definida pelo alongamento unidimensional de agregados quartzo-feldspáticos, é observada no plano da foliação (Figura 5.5B). As rochas afetadas pela zona de cisalhamento resultaram em tectonitos do tipo SL, onde a foliação é dominante sobre a lineação em todos os afloramentos de milonitos observados.

Indicadores cinemáticos são abundantes na maioria dos afloramentos de milonitos. Porfiroclastos do tipo  $\sigma$  são os mais comumente observados (Figura 5.5A). Esses indicadores cinemáticos mostram sentido de cisalhamento geralmente conflitantes, muito embora um movimento sinistral de cisalhamento pareça ser dominante na maioria dos afloramentos. Em seções horizontais de alguns afloramentos (não necessariamente paralela a lineação) a assimetria de porfiroclastos é normalmente observada. A natureza monoclínica desses marcadores é o reflexo do componente não coaxial (componente de cisalhamento simples) da deformação. Por outro lado, em seções sub-verticais de afloramentos, aproximadamente perpendiculares a lineação, os referidos indicadores cinemáticos mostram uma disposição predominantemente simétrica de suas caudas (Figura 5.5C). Isso é sugestivo de que a deformação cisalhante foi provavelmente monoclínica (Forte & Bailey, 2007). A natureza monoclínica da deformação traz fortes implicações sobre o modelo transpressivo e cinemático da zona de cisalhamento, discutido mais adiante. Localmente, estreitos segmentos de ultramilonitos ocorrem como faixas dentro de milonitos (*strictu sensu*). Esses tectonitos são caracterizados por faixas escuras com abundante matriz fina quando comparada com a porcentagem de porfiroclastos presentes (Figura 5.5D). Possivelmente refletem uma heterogeneidade local da deformação ou resultaram de protólitos com variada granulometria e/ou composição. Muito embora a foliação envolva uma trama

caracterizada por forte deformação (por exemplo, achatamento de grãos minerais, rotação e estiramento de marcadores etc.), localmente são observados domínios, ou lentes, de baixa deformação envoltos pela foliação. Esses domínios são caracterizados por regiões com forma aproximadamente amendoada, as quais encontram-se mais preservadas da intensa deformação. Internamente, mostram registros de uma foliação mais antiga ( $S_n$ ) em alto ângulo com a foliação milonítica (Figura 5.5E).

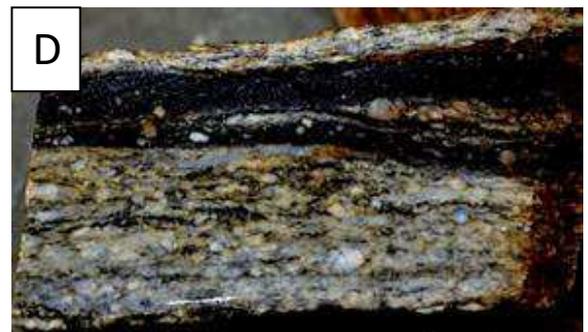


Figura 5.5 - A. Milonito com abundantes porfiroclastos de feldspatos do tipo  $\sigma$  visto em uma seção horizontal do afloramento (seção paralela a lineação de estiramento e perpendicular a foliação). B. Lineação de estiramento mineral ( $L_x$ ) mostrando baixo caimento em um plano de foliação vertical. C Porfiroclastos de feldspatos observados em seção sub-vertical de afloramento (perpendicular a lineação). Observar a dominância de clastos com caudas simétricas resultando em porfiroclastos do tipo  $\phi$ . D. Faixa de ultramilonito (faixa escura na porção superior da foto) em milonito granodiorítico. E. Estrutura amendoada em milonito gnaisse. Observe o registo de antiga foliação ( $S_n$ ) preservada no interior da amêndoa.

Dentro da zona de cisalhamento, é relativamente comum a presença de extensas faixas de migmatitos. Esses segmentos de migmatização geralmente ocorrem em contato lateral com milonitos de mais baixo grau metamórfico, os quais são normalmente tectonitos com composição biotita xisto a granada-biotita xisto. As rochas migmatíticas mostram inúmeras feições de milonitização, as quais afetam tanto os segmentos de neossoma (leucossoma), com composição de quartzo + feldspato, como a porção residual máfica, composta por anfibólios  $\pm$  biotita, (Figura 5.6). O processo de anatexia dessas rochas é interpretado aqui como sendo aproximadamente contemporâneo com a intensa atividade deformacional da zona e do processo de milonitização.

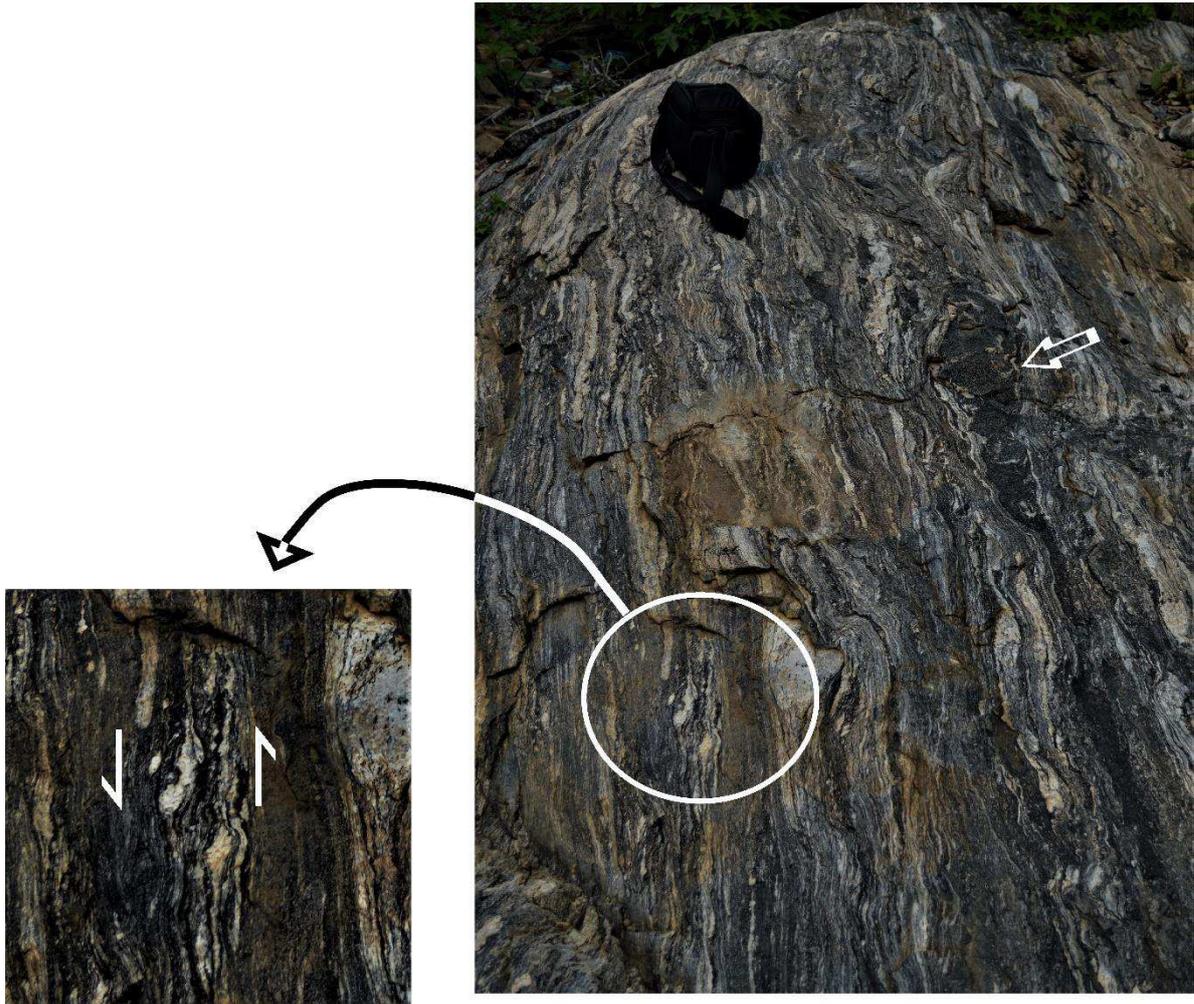


Figura 5.6 – Afloramento de migmatito milonitizado na Zona de Cisalhamento Congo. A foliação milonítica é aproximadamente vertical na foto. Porção residual (seta) mostrando boudinagem com aparente preenchimento *in situ* de fraturas formadas na região interboudin. Esses boudins são interpretados como resultante do estiramento (sub)horizontal das camadas. O detalhe mostra leucossoma constituindo indicadores cinemáticos sinistrais, em parte, sin-cisalhamento.

A foliação milonítica mostra uma direção geral nordeste-sudoeste, aproximadamente paralela aos limites da zona de cisalhamento, e mergulhos que variam entre  $55-88^\circ$ , com média de  $70^\circ$  para sudoeste (Figura 5.2). A orientação da lineação de estiramento ocorre distribuída em dois grupos: um secundário, com caimentos para nordeste, e outro principal, com um maior número de medidas e caimentos para sudoeste. Os caimentos variam de subhorizontais ( $2-10^\circ$ ) a valores mais elevados, geralmente situados entre  $15-55^\circ$  (Figura 5.2). Em campo, as faixas de milonitos são geralmente persistentes dentro das unidades dos complexos Sertânea e Surubim-Carolina. Entretanto, o limite aproximado foi definida a partir

de locais onde a foliação milonítica é marcante, sendo a principal trama nos tectonitos.

## 6. MICROTTECTÔNICA

Em microescala, a foliação das rochas miloníticas variam de moderadamente irregular a anastomosada. Os tipos com o desenvolvimento de uma foliação moderadamente irregular formam bandas subparalelas, as vezes constituindo em lentes, e compostas por um agregado de grãos alongados e recristalizados (quartzo + feldspatos) são lateralmente delimitadas por filmes de biotita (Figura 6A). No plano de foliação essas lentes são alongadas e constituídas por agregado de grãos recristalizados, e marcam a lineação de estiramento mineral usualmente observada em escala de afloramento e amostra de mão. Nas variedades com foliação anastomosada, finas faixas de biotita ocorrem interconectadas, isolando total ou parcialmente bolsões de agregados de grãos (Figura 6B). A foliação é mais intensamente desenvolvida nas faixas compostas por biotita e ligeiramente menos proeminentes nos domínios com quartzo e feldspatos. Segmentos formados por *ribbons* de quartzo são também comumente observados. Estes são compostos por um agregado de grãos e subgrãos alongados e usualmente dispostos em paralelismo com as bordas dos próprios *ribbons* (Figura 6C). Os grãos de quartzo da matriz são intensamente recristalizados, apresentando contatos lobulares e dimensões variadas. Bandas de deformação nesses grãos, embora observadas, são raras. Os feldspatos, geralmente quando preservados, constituem em porfiroclastos com dimensões variáveis e dominante microestrutura do tipo *core-mantle* (Figura 6D). Essa feição é facilmente reconhecida pelo desenvolvimento de finos grãos recristalizados que ocorrem em torno de um clasto no núcleo. Esses clastos constituem em antigos grãos de feldspatos parcialmente preservados da recristalização dinâmica. Todas essas feições microestruturais indicam que *dislocation creep* foi o mecanismo de recristalização dinâmica atuante, o qual operou em condições equivalentes ao regime 3 de Hirth e Tullis (1992), onde a recristalização por migração de limites de grãos é dominante. A temperatura de deformação relacionada ao processo de milonitização dessas rochas deve ter atingido valores  $\geq 500^{\circ}$  C.

Em faixas de ultramilonitos, grãos de feldspatos alongados e variavelmente orientados são imersos em uma matriz foliada. A foliação da matriz é definida pelo alinhamento de finos grãos, predominantemente compostos por mica branca, os quais

contornam os antigos grãos de feldspato (Figura 6E). Em ambos os lados dos clastos alongados de feldspato uma assimétrica da foliação fibrosa é fracamente desenvolvida na região de sombra de deformação (Figura 6F). Em milonitos com porfiroblastos de granada, em granada-biotita gnaises, uma foliação secundária interna  $S_i$  é usualmente observada nesses grãos (Figuras 6G, H). É uma foliação reta, composta predominantemente de biotita, a qual parece ter sido rotacionada em aproximadamente  $90^\circ$  com relação a foliação externa, ou milonítica ( $S_{mil}$ ). Essas feições sugerem que a granada provavelmente cresceu durante o estágio inter-tectônico de deformação e metamorfismo, ou seja, pós- $D_n$  e pré a cedo  $D_{n+1}$  (deformação milonítica).

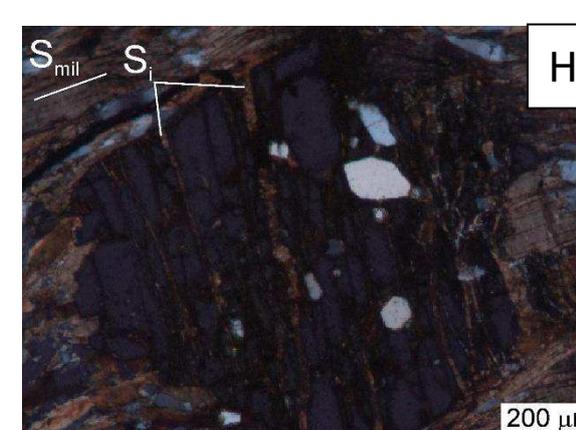
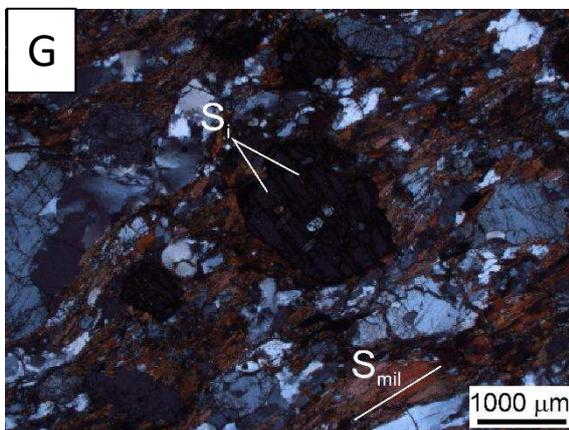
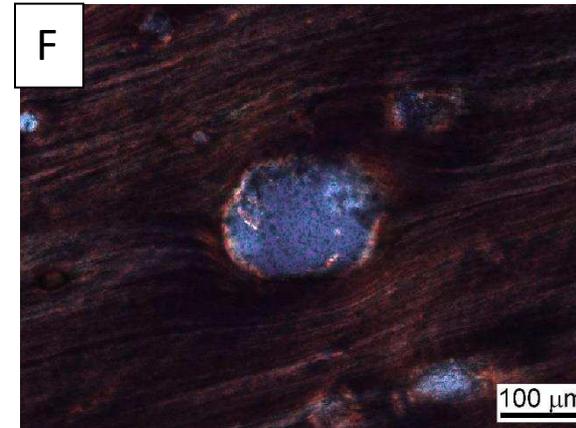
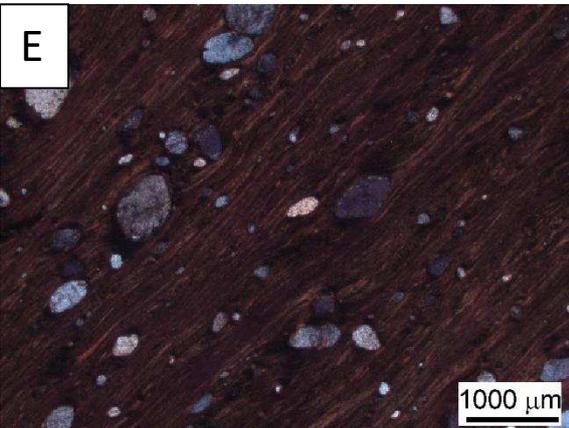
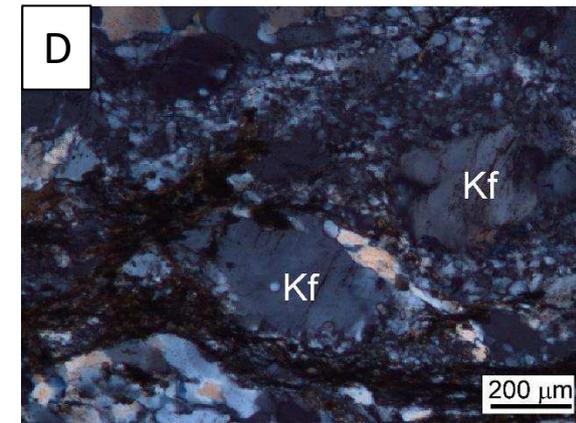
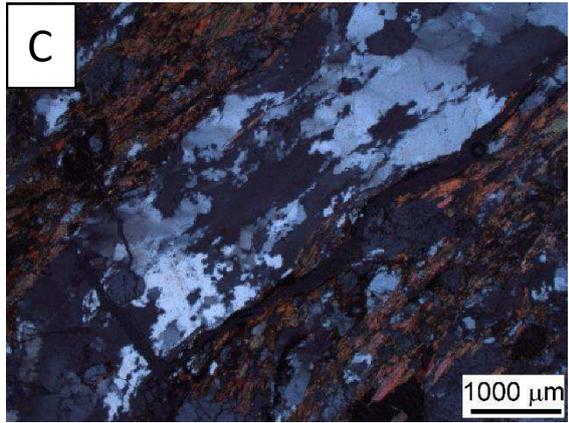
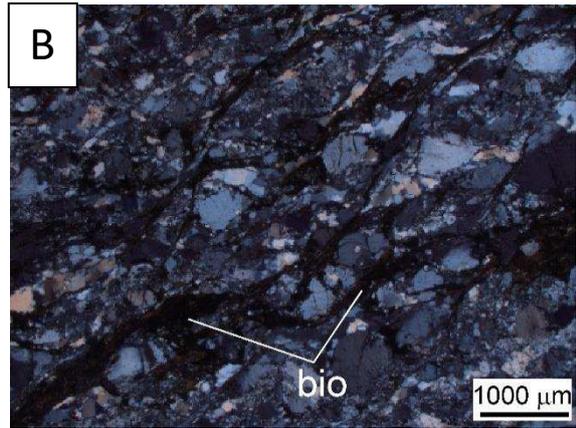
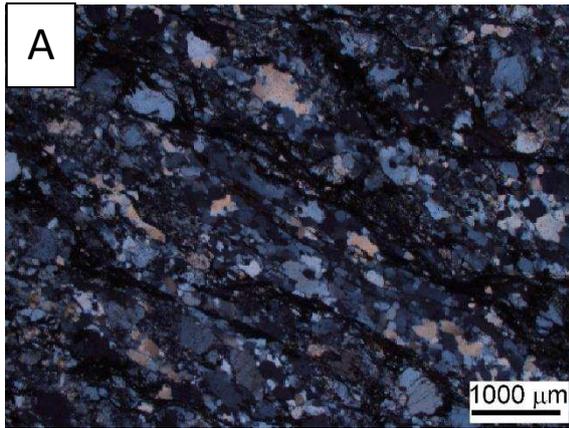


Figura 6 – (A). Agregado de grãos recristalizados de quartzo + feldspato formando lentes paralelas a foliação. (B). Aspecto anastomosado da foliação. Observar o aspecto entrelaçado da foliação (filmes de biotita, bio) envolvendo domínios de amendoados de grãos recristalizados. (C). Grãos e subgrãos em *ribbon* de quartzo. (D). Grãos de K-feldspato ( $K_f$ ) mostrando estrutura *core-mantle*. (E) Ultramilonito onde são observados grãos de feldspato emersos numa foliação marcada pelo alinhamento de mica branca (canto superior direito para o canto inferior esquerdo). (F). Detalhe em torno de um grão de feldspato onde é mostrada a assimetria da foliação na região de sombra de deformação. (G). Porfiroblasto de granada em granada-biotita xisto milonitizado. A relação entre a foliação interna ( $S_i$ ) e a foliação externa ( $S_{mil}$ ) sugere um crescimento inter-tectônico. (H). Detalhe do porfiroclasto de granada mostrando em destaque a foliação interna no grão.

## 7.METODOLOGIA DE ANÁLISE E APRESENTAÇÃO DOS DADOS

Neste capítulo são apresentadas a metodologia de análise e o conjunto de dados obtidos em amostras de milonitos da Zona de Cisalhamento Congo. Foram obtidos dados referentes à quantificação da deformação, formato do elipsóide de *strain* (geometria da deformação), orientação dos eixos principais do elipsóide de deformação (eixos X, Y e Z), e do número de vorticidade cinemática ( $W_m$ ). Ao todo, foram analisadas 20 amostras de milonitos, dos quais um total de 14 foram utilizadas para análise tridimensional da deformação, oito para a determinação da orientação dos eixos principais do elipsóide e em todas as 20 amostras foram obtidas a quantificação da deformação e  $W_m$ , neste último, utilizando-se diferentes métodos de análise.

Para a quantificação da deformação foram cerradas amostras para a obtenção de seções paralelas à lineação mineral de estiramento e perpendiculares à foliação (plano XZ do elipsóide de deformação, Figura 7.1). Um segundo corte, perpendicular a foliação e a lineação (plano YZ do elipsóide de deformação) foi também realizado em algumas amostras. Em ambas as seções razões X/Z e Y/Z foram posteriormente determinadas. Para a obtenção dessas razões, todas as seções foram fotografadas. Os arquivos, em formato .jpg, foram então gerados. Posteriormente, essas imagens foram melhoradas para ressaltar os porfiroclastos de feldspatos, os quais foram utilizados como marcadores da deformação nas mostras (Figura 7.1). A partir desses arquivos digitais, clastos de feldspatos foram transformados em elipses com a mesma área que os respectivos grãos. Para que isso fosse possível, foi utilizado o *software EllipseFit* onde os arquivos digitais foram normalmente abertos (Figura 7.2A). Esse *software* também possibilitou gerar arquivos com as razões entre os eixos maior e menor desses clastos, nas seções XZ e YZ de cada amostra, bem como o ângulo  $\phi$  entre o eixo maior de cada clasto e o traço da foliação nas respectivas seções (Figura 7.2B). Para a quantificação da deformação finita, a qual foi obtida em seções paralelas a lineação e perpendiculares a foliação, foi utilizado o método  $Rf/\phi$  (Lisle,1985). A aplicação desse método de quantificação da deformação finita foi realizada com a utilização do software de domínio público *Tectonic Data Analyser*. Este *software* calcula a deformação finita com base no teste do  $\chi^2$  (qui quadrado), a qual é baseado em

valores teóricos de  $R_s$  (razão de deformação,  $R_{xz}$ ) a partir de uma distribuição simétrica de  $R_i$  (razão entre os eixos maior e menor de marcadores na amostra não deformada). O ângulo entre o eixo maior do elipsóide de deformação finita e o traço da foliação milonítica, bem como a flutuação  $F$  dos marcadores (ver Ramsay & Huber, 1989 para uma definição) são também fornecidos pelo programa.



Figura 7.1 – Amostra de milonito da Zona de Cisalhamento Congo mostrando uma seção perpendicular a foliação e paralela a lineação (plano XZ do elipsóide de de formação). A seta mostra a atitude da lineação de estiramento medida em campo. São mostrados porfiroclastos dos tipos  $\sigma$  e  $\delta$ .

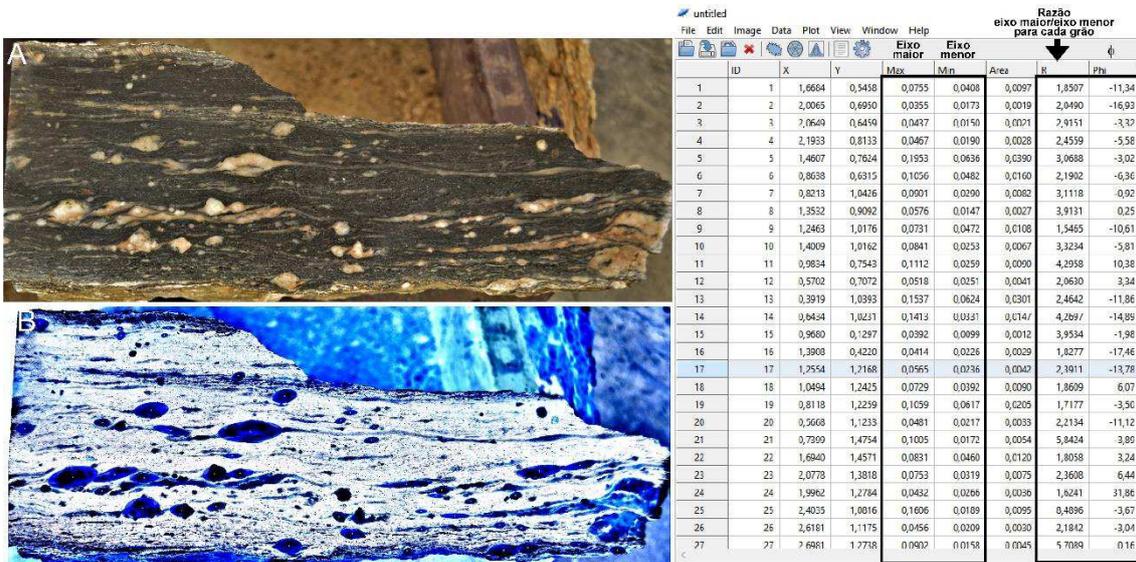


Figura 7.2 – A. Fotografia digital da seção XZ de uma amostra de milonito utilizada para análise. B. Mesma imagem com a transformação da forma dos clastos em elipses equivalentes (azul intenso), mantendo a área original de cada grão. A tabela a direita mostra os dados computados nessa seção para cada grão. Em destaque: eixo maior, eixo menor, razão entre eixo maior e menor para cada grão e o ângulo  $\phi$  entre o eixo maior do grão e o traço da foliação.

Para a quantificação tridimensional da deformação finita, medidas em seções perpendiculares a foliação e paralelas a lineação ( $R_{xz}$ ) e perpendiculares a foliação e a lineação ( $R_{yz}$ ), para cada amostra analisada, foram conjuntamente

realizadas. As razões X/Y foram determinadas por utilizar a relação (Ramsay & Huber, 1989):  $R_{xz} = R_{xy} \cdot R_{yz}$ . Diagramas de *Flinn* logarítmico e *Hsu* foram construídos. No diagrama de Flinn logarítmico essas razões foram plotadas em termos de  $\ln(Z/Y)$  na ordenada e  $\ln(Y/Z)$  na abcissa. O parâmetro K (elipsidade) é obtido mediante a relação matemática:  $K = \ln(R_{xy} - 1) / \ln(R_{xz} - 1)$ . No diagrama de Hsu os dados são plotados em termos do parâmetro de Lode e do *strain* de cisalhamento octaédrico, respectivamente definidos como  $\nu = 2\varepsilon_2 - \varepsilon_1 - \varepsilon_3 / \varepsilon_1 - \varepsilon_3$ , onde  $\varepsilon$  é o *strain* natural ( $\varepsilon_{1,2,3} = \ln(1 + e_{1,2,3})$ ), e  $\varepsilon_s = 1/\sqrt{3} \sqrt{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 - \varepsilon_1)^2}$ . Ambos os diagramas foram facilmente obtidos com a utilização dos softwares Strain Calculator e Tectonic Data Analyzer, evitando o demorado cálculo matemático envolvido.

Para a determinação da orientação dos eixos principais do elipsóide de *strain* (X, Y e Z), foi utilizada a planilha eletrônica *Best-fit ellipsoid* desenvolvida no Excel™. Essa planilha é parte de um conjunto de outras quinze, desenvolvidas por Mookerjee & Nickleach (2011), para a análise do *strain*. Essas planilhas foram escritas para o software Mathematica™, o qual possibilitou calcular a orientação desses três eixos do elipsóide. Para obter a orientação desses eixos principais do elipsóide foram obtidas três seções não paralelas (um mínimo de três seções não paralelas é necessário), devidamente orientadas, em cada amostra (Mookerjee & Nickleach, 2011). Uma das seções foi cortada sempre perpendicular a foliação e paralela a lineação e as outras duas em orientações quaisquer. Como cada amostra foi anteriormente orientada no campo, foi possível obter a orientação de todas as seções simplesmente por reposicionar a superfície medida em campo em uma caixa de areia com a ajuda de uma bússola. A seguir, o mergulho e o sentido de mergulho de cada seção foi obtido. Em seguida, cada seção foi fotografada e um banco de dados contendo a seção fotografada e a respectiva orientação para cada uma das amostras foi criado. A partir dos arquivos fotográficos, foram geradas as razões entre os eixos maior e menor de cada clasto, bem como o ângulo entre eixo maior do clasto e a linha de direção em cada uma das seções foi obtido. Os dados para cada uma das três faces alimentaram a planilha no Excel™ (*Best-fit ellipsoid*). A obtenção da orientação dos eixos X, Y e Z foi determinada no software Mathematica™, e representados em diagrama de projeção estereográfica.

Frequentemente, a análise da vorticidade cinemática é realizada em seções perpendiculares a foliação e paralelas a lineação. Esse procedimento é válido se essa seção for paralela ao plano perpendicular ao vetor vorticidade ( $w$ ), o que é correto quando o cisalhamento é monoclinico. A observação de marcadores com máxima assimetria em seções perpendiculares a foliação e paralelas a lineação, e de marcadores simétricos em seções normais a foliação e a lineação são evidências de cisalhamento monoclinico (Forte & Bailey, 2007). Em todas as amostras essa seção foi considerada para a análise da vorticidade cinemática. Para essa análise, foram medidas as razões entre o eixo maior e o eixo menor de cada porfiroclasto de feldspato e o ângulo  $\phi$  entre o eixo maior dos clastos e o traço da foliação, seguindo o procedimento já descrito anteriormente. O método RGN (Jessup et al., 2007) utiliza dados de  $B^*$  ( $B^* = (M_x^2 - M_n^2)/(M_x^2 + M_n^2)$ , onde  $M_x$  e  $M_n$  são eixos maior e menor do grão), que são plotados em função de  $\phi$  nos gráficos. O método baseado na razão dimensional de porfiroclastos (Passchier, 1987 e Wallis et al., 1993) utiliza a razão entre os eixos maior e menor dos grãos e o ângulo  $\phi$ . Uma linha de *cut-off*, separando clastos que ainda estavam rotacionando no final do cisalhamento daqueles que estavam estáveis, é determinada diretamente no gráfico. O número de vorticidade cinemática ( $W_m$ ) é obtido utilizando a equação  $W_m = (R_c^2 - 1)/(R_c^2 + 1)$ , onde  $R_c$  é o ponto de *cut-off* observado no gráfico. Ambos os métodos foram utilizados para computar os valores de  $W_m$ .

## 7.1 Resultados

Os gráficos  $R_f/\phi$  são mostrados na Figura 7.3. Esses gráficos mostram os valores da deformação finita determinados nos milonitos da zona de cisalhamento. Na tabela I são mostrados todos os valores obtidos por esse método de quantificação da deformação. Em todas as amostras o cálculo do índice de simetria foi elevado, superiores aos valores críticos. Isso indica que há 90 a 95% de probabilidade para as amostras não apresentarem uma orientação preferencial anterior a deformação. Igualmente, a realização do teste do  $\chi^2$  (qui quadrado) em todas as amostras forneceu valores abaixo dos valores críticos para 5 e 10%. Isto indica que os marcadores tiveram um comportamento passivo durante a deformação e que os valores de *strain* são condizentes com o modelo. A

deformação finita obtida variou entre a mínima de 1.3 e a máxima de 3.7. Nos milonitos gnaisses e gnaisses xistosos, provavelmente protólitos do Complexo Sertânea, e nos augen-ortognaisses, regionalmente intrusivos nas rochas desse complexo, a deformação finita variou entre 1.3 e 3.4. Considerando apenas a intensidade de deformação obtida nos tectonitos gnáissicos e gnáissicos xistosos, esses valores variaram de 1,3 a 3,4. Nos augen ortognaisses esses valores variaram entre 1,5 a 3,7.

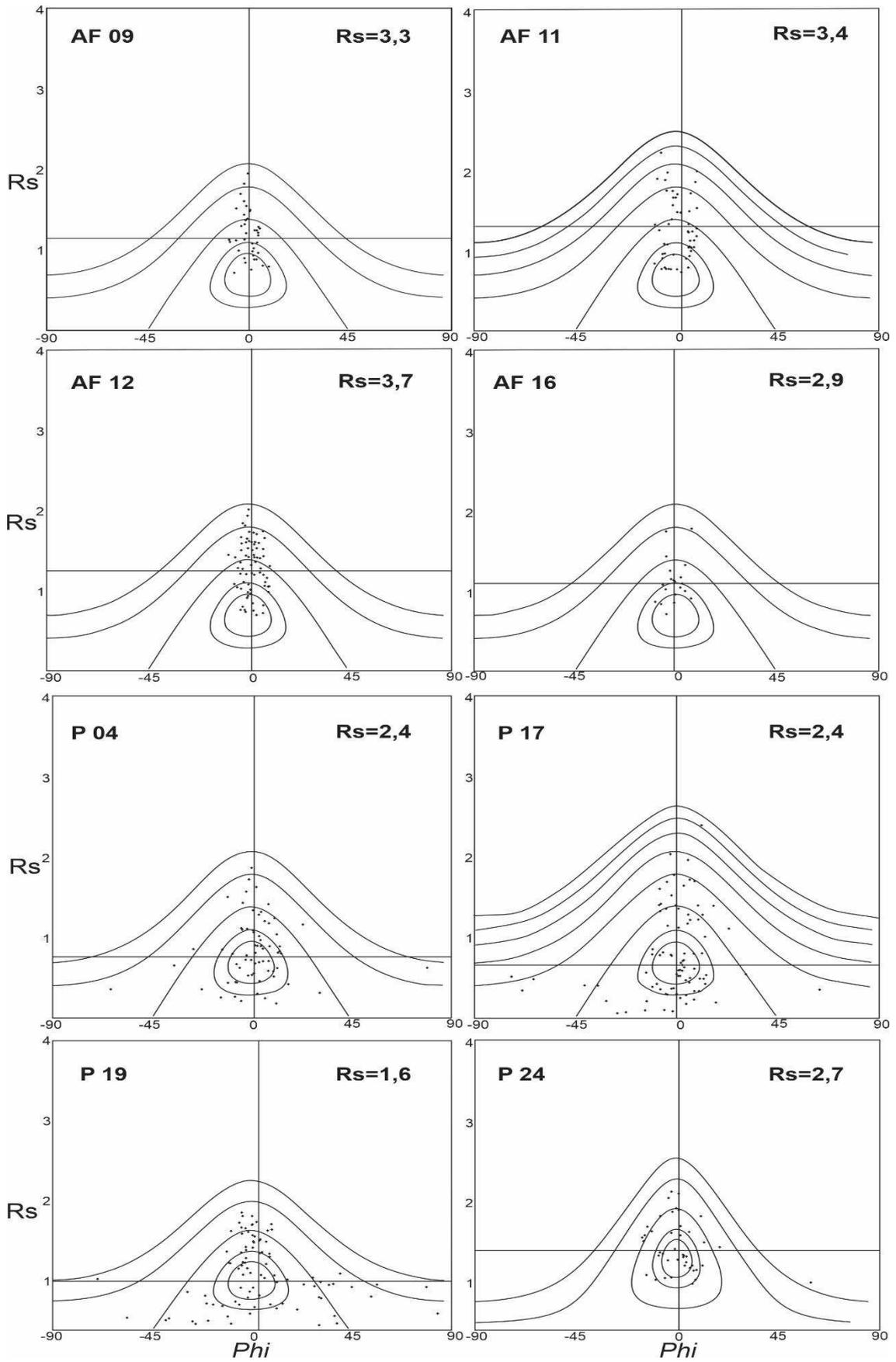


Figura 7.3. Gráficos Rf/Phi gerados e os respectivos valores de *strain* (Rs) obtidos. As linhas vertical e horizontal no gráfico referem-se as médias vetorial e harmônica calculadas pelo programa. No canto superior esquerdo o número da amostra.

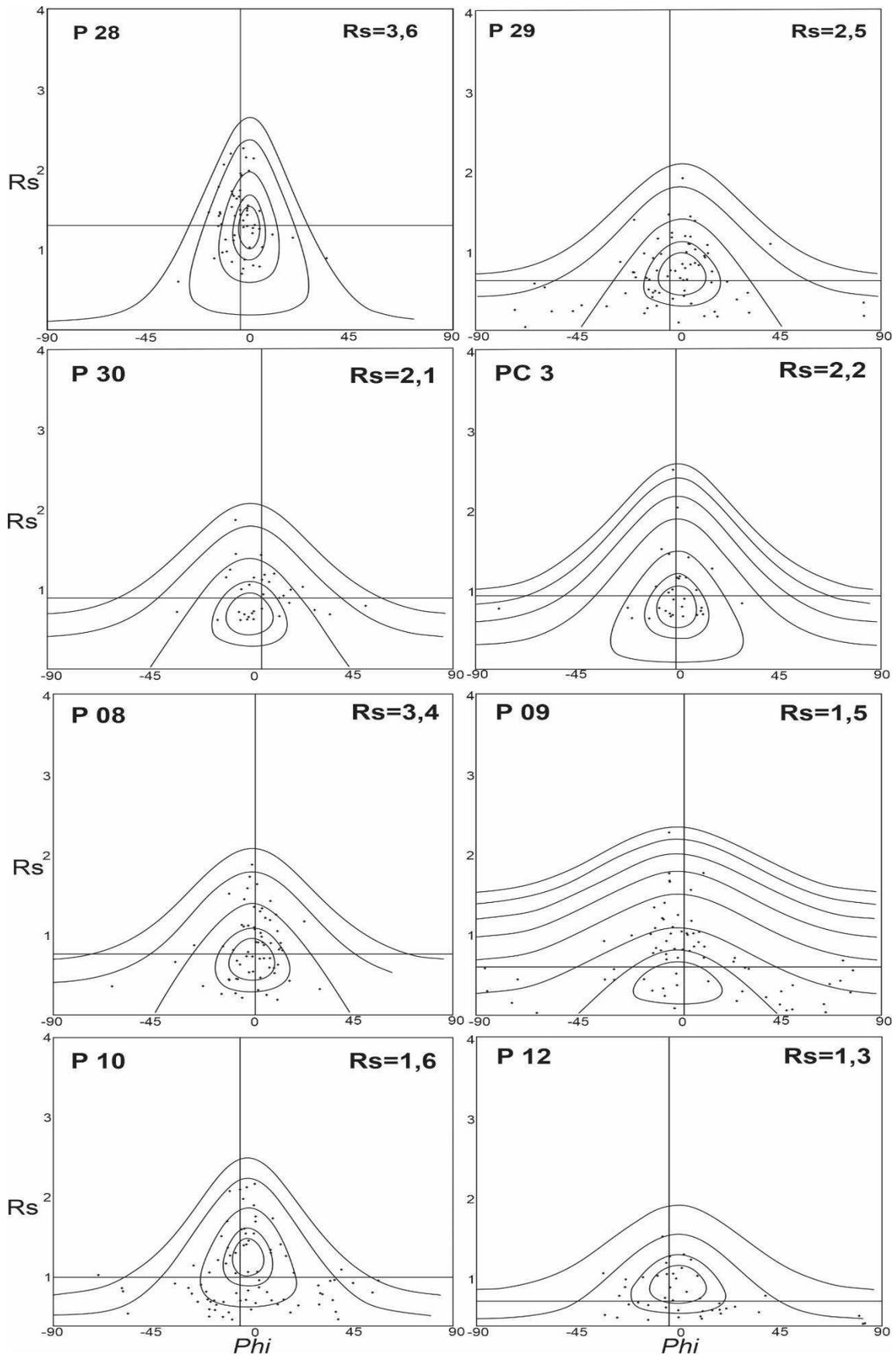


Figura 7.3. Continuação.

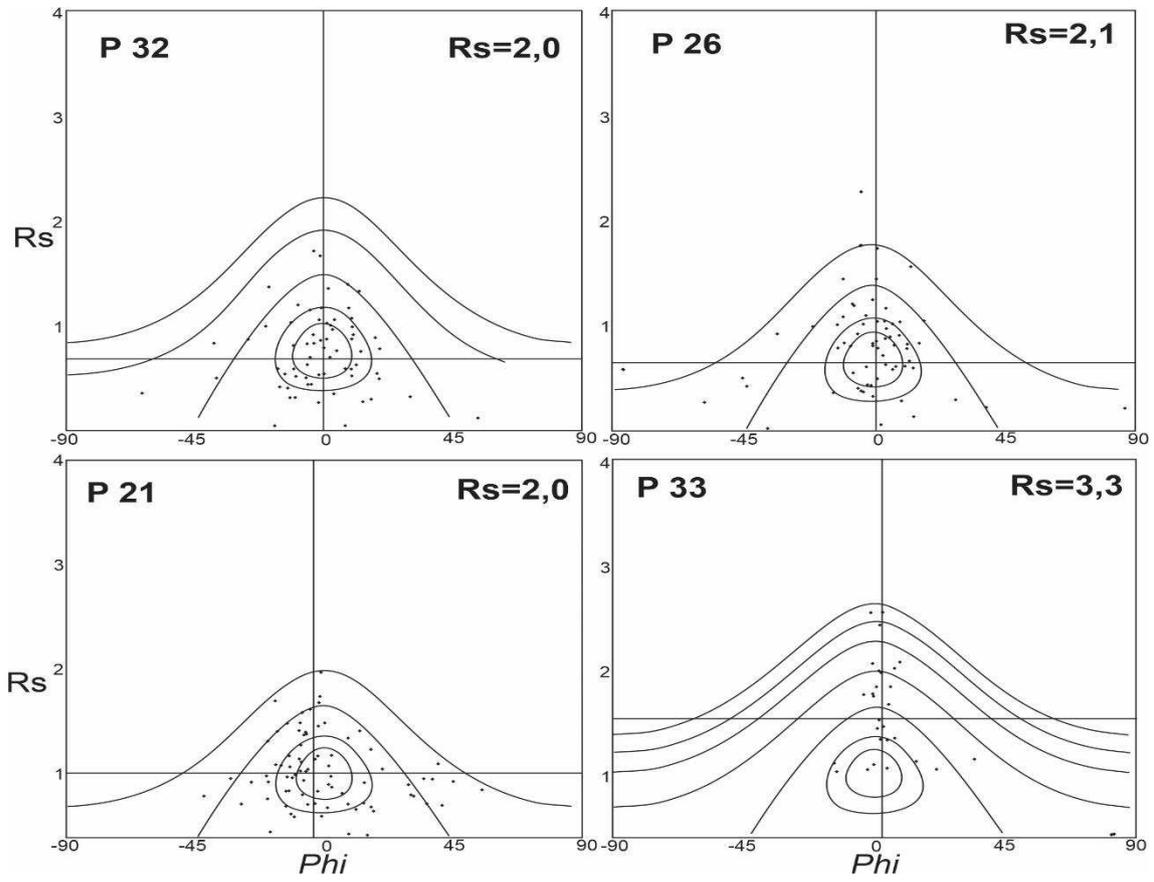


Figura 7.3. Continuação.

Tabela 1 – Valores da deformação finita  $R_s$  obtidas em todas as amostras analisadas.

Amostras	Unidade	$R_s$
AF09	Augen-Ortognaisse	3,3
AF11	Augen-Ortognaisse	3,4
AF12	Augen-Ortognaisse	3,7
AF16	Biotita Gnaiss/Xisto	2,9
P04	Biotita Gnaiss/Xisto	2,4
P08	Biotita Gnaiss/Xisto	3,4
P17	Biotita Gnaiss/Xisto	2,4
P19	Biotita Gnaiss/Xisto	1,6
P24	Biotita Gnaiss/Xisto	2,7
P28	Augen-Ortognaisse	3,6
P29	Biotita Gnaiss/Xisto	2,5
P30	Biotita Gnaiss/Xisto	2,1
PC3	Biotita Gnaiss/Xisto	2,2
P09	Augen-Ortognaisse	1,5
P10	Augen-Ortognaisse	1,6
P12	Biotita Gnaiss/Xisto	1,3
P26	Augen-Ortognaisse	2,1
P32	Biotita Gnaiss/Xisto	2,0
P21	Augen-Ortognaisse	2,0
P33	Augen-Ortognaisse	3,3

A avaliação da geometria do elipsoide da deformação finita foi baseada nos dados computados nas seções XZ e YZ e a sua análise nos diagramas de *Flinn* logarítmico e de *Hsu* (Figuras 7.4 e 7.5). No diagrama de *Flinn* logarítmico, todos os pontos estão localizados no campo do achatamento geral ( $0 \leq K < 1$ ). Dois pontos ocorrem próximos ao eixo do achatamento puro ( $k = 0$ ) e dois próximos a linha  $k = 1$ . A confirmação da maioria dos pontos no campo do achatamento geral ( $0 < \nu < 1$ ) é também observada no diagrama de *Hsu*. Nesse diagrama, dois pontos estão próximos e sobre a reta do achatamento puro ( $\nu = +1$ ) e um ponto sobre a reta referente a deformação plana ( $\nu = 0$ ). Esse diagrama tem a vantagem de não mostrar a distorsão comumente observada no diagrama de Flinn (Mookerjee & Peek, 2014). Na Tabela II são mostrados alguns dos parâmetros deformacionais que foram determinados nessas amostras.

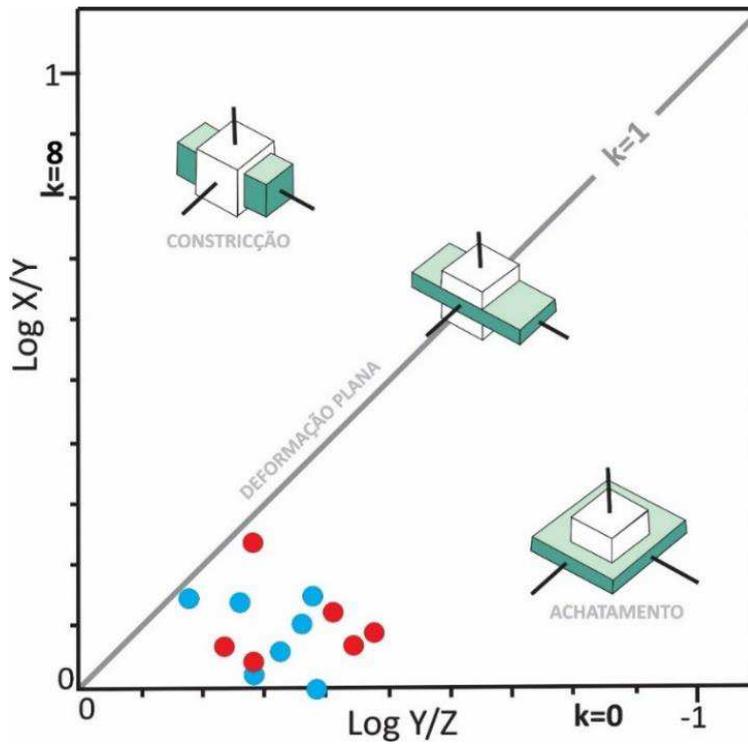


Figura 7.4 – Distribuição das amostras de tectonitos no diagrama de Flinn logarítmico. Em vermelho amostras de augen gnaisses e em azul a encaixante regional cisalhada.

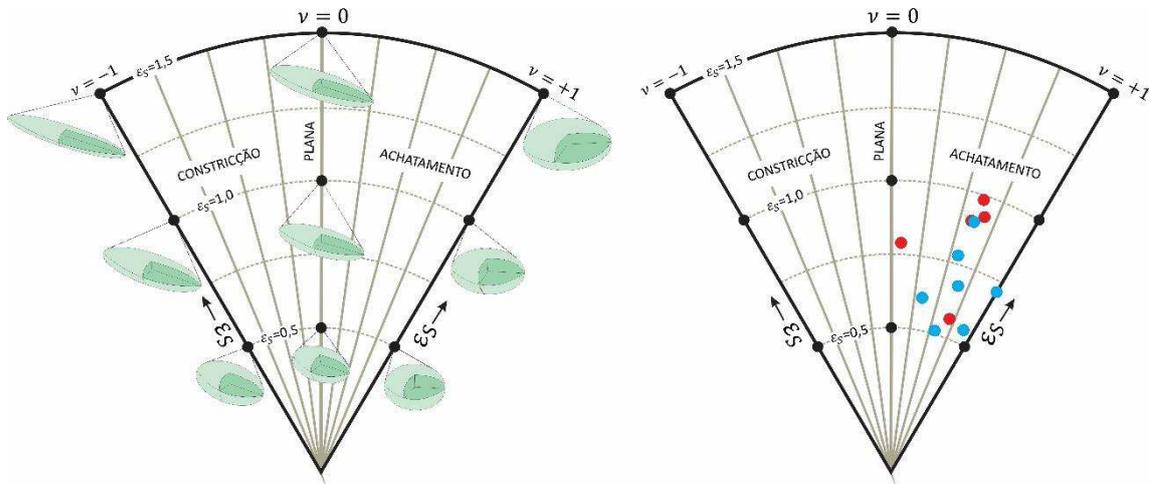


Figura 7.5 – Distribuição das amostras no diagrama de HSU. Diagrama de HSU à esquerda indicando formas dos elipsoides em campos específicos do diagrama. Mesma indicação de cores que a da figura 5.4.

Tabela II - Parâmetros deformacionais obtidos nas amostras analisadas.

Amostras	Litologias	$R_{xy}$	$R_{yz}$	$R_{xz}$	X:Y:Z	$\epsilon S$	$k$	$v$
AF09	Augen-Ortognaisse	1,18	2,8	3,3	1,57:1,33:0,48	0,92	0,10	0,730
AF11	Augen-Ortognaisse	1,31	2,6	3,4	1,64:1,26:0,48	0,91	0,20	0,560
AF12	Augen-Ortognaisse	1,23	3,0	3,7	1,66:1,34:0,45	0,99	0,10	0,680
AF16	Biotita Gnaiss/Xisto	1,26	2,3	2,9	1,54:1,22:0,53	0,79	0,20	0,570
P04	Biotita Gnaiss/Xisto	1,14	2,1	2,4	1,40:1,22:0,58	0,67	0,13	0,695
P08	Biotita Gnaiss/Xisto	1,31	2,6	3,4	1,64:1,26:0,48	0,91	0,19	0,562
P17	Biotita Gnaiss/Xisto	1,00	2,4	2,4	1,34:1,34:0,56	0,72	0,00	1,000
P30	Biotita Gnaiss/Xisto	1,50	1,4	2,1	1,47:0,98:0,70	0,53	0,80	0,093
P29	Biotita Gnaiss/Xisto	1,39	1,8	2,5	1,51:1,09:0,61	0,66	0,49	0,283
P33	Augen-Ortognaisse	1,94	1,7	3,3	1,86:0,96:0,56	0,85	0,75	0,110
P26	Augen-Ortognaisse	1,10	1,9	2,1	1,32:1,20:0,63	0,57	0,12	0,730
P32	Biotita Gnaiss/Xisto	1,12	1,9	2,0	1,28:1,22:0,64	0,55	0,06	0,852
P21	Augen-Ortognaisse	1,20	1,7	2,0	1,33:1,13:0,67	0,51	0,25	0,531

Os dados referentes a orientação dos eixos X, Y e Z do elipsóide de deformação finita são mostrados nas figuras 7.6 e 7.7. O eixo X varia de horizontal a *plunges* moderados, subparalelo a variavelmente oblíquos com relação a direção média da zona de cisalhamento. Nas amostras P12, P30 e P33 o eixo X é *down-dip*, ou seja, mostram *plunges* moderado a elevado para o mesmo quadrante de mergulho da foliação. A distribuição dos três eixos do elipsóide calculada dentro da zona de cisalhamento mostram uma disposição bastante variada, muito embora uma relação direta com a foliação possa ser observada em algumas localidades.

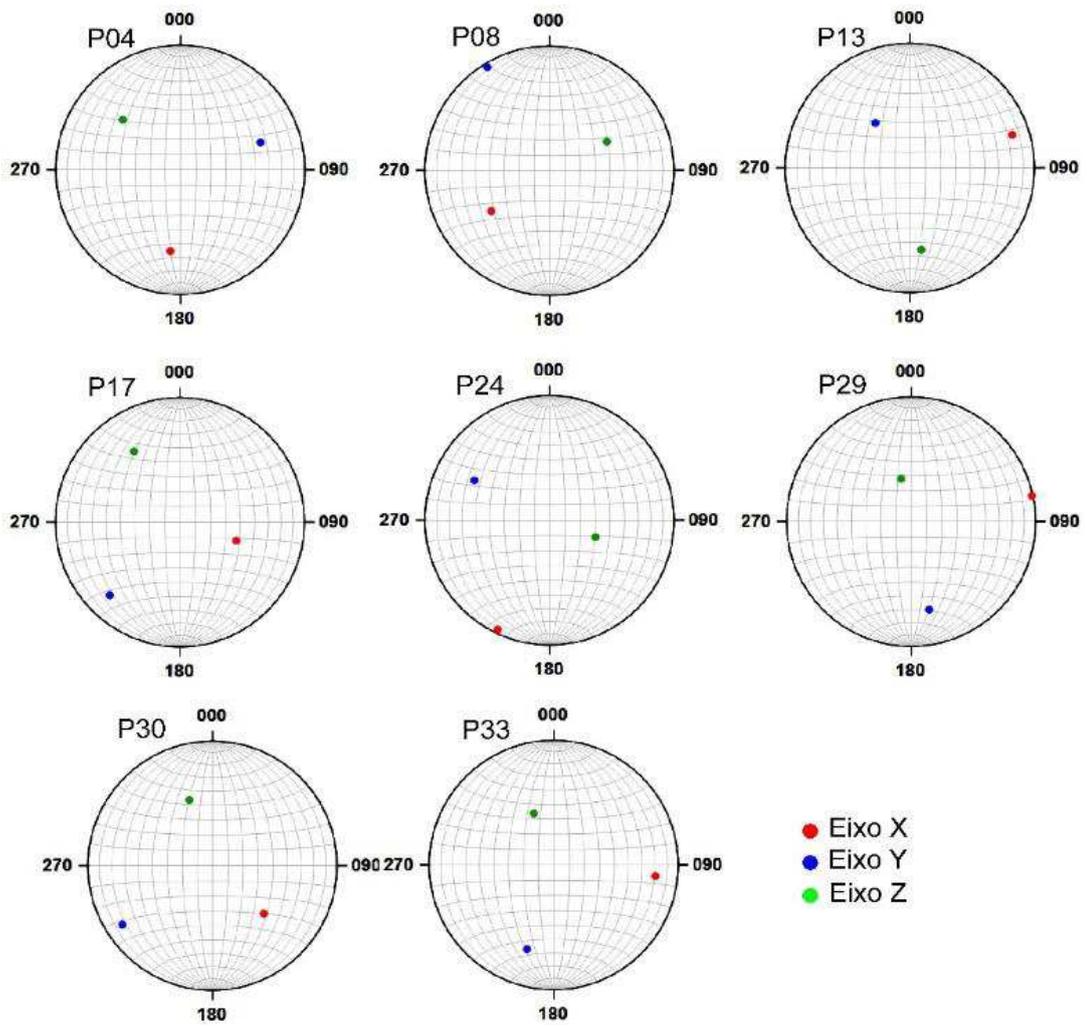


Figura 7.6 – Distribuição dos eixos X, Y e Z do elipsóide de deformação calculados e representados em projeção esterográfica.

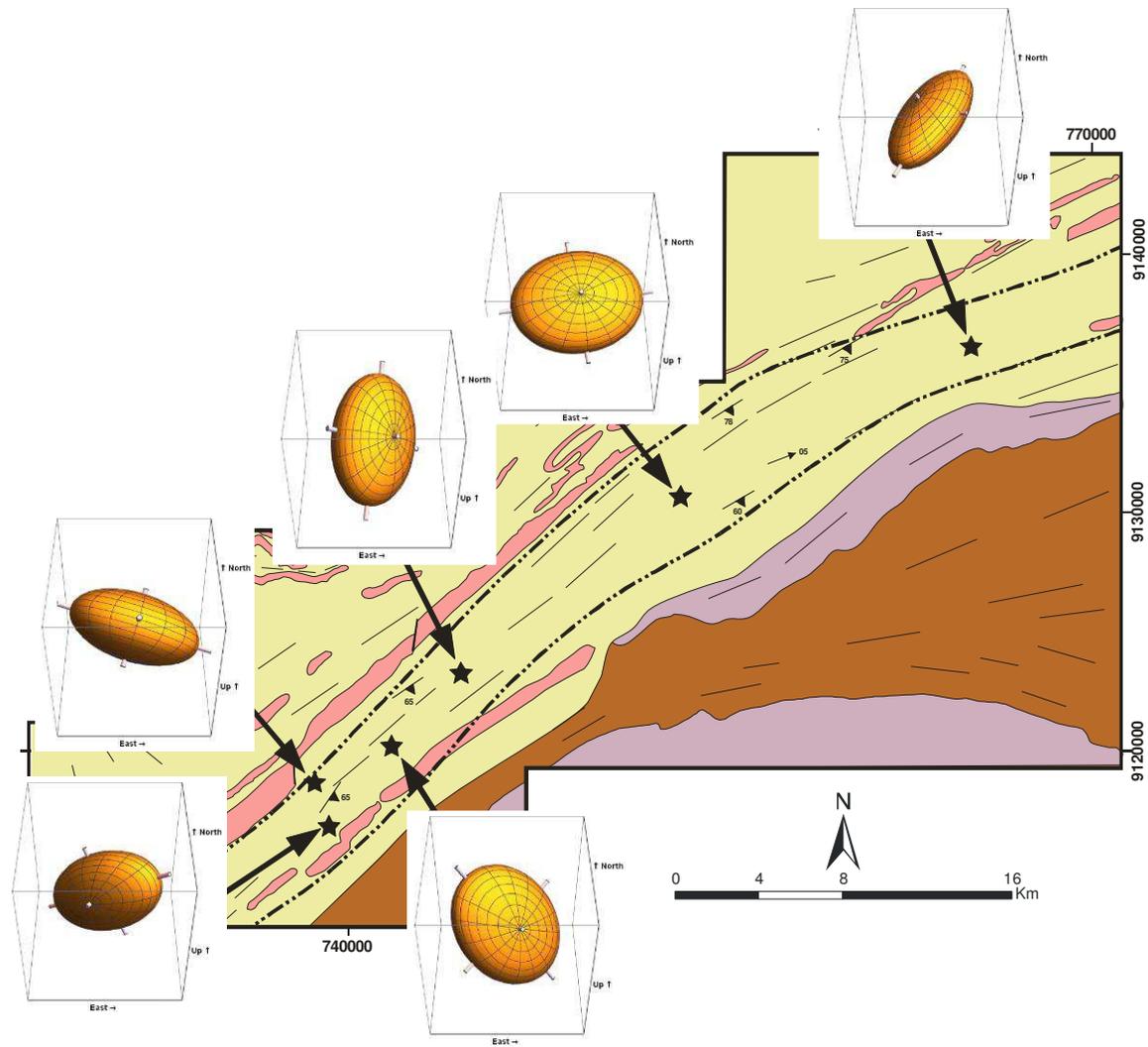


Figura 7.7 – Mapa geológico com os elipsóides de deformação distribuídos na zona de cisalhamento. Mesma simbologia do mapa geológico da Figura 5.2.

As figuras 7.8 e 7.9 são diagramas que mostram os valores do número de vorticidade cinemática ( $W_m$ ) obtidos pelos métodos RGN e de razão dimensional de porfiroclastos. No método RGN o valor de  $W_m$  variou entre 0,26 a 0,76. Para o método baseado na razão dimensional de porfiroclastos,  $W_m$  variou entre 0,26 a 0,83. Ambos os métodos computaram o mesmo valor inferior de  $W_m$ . Já o valor máximo de  $W_m$  foi obtido pelo método que utiliza a razão dimensional de porfiroclastos. O valor mínimo de  $W_m$  (0,26) foi obtido em amostra de tectonito do Complexo Sertânia, enquanto máximo valor de  $W_m$  (0,83) foi obtido em augen gnaisse. A tabela III mostra os valores de  $W_m$  obtidos em nas vinte amostras analisadas.

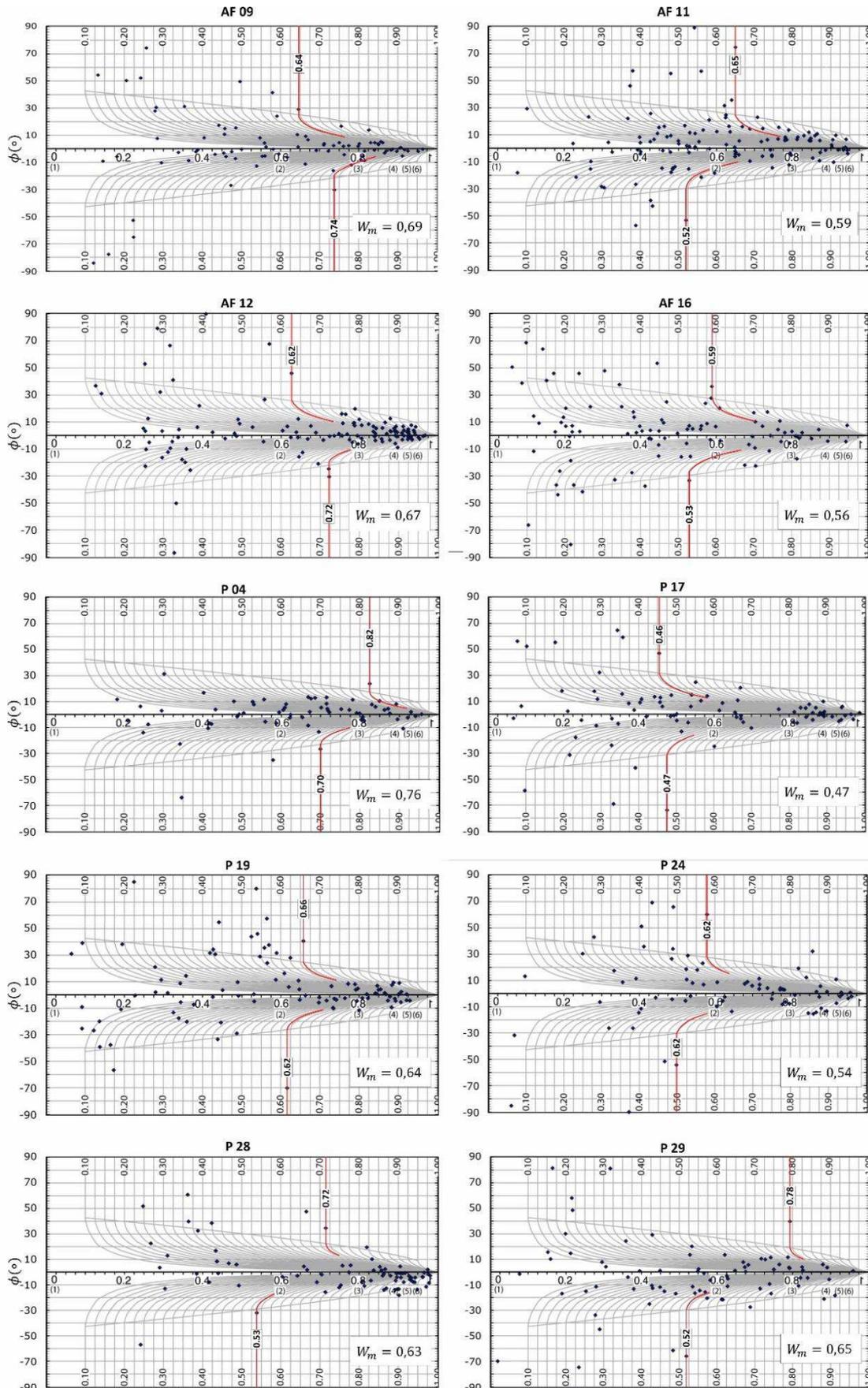


Figura 7.8 - Gráficos RGN para determinação de  $W_m$ . A linha em vermelho mostra o valor de  $W_m$  no gráfico. Os valores de  $B^*$  estão sob a linha horizontal no centro do gráfico.

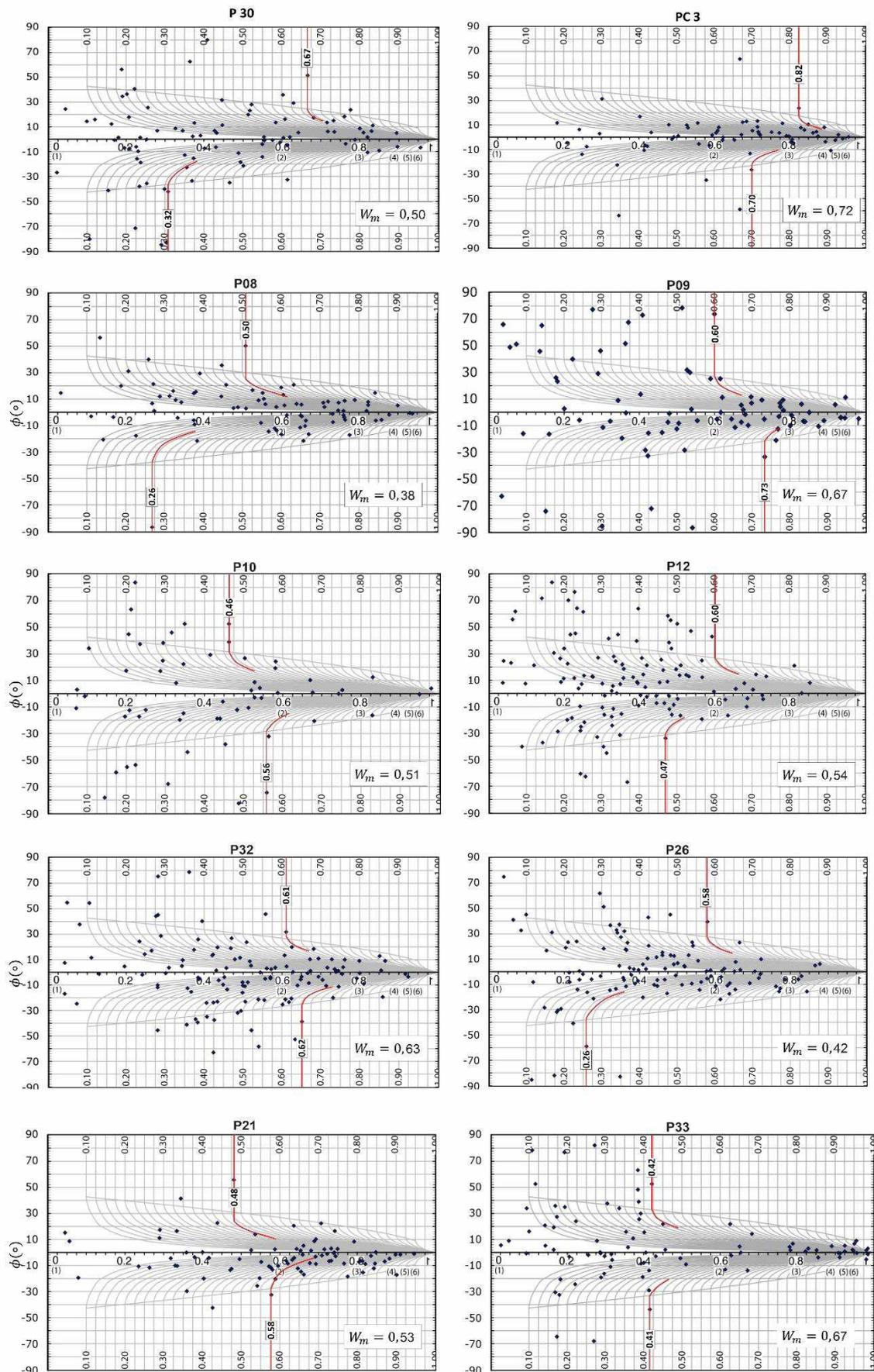


Figura 7.8. Continuação.

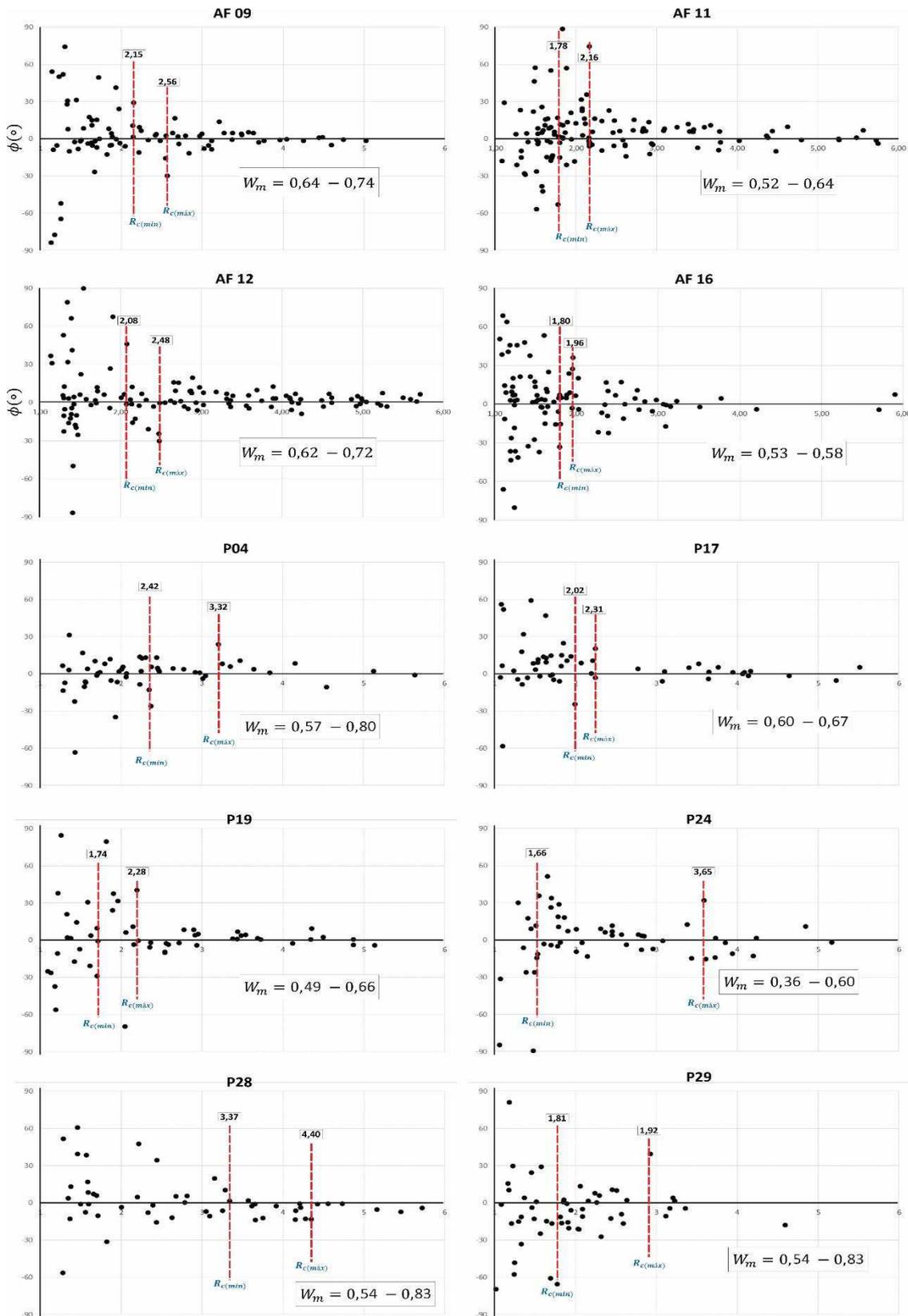


Figura 7.9 - Método da razão dimensional de grãos para obtenção de  $W_m$ . A linha tracejada vermelha representa a linha de *cut-off* usado para estimar  $W_m$ . Essa linha separa clastos em posição estável (direita da linha) daqueles que estavam rotacionando durante a deformação (esquerda da linha).

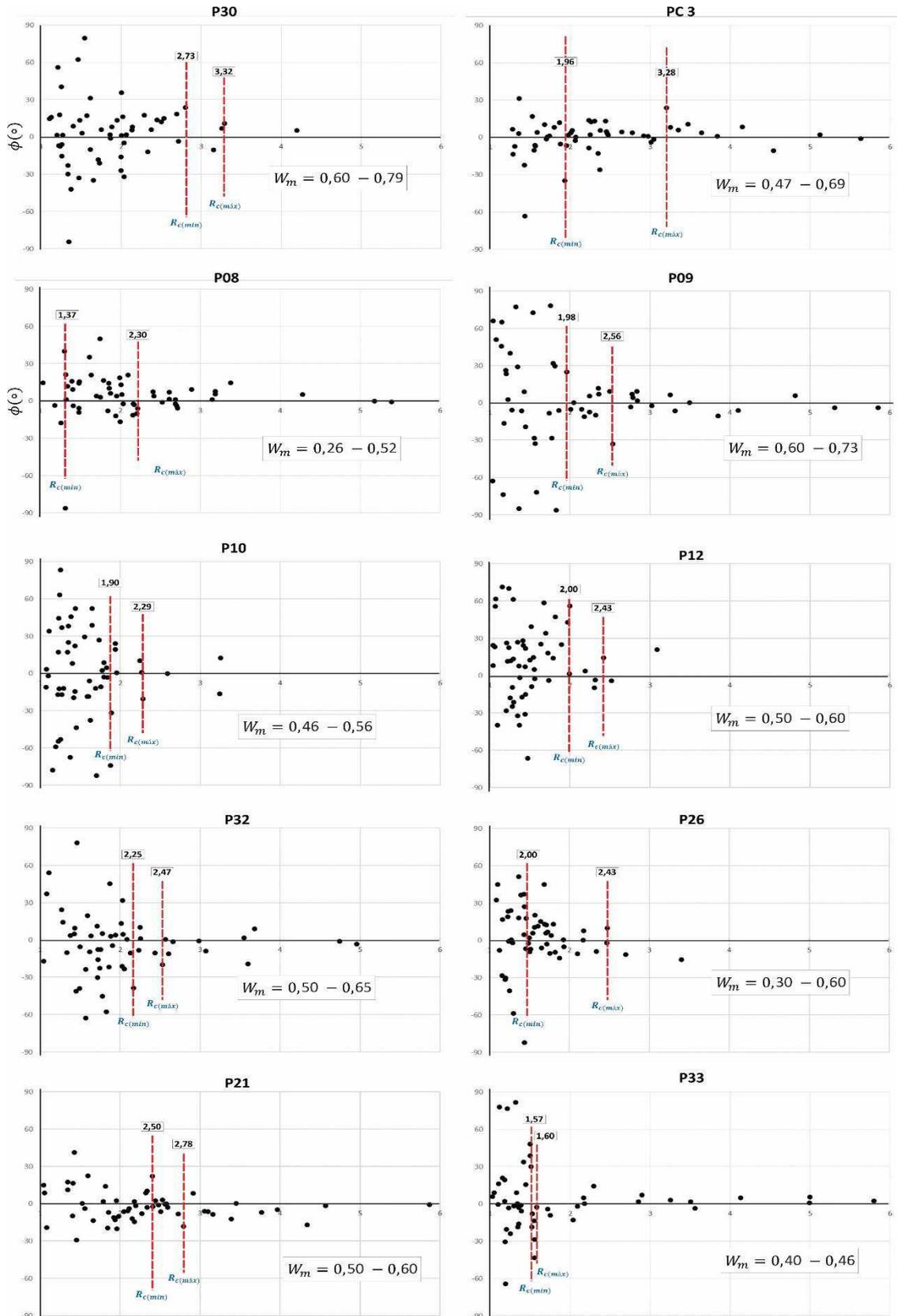


Figura 7.9 - . Continuação.

Tabela III – Dados de  $W_m$  obtidos nas vinte amostras utilizando os métodos RGN e razão dimensional de grãos.

AF09	Augen-Ortognaisse	0,64 - 0,74	0,69	0,63 - 0,72
AF11	Augen-Ortognaisse	0,52 - 0,65	0,59	0,52 - 0,64
AF12	Augen-Ortognaisse	0,62 - 0,72	0,67	0,61 - 0,70
AF16	Biotita Gnaiss/Xisto	0,53 - 0,59	0,56	0,53 - 0,58
P04	Biotita Gnaiss/Xisto	0,70 - 0,82	0,76	0,57 - 0,80
P08	Biotita Gnaiss/Xisto	0,26 - 0,50	0,38	0,26 - 0,52
P17	Biotita Gnaiss/Xisto	0,46 - 0,47	0,47	0,60 - 0,67
P19	Biotita Gnaiss/Xisto	0,62 - 0,66	0,64	0,49 - 0,66
P24	Biotita Gnaiss/Xisto	0,50 - 0,57	0,54	0,36 - 0,60
P28	Augen-Ortognaisse	0,53 - 0,72	0,63	0,54 - 0,83
P29	Biotita Gnaiss/Xisto	0,52 - 0,78	0,65	0,52 - 0,75
P30	Biotita Gnaiss/Xisto	0,32 - 0,67	0,50	0,60 - 0,79
PC3	Biotita Gnaiss/Xisto	0,70 - 0,82	0,72	0,47 - 0,69
P09	Augen-Ortognaisse	0,60 - 0,73	0,67	0,60 - 0,73
P10	Augen-Ortognaisse	0,46 - 0,56	0,51	0,46 - 0,56
P12	Biotita Gnaiss/Xisto	0,46 - 0,60	0,54	0,50 - 0,60
P26	Augen-Ortognaisse	0,26 - 0,58	0,42	0,30 - 0,60
P32	Biotita Gnaiss/Xisto	0,60 - 0,65	0,63	0,50 - 0,65
P21	Augen-Ortognaisse	0,48 - 0,58	0,53	0,50 - 0,60
P33	Augen-Ortognaisse	0,41 - 0,42	0,42	0,40 - 0,46

## 8. DISCUSSÃO

A instalação de sistemas de zonas de cisalhamentos de natureza transpressiva, particularmente no Domínio da Zona Transversal, tem sido amplamente reconhecida como sendo responsável pelo retrabalhamento e configuração estrutural da Província Borborema durante grande parte do Neoproterozóico (Neves, 2003; Archanjo et al., 2008). Evidências de campo que sugerem uma deformação transpressiva da ZCC incluem o alto ângulo de mergulho da foliação milonítica, a variação da obliquidade da lineação (*rake*), e a observação de indicadores de cisalhamento com uma clara assimetria em seções sub-horizontais de afloramentos. Associada a essas observações de campo, soma-se o fato de que a deformação ocorreu no campo do achatamento, onde a geometria dos elipsóides resultantes apresentam formas predominantemente oblatas (Figura 7.7). Isso é recorrente em modelos que assumem uma deformação transpressiva, em detrimento daqueles relacionados ao cisalhamento geral, ou sub-simples, (Robin & Cruden, 1994; Dewey et al., 1997). A observação da ocorrência de marcadores predominantemente simétricos em seções subverticais de afloramentos, aproximadamente normais a lineação de estiramento mineral, sugere que a deformação foi monoclinica.

Nos últimos anos, uma grande quantidade de trabalhos envolvendo simulações numéricas para zonas de cisalhamento transpressivas têm sido propostos (Sanderson & Marchini, 1984; Robin & Cruden, 1994; Dutton, 1997; Jones & Holdsworth, 1998; Lin et al., 1998; Fernández & Díaz-Azpiroz, 2009). Esses modelos têm sido aplicado em diferentes seções transpressivas ao redor do mundo. Entretanto, a efetiva aplicação desses modelos numéricos também tem apresentado problemas para algumas zonas transpressivas (Czeck & Hudleston, 2003; Sullivan *et al.*, 2011). No modelo clássico de transpressão proposto por Sanderson & Marchini (1984), onde a deformação homogênea é acomodada pela movimentação cisalhante na borda da zona de cisalhamento, e no modelo de Robin & Cruden (1994), o qual envolve deformação heterogênea e a não movimentação ao longo desse limite, ambos resultando em extrusão vertical, a lineação de estiramento é prevista ser horizontal ou vertical. Em modelos com transpressão dominada por cisalhamento puro ( $0 < W_m \leq 0,81$ ), a lineação de estiramento é sempre vertical; na transpressão dominada por cisalhamento simples ( $0,81 < W_m <$

1) a lineação inicia-se na horizontal e muda para a vertical com o progressivo aumento da intensidade de deformação (Fossen & Tikoff, 1993; Fossen et al., 1994). Portanto, é esperado uma constância na atitude da lineação através de zonas de cisalhamento submetidas a deformação homogênea, ou a variação no *plunge* da lineação naquelas onde a deformação foi heterogênea. Os dados de lineação medidas em sete afloramentos, onde a intensidade de deformação foi determinada, mostra que o *plunge* da lineação varia de aproximadamente horizontal a 45 graus. Quando é avaliado o *plunge* da lineação em relação a distorsão (*strain* de cisalhamento octaedral), percebe-se que ocorre uma clara variação no *plunge* da lineação sem que tenha sido observado qualquer aumento significativo da intensidade de deformação (Figura 8.1). Essa mesma variação do *plunge* ocorre também sem que a foliação mude sistematicamente a intensidade de mergulho. A princípio, o modelo descrito por Lin *et al.* (1998), proposto para uma deformação homogênea, prevê a ocorrência de uma lineação oblíqua, como a que é observada na zona de cisalhamento. No entanto, nesse modelo é esperado que a lineação tenha *plunge* constante, não variável, o que deveria ocorrer de uma borda a outra da zona de cisalhamento. Pelo exposto anteriormente, essa condição não é corroborada pelos dados de campo obtidos nesse trabalho. Como discutido, parece não haver qualquer relação entre a intensidade de deformação com a variação do *plunge* da lineação. O *fabric* linear varia independentemente do valor de mergulho da foliação e da intensidade de deformação, ao contrário do que é previsto na maioria dos modelos vigentes.

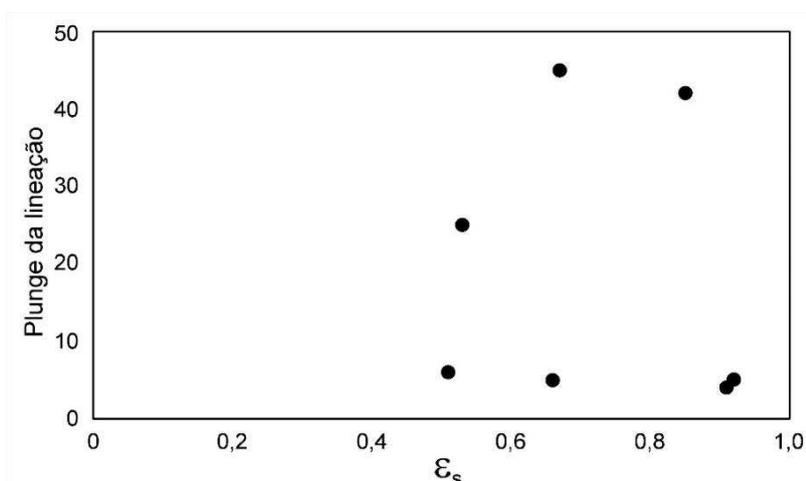


Figura 8.1 – Plotagem da lineação de estiramento em função do seu *plunge* e do *strain* de cisalhamento octaedral ( $\epsilon_s$ ) para sete afloramentos selecionados.

Independente do modelo adotado, uma das consequências da transpressão é a extrusão de material causada pelo componente coaxial da deformação (Figura 3.1). Em adição aos modelos que prevêem extrusão vertical, horizontal, ou ambas soma-se o modelo de transpressão triclínica proposto por Fernández & Díaz Azpiroz (2009). Esse modelo de extrusão inclinada é baseado em uma deformação homogênea com a possibilidade de uma ampla variação da lineação. A mudança de orientação do eixo de estiramento máximo do elipsóide de deformação, com relação a direção da foliação, é uma condição prevista nesse modelo de transpressão, sendo função da intensidade de deformação (Figura 3.6C, D). O modelo tem a vantagem de ser aplicado tanto para uma deformação monoclínica como triclínica (onde não há qualquer relação entre o vetor vorticidade e a trama estrutural do tectonito). Entretanto, adotar determinado modelo envolverá assumir um nível de complexidade analítica nem sempre de fácil abordagem e aplicação (por exemplo Czeck & Hudleston, 2003; Díaz Azpiroz & Fernández, 2005). Portanto, será prudente não assumir qualquer desses modelos numéricos de zonas de cisalhamentos transpressivas, o que não compromete a análise cinemática da zona estudada aqui, evitando incorrer em produzir modelos não realistas para a referida zona de cisalhamento.

Os dados de vorticidade cinemática, obtidos tanto em milonitos de protólitos do Complexo Sertânia (gnaisses e gnaisses xistosos) como de augen ortognaisses, regionalmente intrusivos nos tectonitos do Complexo Sertânia, mostram que a deformação foi do tipo transpressiva. No âmbito geral, essa deformação envolveu a contribuição de cisalhamento puro e cisalhamento simples. Entretanto, a variação do número de vorticidade cinemática ( $W_m$ ) entre 0,38 e 0,76 atesta que 46% a 75% do componente de cisalhamento puro foi efetivamente dominante durante a deformação (Figura 8.2). Em todos os modelos de transpressão que eventualmente sejam adotados, o componente de cisalhamento puro é sempre posicionado de maneira perpendicular ao limite da zona de alta deformação (borda da zona de cisalhamento). Um forte encurtamento normal a zona, o que é compensado pela extrusão de material, constitui como uma das características desses sistemas transpressivos, particularmente em zonas de cisalhamento transpressivas com forte componente puro (coaxial). Evidências de um efetivo encurtamento normal aos limites da ZCC podem ser observadas nos diagramas de Flinn logarítmico e Hsu (Figuras 7.4 e 7.5). No primeiro diagrama, constata-se que

a deformação ocorreu no campo do achatamento geral ( $0 < K < 1$ ), segundo os três eixos principais do elipsóide de deformação. A deformação por achatamento é também bem evidenciada no diagrama de Hsu ( $0 < \nu < 1$ ). Esse diagrama também mostra que para a maioria dos afloramentos analisados o estiramento ao longo dos eixos X e Y são próximos ( $0,50 < \nu < 0,75$ ), havendo, portanto, uma tendência para um achatamento mais uniforme (ou simétrico). Esse é um dos fatos cruciais da análise, já que a localização desses pontos no campo do achatamento é característico de uma deformação transpressiva, conforme já mencionado.

Como mostrado nos diagramas de Flinn logarítmico e Hsu, a geometria de deformação dominante durante a evolução da ZCC envolveu um forte achatamento geral, em parte motivada pelo componente de cisalhamento puro do regime transpressivo. Considerando que não tenha havido variações volumétricas consideráveis durante a deformação, a acomodação de massas, via extrusão, poderá ter ocorrido em qualquer direção no plano XY do elipsóide de deformação (plano de achatamento). Em um primeiro momento, uma combinação de extrusão oblíqua, ou mesmo vertical, e lateral, como proposto em alguns modelos, é sugerido pela orientação do eixo de estiramento máximo do elipsóide de deformação, que varia de horizontal a oblíqua, e pela geometria oblata desses elipsóides em planos próximos a foliação (Figuras 7.6 e 7.7). Evidências de campo que corroboram essa hipótese incluem o marcante estiramento ao longo de seções verticais e segundo a direção da foliação, conforme observado nos vários afloramentos (Figuras 5.5C e 5.6). Nesse sentido, tem sido amplamente reconhecido que o componente de cisalhamento puro provém o mecanismo ideal para facilitar a extrusão de massas em zonas transpressivas, geralmente envolvendo um forte encurtamento através da zona de cisalhamento (Sullivan et al., 2011; Massey & Moecher, 2013). Se a ZCC constitui o limite de sutura entre o TAM e o TRC, a extrusão de massas crustais profundas poderia ser esperado no interior dessa zona. Em parte, isso poderia explicar a ocorrência de tectonitos de alto grau metamórfico (migmatitos) em contato lateral com rochas de mais baixo grau metamórfico ( fácies anfíbolito). Sob o ponto de vista reológico, as unidades migmatíticas, por serem relativamente menos competentes (devido a presença de *melt*), poderiam ser alçadas por efeito de intensa deformação e forte encurtamento. O sentido do *plunge* da lineação poderia indicar a direção de acomodação de massas, como normalmente é esperado para o caso da lineação de estiramento (Hanmer & Passchier, 1991).

Entretanto, no caso da ZCC, a análise tridimensional da deformação sugere que a única limitação ao movimento de massas é que ela deve ter ocorrido ao longo do plano de achatamento (plano XY), com a extrusão podendo ocorrer em qualquer direção nesse plano (extrusão vertical, lateral ou oblíqua). A figura 8.3 representa um modelo geral simplificado para a ZCC, conforme discutido.

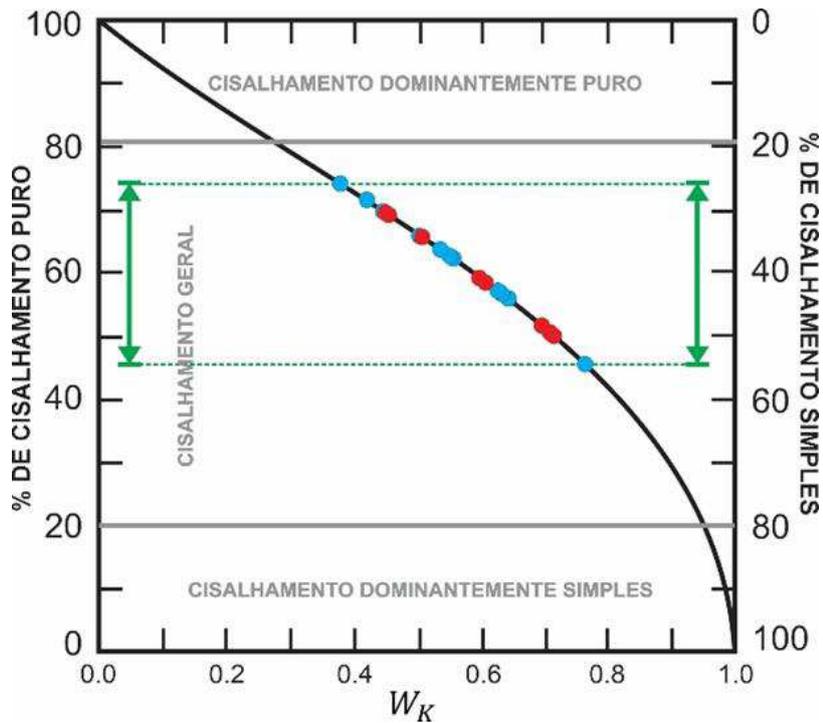


Figura 8.2 - Diagrama representativo da contribuição percentual de cisalhamento puro e simples em função da vorticidade (Law et al., 2004). Os dados distribuídos no diagrama são de valores do número de vorticidade média ( $W_k = W_m$ ) obtidos pelos métodos RGN e razão dimensional de porfiroclastos. Pontos em azul são amostras de tectonitos do Complexo Sertânia e em vermelho augen ortognaisses. As setas e as duas linhas verdes pontilhadas delimitam o campo de distribuição desses pontos.

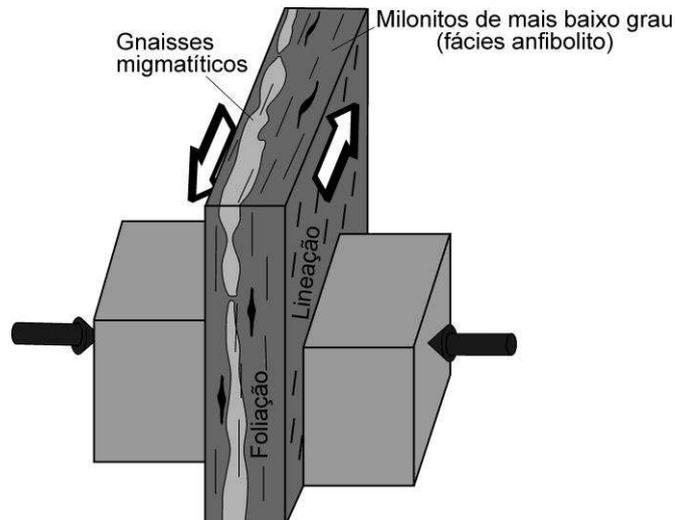


Figura 8.3 – Bloco diagrama ilustrativo (sem escala) de um modelo simplificado para a Zona de Cisalhamento Congo. As superfícies horizontal e vertical da zona de cisalhamento exibem indicadores cinemáticos com simetria monoclinica e ortorrômbica, respectivamente. O modelo admite uma extrusão vertical (ou oblíqua) e lateral, a qual é acomodada por encurtamento no interior da zona. Rochas de alto grau metamórfico podem ser alçadas e extrudidas lateralmente por efeito de transpressão.

Esse modelo restringe-se a ressaltar que o papel desempenhado pela deformação e cinemática, durante a história evolutiva dúctil da ZCC, contribuiu para o efetivo encurtamento da zona. A contribuição do cisalhamento puro (coaxial), enfatizado no modelo, foi crucial para uma provável extrusão de material no interior da mesma. Entretanto, foi assumido aqui a adoção de um modelo bastante simplificado, não descartando situações mais complexas (ex. extrusão inclinada).

## 9. CONCLUSÃO

Análise tridimensional da deformação (magnitude e simetria do elipsóide) e da cinemática do fluxo possibilitou que uma avaliação tectônica da ZCC fosse viabilizada. À luz da tectônica de blocos crustais, a ZCC marca o limite colisional entre os terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe no Domínio da Zona Transversal. O conjunto de dados obtidos são unânimes em mostrar que um forte achatamento, associado a um fluxo cinemático dominado por cisalhamento puro, foram determinantes na evolução deformacional da zona. Um modelo simplificado de deformação transpressiva foi proposto. Por simplificação, esse modelo considera que uma extrusão vertical e lateral, confinada ao plano XY do elipsóide de deformação, acomodou grande parte do encurtamento, aparentemente promovido pela colisão entre o TAM e o TRC, através da zona de cisalhamento. O modelo também considera a possibilidade de que a extrusão de material favoreceu a colocação de rochas de mais alto grau metamórfico (migmatitos) em contato direto com tectonitos de mais baixo grau. Uma possível variação volumétrica não é considerada no modelo.

Trabalhos em grandes zonas de cisalhamento têm demonstrado que variações no comportamento deformacional e cinemático ao longo dessas estruturas podem ocorrer. Considerando a dimensão da ZCC, esse trabalho se concentrou na porção mais intermediária da zona. Para futuros trabalhos, sugere-se ampliar essa análise para as suas porções terminais, sobretudo na região de confluência com a Zona de Cisalhamento Coxixola. Nesse locais, mudanças de regimes deformacionais e cinemáticos são normalmente esperados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. de et al. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, v.17, p.1-29, 1981.
- Almeida, F. F. M. de et al. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, 1977, Campina Grande. Atas. Campina Grande: SBG, 1977. 499p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 6) p.363 - 3391.
- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W., Brito Neves, B.B., 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *J. Struct. Geol.* 30, 310e336.
- Brito Neves, B.B., Neto, M.C.C., Van Schmus, W.R, 2001b- O "Sistema Pajeú - Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no Leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31: pp. 173-184.
- Brasilino R.G., Miranda A.W.A., Marinho S.M. (2012). Programa Geologia do Brasil. Carta Geológica Escala 1:100.000: Folha SB.24-Z-D-VI, Santa Cruz do Capibaribe. CPRM Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <[http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p\\_webmap=N&p\\_usuario=1](http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p_webmap=N&p_usuario=1)>.
- Brasilino, R.G.; Miranda, A.W.A.; Medeiros, V.C. 2008. Reavaliação Litoestratigráfica do Complexo Vertentes entre as Cidades de Vertentes e Santa Cruz do Capibaribe (PE). In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, p. 985. Curitiba, PA.
- Brito Neves, B. B. de Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordestino. São Paulo, 1975. 198p. il. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.
- Brito Neves, B.B., 2011. The Paleoproterozoic in the South American continent: diversity in the geologic time. *J. S. Am. Earth Sci.* 32, 270e286.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Fernandes, T.M.G. e Souza, S.L., 2001a. O terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba ("Maciço Caldas Brandão"). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31: pp. 185-194.
- Brito Neves, B. B. de; Santos, E. J. dos; Van Schmus, W. R. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.;

- Campos, D. A. (Eds.) Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st. International Geological Congress, 2000. 854p. p.151-182.
- Carreras, J.; Cosgrove, J. W.; Druguet, E. (2013). Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. *Journal of structural Geology* 50: 7-21.
- Dantas, E.L., Souza, Z.S., Wernick, E., Hackspacher, P.C., Martin, H., Xiadong, D., Li, J.W., 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José do Campestre Massif, Borborema province, NE Brazil. *Precambrian Res.* 227, 12e156.
- Davison, I.; Santos, R.A. dos., 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, v.45: pp.319-342.
- De Paor, D. (1988).  $R_f/\phi_f$  strain analysis using an orientation net. *J. Struc. Geo.* 10: 323-333.
- Díaz-Azpiroz, M; Fernandez, C; Czeck, D. M. (2018). Are we studying deformed rocks in the right sections? Best practices in the kinematic analysis of 3D deformation zones. *Journal of Structural Geology*.
- Dutton, B. J. 1997. Finite strains in transpression zones with no boundary slip. *Journal of Structural Geology*, 19, 1189-1200.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackhpacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E., 2003. Evidence for neoproterozoic continental arc magmatism in the santa quiteria batholith of Ceará state, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the assembly of Western Gondwana. *Gondwana Res.* 6, 265e273.
- Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc.* 118, 385–428.
- Forte, A.M., Bailey, C.M., 2007. Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic distribution method of kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 29, 983e1001.
- Grasemann, B., Fritz, H., Vannay, J.C., 1999. Quantitative kinematic flow analysis from the main central thrust zone (NW-Himalaya, India): implications for a decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges. *Journal of Structural Geology* 21, 837e853.

- Ghosh, S.K., Ramberg, H., 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics* 34, 1e70.
- Grujic, D., Casey, M., Davidson, C., Hollister, L.S., Kundig, R., Pavlis, T., Schmid, S., 1996. Ductile extrusion of the higher Himalayan crystalline in Bhutan: evidence from the quartz microfabrics. *Tectonophysics* 260, 21e43.
- Goodwin, L. B. & Williams, P. E 1996. Deformation path partitioning within a transpressive shear zone, Marble Cove, Newfoundland. *Journal of Structural Geology*, 18, 975-990.
- Harland, W. B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geological Magazine*, 108, 27-42.
- Hsu, T., 1966. The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. *J. Strain Anal.*1, 216–222.
- Jardim de Sá, E. F. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Brasília, 1994. 803p. 2 mapas. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., et al. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema, e a margem norte do Cráton São Francisco. In: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22: pp. 472-480.
- Jeffery, G.B., 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proceedings of the Royal Society, London* A102, 161e179.
- Jessup, M. J., Law, R. D., Frassi, C., 2007. The rigid grain net (RGN): an alternative method for estimating mean kinematic vorticity number ( $W_m$ ). *Journal of Structural Geology* 29, 411-421.
- Jiang, D., Williams, P.F., 1998. High-strain zones: a unified model. *Journal of Structural Geology* 20, 1105e1120.
- Jiang, D. & White, J. C., 1995. Kinematics of rock flow and the interpretation of geological structures with particular reference to shear zones. *Journal of Structural Geology*, 17, 1249-1265.
- Jones, R. R. & Holdsworth, R. E. 1998. Oblique simple shear in transpression zones. *Geological Society, London, Special Publications* 1998, v.135; p1-14.

- Jones R. R. & Holdsworth, R. E. & Bailey, W. 1997. Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *Journal of Structural Geology*, 19, 1201-1218.
- Law, R.D., Casey, M., Knipe, R.J., 1986. Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 77, 99-126.
- Law, R.D., Knipe, R.J., Dayan, H., 1984. Strain-path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland. *Journal of Structural Geology* 6, 477-497.
- Law, R.; Searle, M. P.; Simpson, R. L. (2004). Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *J. Geol. Soc. London*. 161: 305-320.
- Lima, F.J.C, Brasilino, R.G., Horn, B.L.D., Morais, D.M.F., Lajes, G.A., 2018, Carta Geológica-Geofísica Projeto Alto Moxotó Escala 1:250.000 – CPRM.
- Lister, G.S., Williams, P.F., 1983. The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics* 92, 1-33.
- Lode, W., 1926. Versuche über den Einfluß der mittleren Hauptspannung auf das Fließender Metalle Eisen, Kupfer und Nickel. *Z. Phys.* 36, 913-939.
- Matt Mookerjee, Scott Nickleach: Three-dimensional strain using Mathematica - *Journal of Structural Geology*, Vol 33, 1467-1476, 2011.
- Matt Mookerjee, Stephanie Peek: Evaluating the effectiveness of Flinn's k-value versus Lode's ratio - *Journal of Structural Geology*, Vol 68, 33-43, 2014.
- Matthew A. Massey, David P. Moecher: Transpression, extrusion, partitioning, and lateral escape in the middle crust: significance of structures, fabrics and kinematics in the Bronson Hill zone, southern New England, USA - *Journal of Structural Geology*, Vol 55, 62-78, 2013.
- Means, W.D., 1994. Rotational quantities in homogeneous flow and the development of smallscale structure. *Journal of Structural Geology* 16, 437-445
- Means, W. D.; Hobbs, B.; Lister, G. S.; Williams, P. F. (1980). Vorticity and non-coaxiality in progressive deformation. *J. Struct. Geol.* 2: 371-378.
- Medeiros V.C. & Torres H.H.F. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumé, Folha SB.24-Z-D-V. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM, 88 p.

- Medeiros, V. C., 2004. Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de doutorado, 190p.
- Melo, S.C., 2002. Estrutura, Petrologia e Geocronologia do Batólito Brejo da Madre de Deus, Estado de Pernambuco, relações com a Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste, Nordeste do Brasil, 2002. Tese de Doutorado, 139 p. - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Sanderson, D. J. & Marchini, W. R. D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Neves, S.P., Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana - *Tectonics*, Vol. 22, N<sup>o</sup>.4, 2003
- Neves, S.P., Lages G.A., Brasilino R.G., Miranda A.W.A., Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): geochronological and geochemical evidence from the Central Domain *J. South Am. Earth Sci.*, 58 (2015), pp. 165-187.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco Belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, v. 149: pp. 197-216.
- Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, A.C.; Mariano, G., Silva, J.M.R., 2004. Zircon Pb-Pb Geochronology of the Caruaru Area Northeastern Brazil: Temporal Constraints on the Proterozoic Evolution of Borborema Province. In: *International Geology Review*, v. 46, n. 1, pp. 52-63.
- Northrup, C. J. (1996). Structural expressions and tectonic implications of general noncoaxial flow in the midcrust of a collisional orogen: The northern Scandinavian Caledonides. *Tectonics*. 15: 490-505.
- Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precamb. Res.* 181, 61–84.

- Oliveira, G. R., Medeiros, W. E., 2018. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. *Precambr. Res.* 315. 45-65.
- Passchier, C.W., 1988b. Analysis of deformation paths in shear zones. *Geologische Rundschau* 77, 309e318.
- Passchier, C. (1987). Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. *J. Struc. Geol.* 9: 679-690.
- Passchier, C.W., Coelho, S., 2006. An outline of shear-sense analysis in high-grade rocks. *Gondwana Research* 10, 66e76.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, second ed. Springer Verlag, Berlin.
- Platt, J.P., Behrmann, J.H., 1986. Structures and fabrics in a crustal scale shear zone, Betic Cordilleras, S.E. Spain. *Journal of Structural Geology* 8, 15e34.
- Ramsay, J. G. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, Amsterdam, v. 2, n.1/2, p. 83-99, 1980.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures.* Academic Press, London.
- Ramsay, J. G.; Graham, R, H. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, n. 3, p. 786-813, 1970.
- Robin, P. Y. E & Cruden, A. R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16, 447-466.
- Sá, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J., Macedo, M.H.F., 2002. Geochemistry and geochronology of pré-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. In: *Journal of South América Earth Sciences*, v. 14: pp. 851-866.
- Sanderson, D. J. & Marchini, W. R. D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Santos et al., 2017 Lira Santos, E. Dantas, R. Vidotti, P. Cawood, E. dos Santos, R. Fuck, H. Lima Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: insights from structural geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil *J. Struct. Geol.*, 103 (2017), pp. 167-184

- Santos, E.J., 1995. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: Acreção e Colisão na Região de Floresta (Pernambuco) Província da Borborema. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 220p.
- Santos, E.J.; Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R., 1995. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Anais, v.2: pp. 401-406, Natal.
- Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, anais v. 39, pp. 47-50.
- Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, anais v. 39, pp. 47-50.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C., 1998, New insights of the Grenville-age and Brasiliano Granitic Plutonism of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. In: Actas x Congresso Latino-americano de Geologia, y VI Congresso National de Geologia Econômica, Mar Del Plata, Uruguay, v. 2: pp. 427-431.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 29, 73e84.
- Santos, E.J., Nutman, A.P., Brito Neves, B.B., 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica*, v. 4, pp. 1-12.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 61e76.
- Santos, C. A. dos Cinturão de Cisalhamento Congo – Cruzeiro do Nordeste, Uma Descontinuidade Crustal no Domínio da Zona Transversal, Província Borborema. Recife, 2012. 113p. Tese de Doutorado – Universidade Federal de Pernambuco.
- Santos, E. J. dos Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1-6

- set. 1996, Salvador-Bahia. Anais do. Salvador: SBG. Núcleo Nordeste, 1996. 7v. v.1. p.47-50.
- Santos, L.C.M.L Processos Acrescionários na Porção Central de Gondwana: Exemplos de Terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú da Província Borborema, NE do Brasil. Brasília, 2017. 255p. Tese de Doutorado – Universidade de Brasília.
- Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Santos, E.J., Fuck, R.A., 2015. A Suíte Riacho das Lajes como registro de crescimento crustal Neoarqueano no Terreno Alto Moxotó da Província Borborema (NE do Brasil). In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 15, Brasília, Anais.
- Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Santos, E.J., Fuck, R.A., Cawood, P.A., 2017. Neoproterozoic crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: Insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxoto Terrane. *Journal of South American Earth Sciences* 79, 342-363
- Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Santos, E.J. Lima, H.M., Santos, V.R., 2015. Early to Late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: The Alto Moxoto Terrane and its tectonic implications for the Pre-West Gondwana assembly. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 188-209.
- Santos, L.C.M.L., Pereira, C. S, Lima H.M., Guedes, P.A., Medeiros R.S., Silva, J.W.A., Neto, J.F.A., Santos, G.L, Paixão, M.S. Description and hierarchy of ductile deformation events in the Camalaú region, state of Paraíba, central portion of the Alto Moxotó Terrane, Borborema Province, Brazil. *Journal of the Geological Survey of Brazil* vol 3, nº 2, 25-31, April 2020.
- Sartori, J. E. Análise de Vorticidade e Microestruturas da Zona de Cisalhamento Caucaia. São Paulo, 2012. 68p. Dissertação de Mestrado – Universidade de São Paulo.
- Sial, A.N., 1986. Granit-types in Northeast Brazil: current knowledge. In: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 1: pp. 54-72.
- Simpson, C., De Paor, D.G., 1997. Practical analysis of general shear zones using the porphyroclast hyperbolic distribution method: an example from the Scandinavian Caledonides. In: Sengupta, S. (Ed.), *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-Scales*. Chapman and Hall, pp. 169e184.

- Simpson, C; De Paor, D. (1993). Strain and kinematic analysis in general shear zones. *J. Struc. Geol.* 15: 1-20.
- Sullivan W.A., Beane R.J., Beck E.N., Fereday W.H., Roberts-Piere A.M.I., Testing transpression hypothesis in the western part of the Cheyenne belt, Medicine Bow Mountains, southeastern Wyoming - *Rocky Mountain Geology*, Vol 46, 111-135, 2011.
- Tikoff, B., Fossen, H., 1995. The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 17, 1771e1784.
- Tikkoff & Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19, 29-39.
- Tikoff & Teyssler, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16, 1575-1588.
- Trompette, R., 1994. In: *Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma): Pan-African/Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A.A Balkema, Rotterdam, Brookfield, pp. 350.
- Truesdell, C., 1953. Two measures of vorticity. *Journal of Rational Mechanics Analysis* 2, 173e217.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 61–99.
- Vauchez, A., Neves, S.P., Caby, M., Corsini, M., Egydio Silva, M., Arthaud, M.H., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 8, 247–266.
- Vannay, J.; Grasemann, B. (2001). *Geol. Mag.* 3: 353-276.
- Wallis, S. (1995). Vorticity analysis and recognition of ductile extension in the Sanbagawa belt, SW Japan. *J. Struc. Geo.* 8: 1077-1093.
- Wallis, S.R., Platt, J.P., Knott, S.D., 1993. Recognition of syn-convergence extension in accretionary wedges with examples from the Calabrian arc and the eastern Alps. *American Journal of Science* 293, 463e495.

- Xypolias, P. (2010). Vorticity analysis in shear zones: a review of methods and applications. *J. Struc. Geol.* 32: 2072-2092.
- Xypolias, P.; Spanos, D.; Chatzaras, V.; Kokkalas, S.; Koukouvelas, I. (2010). Vorticity of flow in ductile thrust zones: examples from the Attico-Cycladic Massif (Internal Hellenides, Greece). Law, R.; Butler, H.; Holdsworth, R.; Krabbendam, R. (eds.). *Continental Tectonics and Mountain Building*. Geol. Soc. London, 335: 687-714.