

CAPÍTULO II. ZONAS DE CISALHAMENTO: EVOLUÇÃO DOS CONCEITOS E MODELOS PROPOSTOS NA LITERATURA

2.1. Introdução

Nesse capítulo será apresentada uma revisão dos conceitos sobre zonas de cisalhamento, envolvendo uma abordagem sucinta sobre o método para calcular a taxa de deformação cisalhante (*shear strain*), deslocamento de zonas de cisalhamento (Ramsay e Graham, 1970; Ramsay, 1980) e os principais modelos propostos na literatura para o desenvolvimento de zonas de cisalhamento, tipos ou classificações e regimes tectônicos associados.

Os estudos dos mecanismos deformacionais atuantes na crosta terrestre revelam que elevadas taxas de deformação estão, em grande parte, concentradas em zonas ou superfícies estreitas, subparalelas e próximas entre si. Essas feições têm sido denominadas de zonas de cisalhamento (Ramsay e Graham, 1970; Ramsay, 1980).

As zonas de cisalhamento ocorrem em diferentes escalas e podem ser divididas em três tipos básicos de acordo com o comportamento reológico das rochas em relação à deformação: zona de cisalhamento rúptil, rúptil-dúctil e dúctil (Ramsay, 1980). Os conceitos e modelos apresentados nesse capítulo estão concentrados nos aspectos da deformação dúctil em zonas de cisalhamento, devido ao enfoque principal da presente tese estar relacionado às zonas de cisalhamento dúcteis. Uma consulta inicial sobre zonas de cisalhamento desenvolvidas através de regime de deformação rúptil e/ou rúptil-dúctil pode ser realizada através de alguns trabalhos e/ou livros disponíveis na literatura (Anderson, 1951; Ramsay, 1980 e Ramsay e Huber, 1987).

2.1.2. Aspectos iniciais sobre a deformação em zonas de cisalhamento e métodos para calcular a taxa de deformação cisalhante e deslocamento

O termo zona de cisalhamento começou a ser amplamente utilizado na literatura após o trabalho clássico de Ramsay e Graham (1970) sobre variações de deformação em zonas de cisalhamento. No entanto, estes autores relatam ainda que o primeiro trabalho sobre a importância dessas zonas de deformação localizada (zonas de cisalhamento) foi realizado na região da *Highlands* da Escócia no início do século 20 (Peach *et al.* 1907 *in*: Ramsay e Graham, 1970).

A principal contribuição do trabalho de Ramsay e Graham (1970) aqui apresentada consiste na elaboração de um método capaz de calcular a deformação cisalhante e o deslocamento de zonas de cisalhamento formadas através do mecanismo de cisalhamento simples. Esse método é exemplificado por Ramsay (1980) da seguinte maneira: uma zona formada através de cisalhamento simples heterogêneo pode ser considerada como uma zona constituída de um número infinitesimal de partículas, exibindo um componente de cisalhamento simples homogêneo. Nesse sentido, para cada elemento deformado é conveniente relacioná-lo a um sistema de coordenada cartesiana, no qual a direção do eixo **x** é paralela à direção do cisalhamento e o eixo **z** normal ao plano de cisalhamento (**xy**) (**Fig. 2.1**). Se o topo do quadrado na Figura 2.1 é deslocado por uma distância **d**, a deformação cisalhante (γ) está diretamente relacionada à deformação cisalhante angular (ψ) produzida pela curvatura de linhas inicialmente paralelas ao eixo **z**. As relações entre a deformação cisalhante e o deslocamento podem ser expressas através das equações:

$$\gamma = \tan \psi \quad (1)$$

$$d = z \tan \psi = z \gamma \quad (2)$$

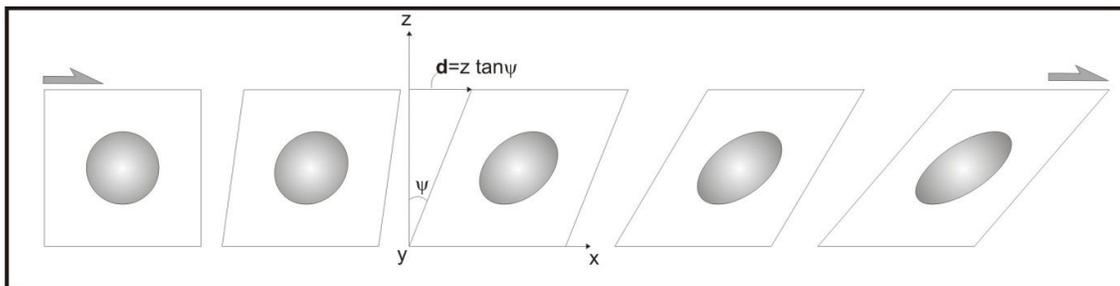


Figura 2.1. Feições geométricas provenientes da deformação por cisalhamento simples: (ψ) deformação cisalhante angular; (**d**) deslocamento paralelo ao eixo **x** (Modificado de Ramsay, 1980).

Outra forma de determinar a deformação cisalhante é através da relação geométrica entre o ângulo (θ') do principal eixo de alongação com o limite da zona de cisalhamento. Essa relação pode ser estabelecida pela equação:

$$\tan 2\theta' = 2/\gamma. \quad (3)$$

Segundo Ramsay (1980) o ângulo (θ') formado entre a foliação e a direção principal ou limite da zona de cisalhamento, pode ser usado para medir a deformação cisalhante paralela à zona de cisalhamento, a forma e o elipsóide de

deformação em um determinado ponto. Deste modo, a orientação final de uma determinada superfície afetada pelo cisalhamento (Superfície $X_f Y_f$ na **Fig. 2.2**) é coincidente com a foliação formada durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento (**Fig. 2.2**). Alguns cuidados com relação à acurácia de determinação do ângulo θ' são importantes para aplicação do método, uma vez que pequenos erros na medida do ângulo θ' proporcionam erros elevados na determinação da deformação cisalhante (Ramsay e Graham, 1970; Boullier, 1986).

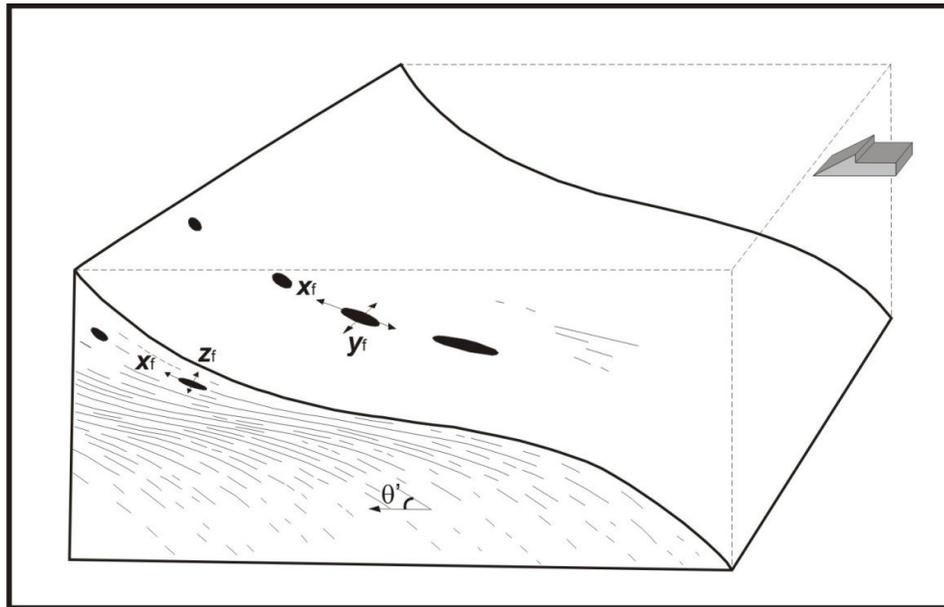


Figura 2.2. Tramas planares e lineares em zonas de cisalhamento dúcteis dominadas por cisalhamento simples (Modificado de Ramsay, 1980).

Essa técnica pode ser estendida para integrar sucessivas medidas de deformação cisalhante através de um perfil na zona de cisalhamento, possibilitando o cálculo de deslocamento total de uma zona desenvolvida através de cisalhamento simples heterogêneo (**Fig. 2.3**). O deslocamento total (D) pode ser obtido através da integral:

$$D = \int_0^x \gamma \, dx \quad (4)$$

Essa integral representa a área abaixo da curva formada pela relação entre a deformação cisalhante e a distância da zona de cisalhamento (**Fig. 2.3**).

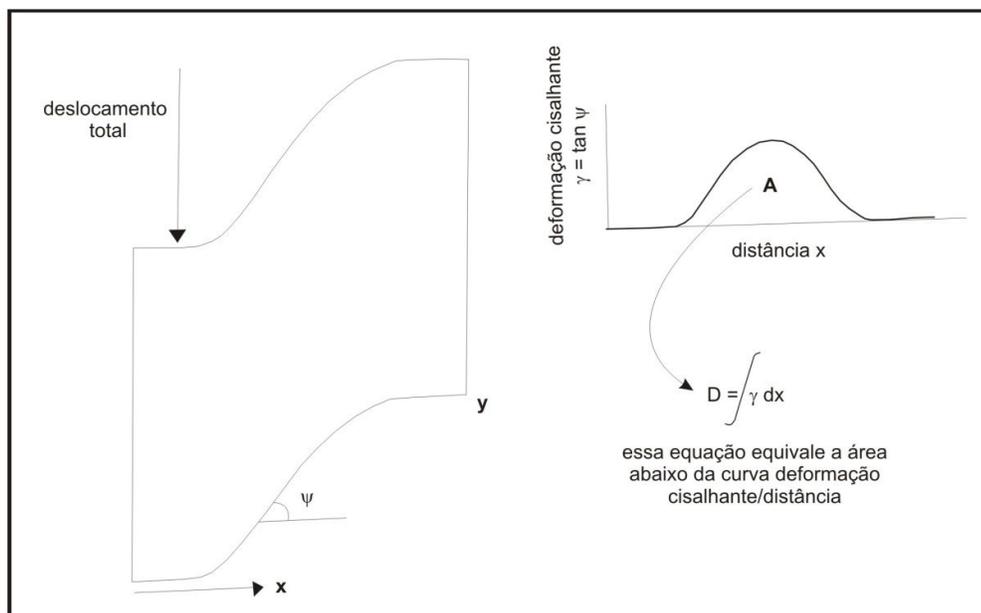


Figura 2.3. Cálculo de deslocamento total ao longo de uma zona de cisalhamento dúctil dominada por cisalhamento simples (Modificado de Ramsay, 1980).

Ramsay e Graham (1970) relatam que o método e as suas respectivas equações mencionadas acima devem ser utilizados em algumas condições específicas de deformação: os limites da zona de cisalhamento não devem ter sofrido o efeito da deformação e a perda ou mudança de volume deve ser irrelevante. Dessa forma, essas zonas de cisalhamento podem ser formadas somente por processos de cisalhamento simples heterogêneo. Segundo os autores, as zonas de cisalhamento formadas sob essas condições são particularmente interessantes devido ao seu significado cinemático e a possibilidade de calcular a taxa de deformação e as diferenças de deslocamento ao longo da zona.

Embora a aplicação do método descrito por Ramsay e Graham (1970) exija alguns cuidados, diversos autores têm utilizado a técnica em diferentes zonas de cisalhamento com o objetivo de estimar o deslocamento e taxa de deformação cisalhante (Beach, 1974; Burg *et al.* 1981. Park, 1981; Boullier, 1986; Naruk, 1987; Coward e Park 1987; Essaif *et al.* 2001). Os autores sempre ressaltam que os valores de deslocamento obtidos devem ser considerados como estimativas e não como valores absolutos, especialmente para áreas de elevadas taxas de deformação.

2.2. Classificações e modelos relacionados ao regime de deformação de zonas de cisalhamento

Os diferentes aspectos da deformação relacionados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento foram abordados por outros autores poucos anos após a publicação do trabalho de Ramsay e Graham (1970), como por exemplo, os trabalhos de Coward (1976) e Means (1976). A publicação de diferentes trabalhos sobre zonas de cisalhamento levou alguns autores a classificar essas estruturas de acordo com o posicionamento geodinâmico e escala de observação. Segundo Coward (1980) as zonas de cisalhamento podem ser consideradas como dois tipos básicos: (a) zonas de cisalhamento que representam limites de faixas orogênicas ou limites de domínios de evolução estrutural distinta; (b) zonas de cisalhamento discretas que afetam rochas sem deformação ou rochas deformadas por eventos deformacionais pretéritos.

Outros autores propuseram uma classificação para zonas de cisalhamento com base nas variações das condições de deformação, geometria e/ou espessura durante a deformação (Means, 1984; Hull, 1988; Mitra, 1992; Means, 1995). Means (1984) propôs uma classificação de zonas de cisalhamento em dois tipos, assim denominados: zonas de cisalhamento do Tipo I e Tipo II (**Fig. 2.4**). As zonas de cisalhamento do Tipo I espessam lateralmente com o tempo devido à resistência específica (*strain hardening*) de uma rocha afetada pela deformação. Durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento torna-se mais fácil deformar as rochas nas bordas da zona do que continuar a deformando na região interna. As zonas de cisalhamento do Tipo II tornam-se estreitas com o tempo. Nesse caso, as rochas próximas do limite das zonas de cisalhamento não sofrem efeitos da deformação ou deformam mais lentamente do que na região interna. Nas zonas do Tipo II, as rochas na região interna da zona de cisalhamento acomodam mais a deformação (*strain softening*) do que no Tipo I.

Nos casos em que o desenvolvimento da zona de cisalhamento não corresponde aos tipos I e II, alguns autores atribuíram o termo de zona de cisalhamento do Tipo III (Hull, 1988; Mitra, 1992). Nesse tipo de zona de cisalhamento não é necessário ocorrer espessamento ou estreitamento de uma determinada porção durante a deformação. Segundo Means (1995), o reconhecimento dos Tipos I, II ou III, auxilia no entendimento da história

deformacional de rochas afetadas por zonas de cisalhamento. As zonas de cisalhamento do Tipo II foram apontadas pelo autor como o tipo mais confiável para registrar a história deformacional das rochas. O reconhecimento do Tipo II é possível ser determinado porque as variações nas condições de deformação (*strain-state*) entre os limites e o interior das zonas de cisalhamento são claramente registradas nas suas feições microestruturais.

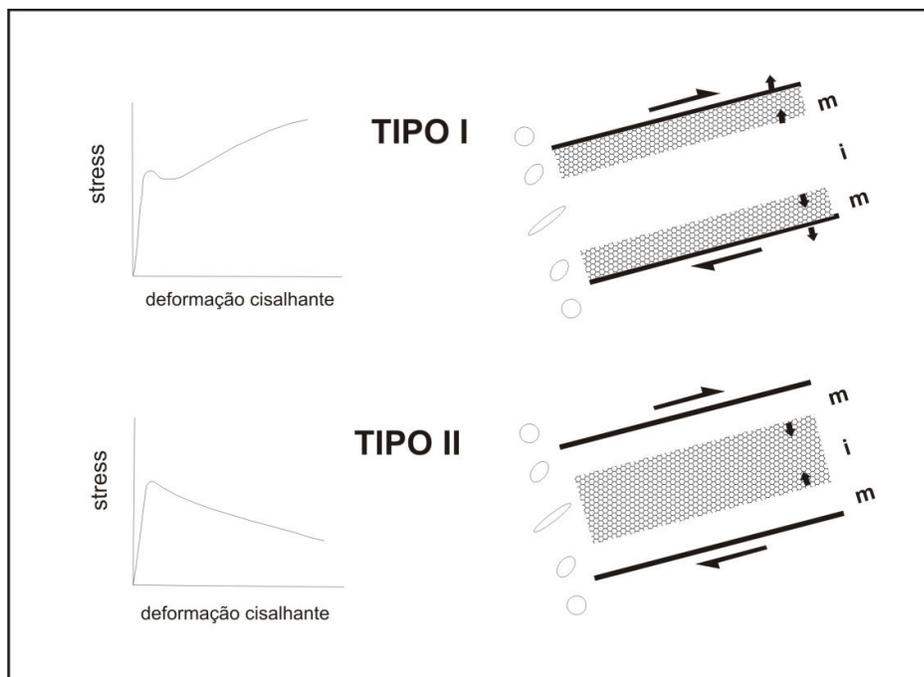


Figura 2.4. Zonas de cisalhamento do Tipo I e II e as curvas *stress*/deformação cisalhante para cada tipo de material. As áreas sombreadas representam as regiões afetadas durante o desenvolvimento da deformação nas margens (m) e no interior (i) dos Tipos I e II. As setas cinza indicam a direção da migração dos limites das zonas deformadas. As elipses representam as variações na forma do elipsóide de deformação (Modificado de Means, 1995).

2.2.1. Regimes transpressivos de deformação: uma revisão sobre o conceito e modelos de transpressão.

Uma questão importante relativa à classificação/tipos de zonas de cisalhamento ou mesmo, sobre a evolução dos conceitos, é o tipo de regime tectônico/deformacional responsável pela geração dessas estruturas.

O trabalho de Harland (1971) foi um dos primeiros a correlacionar o desenvolvimento de zonas de cisalhamento com regimes tectônicos. Considerava

três tipos de regimes tectônicos de acordo com os movimentos horizontais das placas litosféricas: (a) extensão; (b) transcorrência; (c) compressão.

Segundo o autor, o movimento entre placas e conseqüente acomodação em uma superfície aproximadamente esférica (globo terrestre) deveria exigir movimentação oblíqua entre blocos crustais e/ou litosféricos em alguns instantes da evolução geológica. Nesse sentido, o movimento oblíquo entre placas litosféricas promoveria regimes transtrativos e transpressivos, envolvendo uma combinação intermediária entre extensão, transcorrência e compressão. O regime transtrativo seria uma combinação de extensão e transcorrência, enquanto que o regime transpressivo equivaleria a uma combinação entre transcorrência e compressão.

Embora o regime tectônico transtrativo tenha sido abordado por Harland (1971) o enfoque principal do trabalho era a geração de estruturas em regime transpressivo. Isso levou o autor a empregar o termo transpressão para locais com regime tectônico relacionado à convergência oblíqua entre duas placas rígidas.

O conceito de transpressão foi abordado novamente com maior detalhe cinemático no trabalho de Sanderson e Marchini (1984). Os autores realizaram modelagens de zonas transpressivas, utilizando variações do elipsóide de deformação finita. Consideraram transpressão como uma combinação de cisalhamento transcorrente acompanhado de encurtamento horizontal e estiramento na vertical ao longo do plano de cisalhamento, permitindo a conservação do volume (**Fig. 2.5**).

Segundo os autores, o modelo de desenvolvimento de zonas de cisalhamento transpressivas envolve participação simultânea de componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples, sob condições de deformação homogênea. Dessa forma, os componentes de cisalhamento puro e simples podem ser fatorizados utilizando os parâmetros α^{-1} , α e γ exemplificados na Figura 2.5, onde α^{-1} representa o encurtamento através da zona, α o estiramento vertical e γ a deformação cisalhante paralela ao limite da zona de cisalhamento.

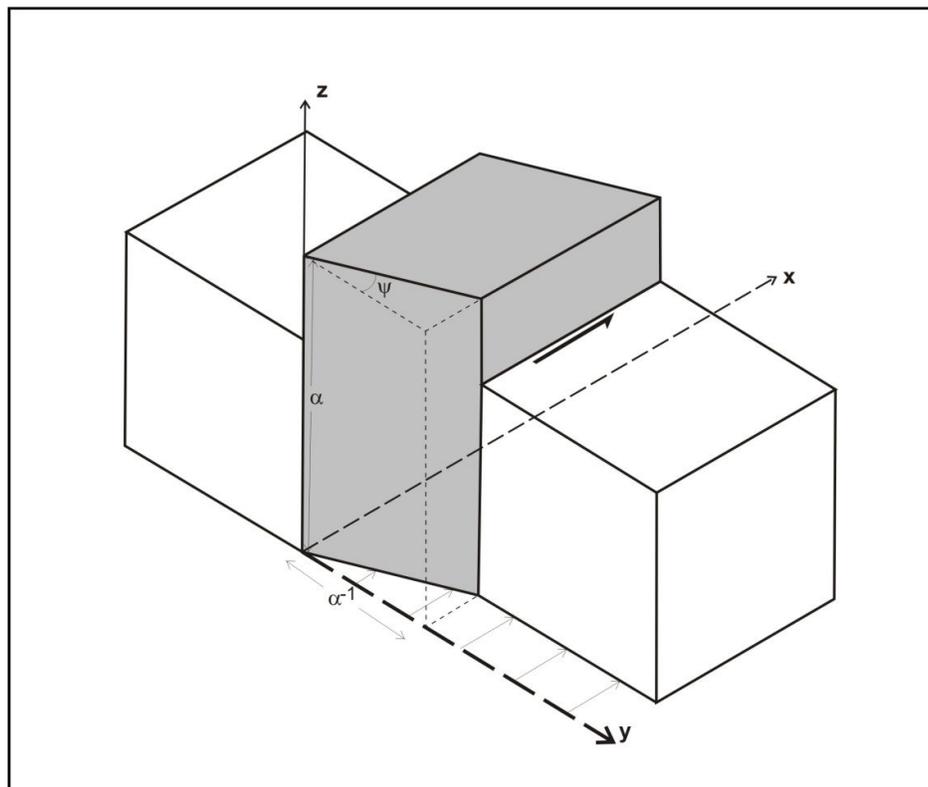


Figura 2.5. Geometria do modelo de transpressão proposto por Sanderson e Marchini (1984). Notar que o encurtamento é paralelo ao eixo y e o cisalhamento paralelo ao eixo x. O volume é compensado através do estiramento ao longo do eixo z (Modificado de Sanderson e Marchini, 1984).

Os diferentes valores de α^{-1} podem resultar em variações nas formas do elipsóide de *strain* e modificações nas orientações dos principais eixos ($X > Y > Z$), como descrito na Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Relações entre os valores de α^{-1} , a forma do elipsóide de deformação e a orientação dos eixos (Sanderson e Marchini, 1984).

Valores de α^{-1}	Forma do elipsóide de deformação	Orientação dos eixos
< 1	Deformação oblata (transpressão)	X ou Y na vertical
= 1	Deformação plana (cisalhamento simples)	Y na vertical
> 1	Deformação prolata (transtração)	Z ou Y na vertical

As relações entre cisalhamento puro e cisalhamento simples podem ser caracterizadas pela medida da deformação não coaxial ou número de vorticidade cinemática (\mathbf{W}_k), de acordo com os trabalhos de Fossen e Tikoff (1993) e Fossen *et al.* (1994). Segundo os autores, os valores de $\mathbf{W}_k=1$ e $\mathbf{W}_k=0$ são equivalentes às condições de deformação sob regime de transcorrência pura e convergência/divergência pura, respectivamente. Todos os valores intermediários de \mathbf{W}_k ($1 > \mathbf{W}_k > 0$) correspondem às diversas combinações de cisalhamento puro e cisalhamento simples. Baseados nos parâmetros de \mathbf{W}_k , Fossen *et al.* (1994) propõem uma classificação com quatro tipos de situações envolvendo condições de transpressão e transtração: (1) transpressão dominada por cisalhamento simples ($1 > \mathbf{W}_k > 0,81$), com eixo de estiramento instantâneo máximo na horizontal, orientado a 45° - 35° da zona de cisalhamento; (2) transtração dominada por cisalhamento simples ($1 > \mathbf{W}_k > 0,81$), com eixo de estiramento instantâneo máximo na horizontal, orientado a 45° - 55° da zona de cisalhamento; (3) transpressão dominada por cisalhamento puro ($0 < \mathbf{W}_k < 0,81$), com eixo de estiramento instantâneo máximo vertical; (4) transtração dominada por cisalhamento puro ($0 < \mathbf{W}_k < 0,81$), com eixo de estiramento instantâneo mínimo vertical.

Segundo Fossen e Tikoff (1993), a orientação tridimensional do elipsóide de deformação pode ser estabelecida para várias combinações dos componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples. Os autores utilizam adoção dos parâmetros $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ como eixos do elipsóide de deformação, onde λ_2 é vertical para deformação cisalhante dominada por cisalhamento simples. Em casos de regimes transpressivos em condições elevadas, o eixo λ_1 é vertical, enquanto que o eixo λ_3 é vertical para deformação transtracional elevada. No entanto, em casos de $1 > \mathbf{W}_k > 0$ o eixo λ_2 inicia-se como o principal eixo na vertical, mas muda de posição com λ_1 (transpressão) ou λ_3 (transtração) durante a deformação (**Fig. 2.6**).

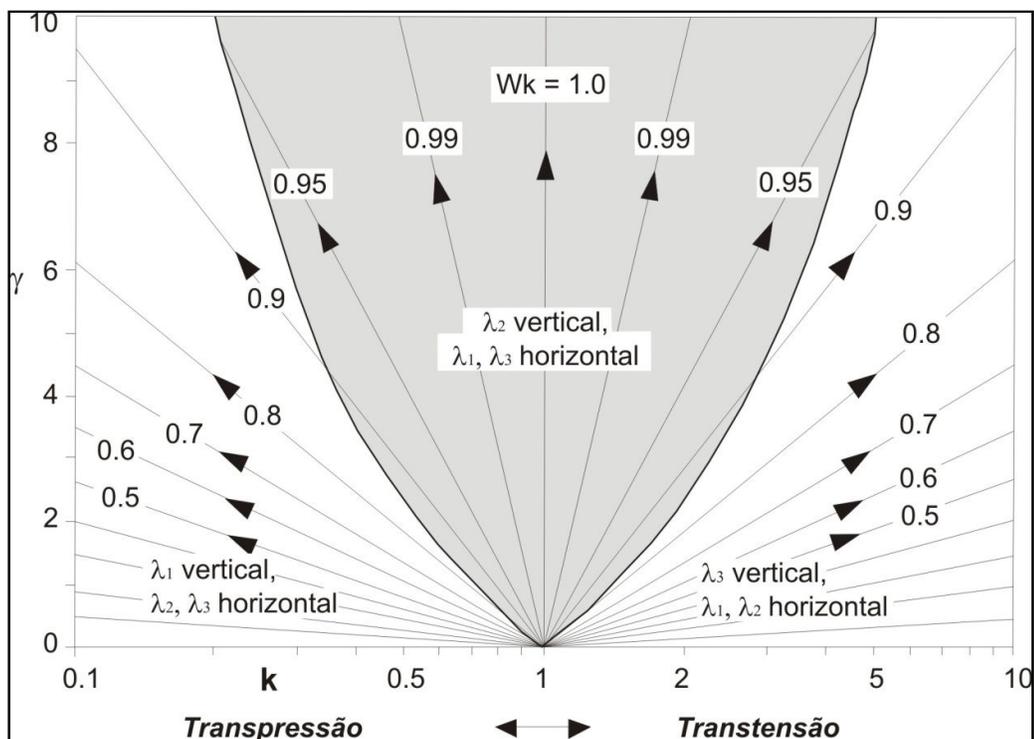


Figura 2.6. Orientação dos eixos do elipsóide de deformação para casos de transpressão e transtensão, caminhos de deformação e número de vorticidade (Wk) no diagrama γ - k . A mudança na posição vertical do principal eixo de deformação ocorre para deformação progressiva de $Wk > 0.81$ (Modificado de Fossen e Tikoff, 1993).

Robin e Cruden (1994) consideram transpressão como uma superposição dos componentes de achatamento (componente “press”) e cisalhamento (componente “trans”). Os autores adotam os seguintes parâmetros e sistema de coordenadas na modelagem de transpressão (**Fig. 2.7**): a zona de cisalhamento é vertical, com a metade da largura da zona representada por h ; o eixo x é horizontal e paralelo à direção da zona; o eixo y é horizontal e perpendicular à zona; o eixo z é vertical e paralelo à direção de escape; o ângulo entre a direção de cisalhamento (γ) e a superfície horizontal é caracterizado por β , representando a obliquidade do movimento transpressivo. No caso específico do modelo proposto, a deformação é heterogênea e a relação entre cisalhamento puro e cisalhamento simples é dada por $f = \Phi/\gamma$, onde Φ representa o componente compressivo e γ o componente transcorrente. Por conveniência, mesmo em casos de zonas verticais, os autores denominam de capa a porção deslocada para cima e de lapa a outra parte envolvida no modelo.

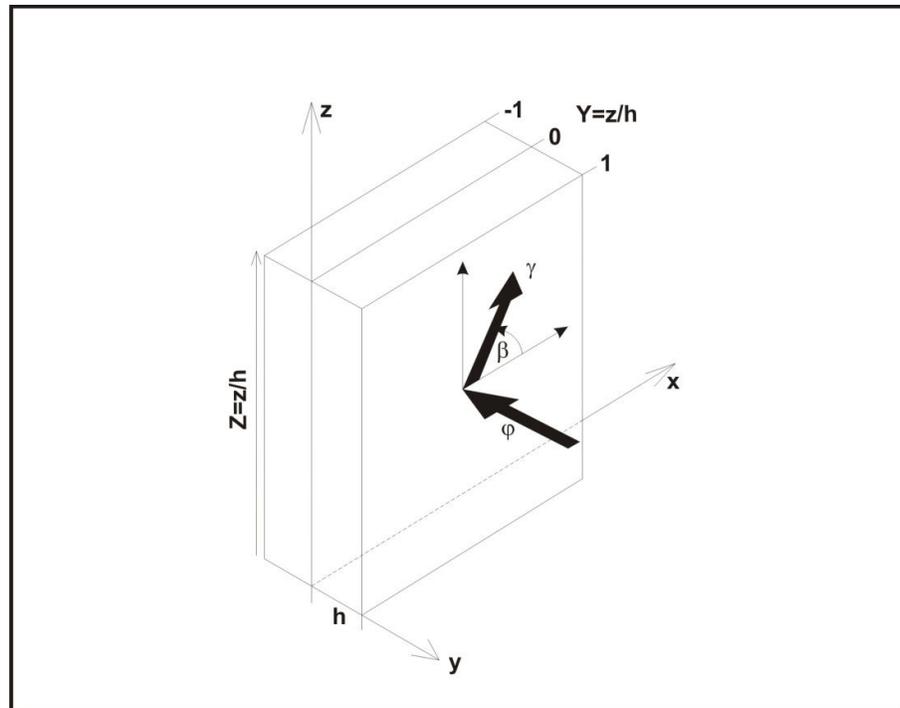


Figura 2.7. Sistema de coordenadas utilizados no modelo de transpressão proposto por Robin e Cruden (1994). A altura normalizada (Z) e a largura normalizada (Y) são apontadas na figura juntamente com a orientação do cisalhamento simples progressivo (β).

Os autores utilizam os elementos máximo, intermediário e mínimo do elipsóide de deformação como as direções A, B e C, respectivamente. Essas direções são correspondentes aos componentes de taxa de deformação, assim denominadas: s_1 , s_2 e s_3 . Nesse sentido, a direção A é correspondente a taxa de extensão máxima s_1 . Robin e Cruden (1994) consideram esse elemento como “*lineação*” e o plano formado pela orientação das direções A e B são considerados como “*foliação*”. Deve ser ressaltado que os termos “*lineação*” e “*foliação*”, empregados acima não representam exatamente à foliação e lineação impressa nas rochas.

Os diferentes valores dos parâmetros β e f aliados às variações no posicionamento dos componentes do elipsóide de deformação podem resultar em diferentes regimes de deformação. Robin e Cruden (1994) denominaram de transpressão transcorrente para condições de $\beta = 0$, $f = 0.1$ e $f = 1$ ou transpressão oblíqua para $\beta = 75^\circ$ e $f = 1.5$.

Na transpressão transcorrente, a trajetória da “*foliação*” exibe um aumento no valor angular do mergulho, tornando-se vertical próximo ao centro da zona. O valor angular do mergulho é inversamente proporcional à componente compressiva

contida na razão $f = \Phi/\gamma$. O comportamento da “*lineação*” também depende do parâmetro f . Baixos valores de f implicam em posição horizontal da “*lineação*” no interior da zona. Por outro lado, valores elevados de f apontam para “*lineação*” vertical em toda zona modelada. Os padrões geométricos de foliações e lineações para casos de transpressão transcorrente são discriminados na Figura 2.8.

A transpressão oblíqua ocorre quando o valor de obliquidade da direção de cisalhamento é diferente de 0° ($\beta > 0^\circ$). Uma feição comum em todos os casos de transpressão oblíqua é a ausência de simetria dos padrões geométricos da trama e vorticidade na região central da zona modelada. Além disso, eles mostram uma dependência considerável do parâmetro de profundidade (z). Em níveis mais profundos, a “*lineação*” apresenta alto rake em direção à lapa e rotaciona através da zona, tornando-se paralela à “*foliação*”. Nos níveis mais rasos ocorre uma inversão do posicionamento da “*foliação*” e “*lineação*” na direção da capa, relacionada à extrusão com predominância de transcorrência. Um mapa das trajetórias da foliação e lineação para dois níveis horizontais ($z = 2$ e $z = 4$) é apresentado na Figura 2.9. Robin e Cruden (1994) consideram que o modelo de transpressão oblíqua é similar a alguns exemplos reais. Nestes casos, a obliquidade da lineação pode variar gradualmente de elevada (paralela à direção do mergulho) a baixa (paralela à direção da zona de cisalhamento) nas porções próximas da lapa e da capa, respectivamente.

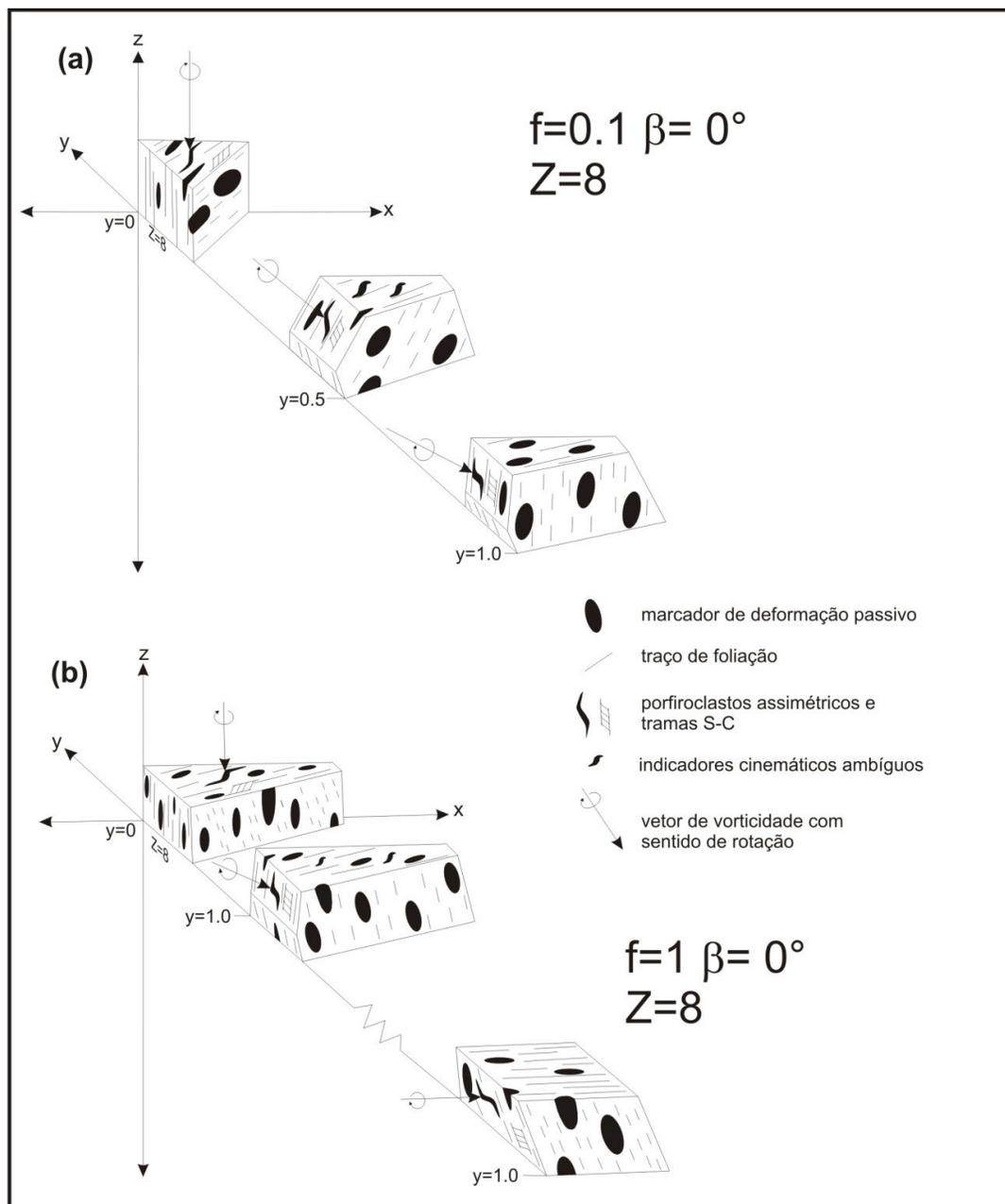


Figura 2.8. Tramas geométricas e cinemáticas previstas para zonas de transpressão transcorrente destal com $Z=8$, $f=0.1$ (a) e $f=1.0$; (b) (Modificado de Robin e Cruden, 1994).

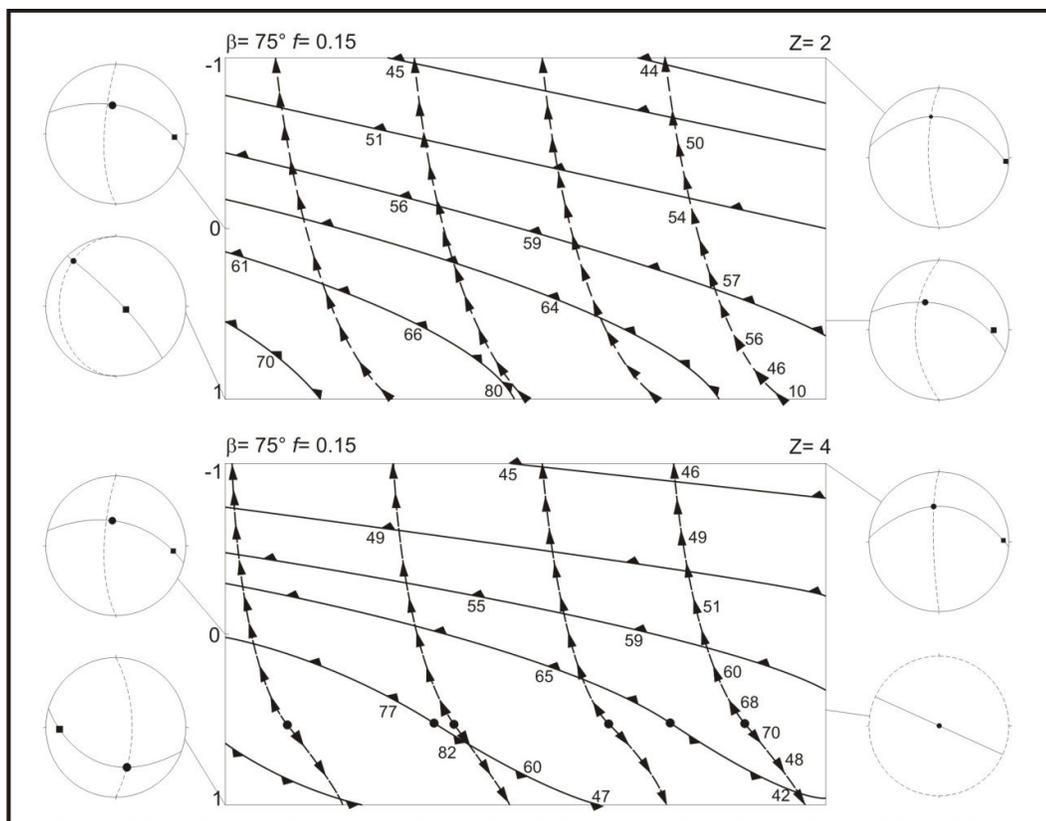


Figura 2.9. Mapa de trajetória de foliações (linhas cheias) e lineações (linhas tracejadas) para dois níveis horizontais (a, $Z=2$ e b, $Z=4$) obtidos para o modelo de transpressão oblíqua com $f = 0.15$ e $\beta = 75^\circ$. Projeções estereográficas, hemisfério inferior, exibem as relações entre o vetor de vorticidade (quadrado) e o plano de vorticidade (grande círculo tracejado), bem como o posicionamento de foliações (grande círculo com linha sólida) e lineações (círculo) em determinados pontos da zona modelada. Nota-se a assimetria da trama e uma mudança de cinemática *dip-slip* para *strike-slip* através da zona com $Z=2$ (a) (Modificado de Robin e Cruden, 1994).

Jones *et al.* (1997) propõem um modelo de zona de cisalhamento transpressiva sem confinamento lateral ou vertical. Segundo os autores, a regime transpressivo é uma combinação de três membros envolvidos na deformação: cisalhamento simples, estiramento vertical e estiramento horizontal. Dessa forma, os modelos de transpressão podem ser classificados de acordo com um diagrama ternário, onde os lados do diagrama são representados por modelos de transpressão confinada lateralmente (Sanderson e Marchini, 1984), deformação plana não-coaxial com estiramento horizontal e cisalhamento puro não confinado.

Fossen e Tikoff (1998) argumentam que o modelo de transpressão proposto por Sanderson e Marchini (1984) representa apenas um tipo de situação possível

em regimes de deformação transpressivos. Os autores apresentam cinco modelos de deformação transpressiva (**Fig. 2.10**). Todos esses modelos contêm um componente de cisalhamento simples e outro de encurtamento perpendicular ao plano de cisalhamento. Na tentativa de facilitar a compreensão dos modelos, o mesmo sistema de coordenadas convencional, com dois eixos na horizontal (x e y) e um na vertical (z), foi utilizado para todas as classes de transpressão. A componente de encurtamento é perpendicular ao plano de cisalhamento (paralela ao eixo y) para todos os cinco tipos modelados. Eles diferem somente na componente coaxial, com variações de escape ao longo do eixo x ou z.

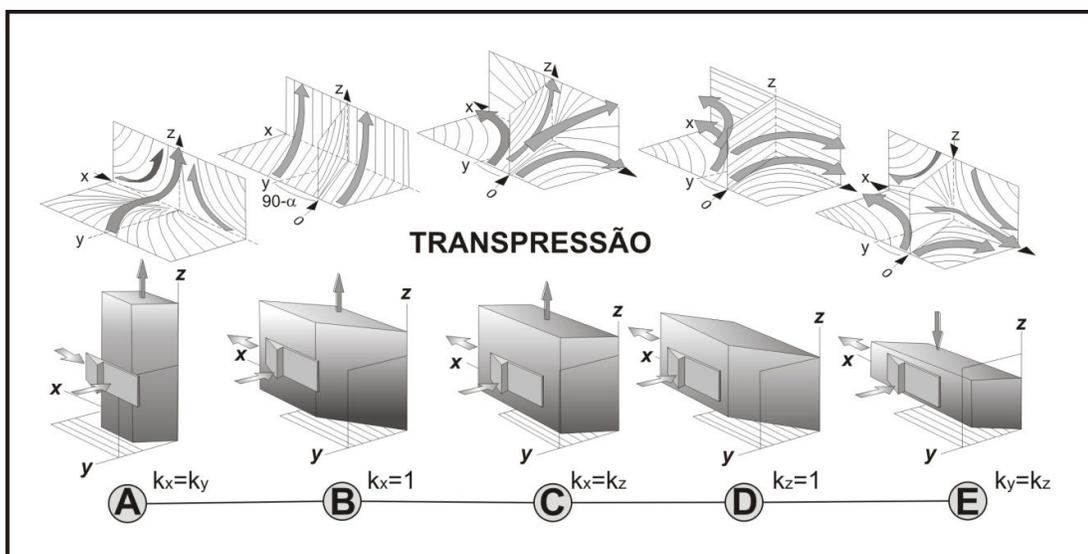


Figura 2.10. Modelos geométricos de deformação transpressiva propostos por Fossen e Tikoff (1998). Note que a extensão vertical decresce da esquerda para a direita. O cinco modelos diferem apenas em termos de deformação coaxial. O modelo de transpressão B é equivalente ao modelo proposto por Sanderson e Marchini (1984). Exemplos de trajetória de fluxo são mostrados para cada tipo de modelo (Modificado de Fossen e Tikoff, 1998).

A transpressão do tipo A envolve uma porção equivalente de encurtamento ao longo do eixo x e y e estiramento paralelo ao eixo z. A extensão na vertical (eixo z) também ocorre na transpressão do tipo B, porém sem estiramento na direção do cisalhamento (eixo x). Transpressão do tipo C é marcada por achatamento no plano de cisalhamento com a mesma taxa de estiramento ao longo dos eixos x e z. Alterações ao longo do eixo z não ocorrem na transpressão do tipo D. Na transpressão do tipo E, o encurtamento na vertical de mesma magnitude do

encurtamento perpendicular a zona de cisalhamento é compensado pelo estiramento na direção do eixo x.

Através da definição dos tipos de transpressão Fossen e Tikoff (1998) sugerem algumas relações entre o número de vorticidade cinemática (W_k), elipsóide de deformação e tipos de estruturas lineares e planares. Segundo os autores, nos tipos de transpressão C, D e E o eixo intermediário do elipsóide de *strain* (λ_2) é sempre vertical para qualquer W_k . Nos tipos A e B, os eixos do elipsóide de deformação podem mudar de posição. Essas mudanças dependem de W_k e da relação entre os componentes de cisalhamento simples e puro. Valores elevados de W_k em regime transpressivo (dominado por cisalhamento simples) implicam em modificações na posição do eixo de maior estiramento do elipsóide de deformação (λ_1). Nesse sentido, λ_1 e λ_2 podem mudar de posição se o tempo de deformação for suficiente.

A razão para essas mudanças de posição dos eixos do elipsóide de deformação é que o cisalhamento puro pode acumular deformação mais rápido do que o cisalhamento simples (Tikoff e Fossen, 1995).

Fossen e Tikoff (1998) argumentam que a geometria do elipsóide de deformação é mais importante que a mudança de posição entre os eixos (**Fig. 2.11**). Haja vista a importância do elipsóide de strain no desenvolvimento de estruturas planares e lineares em rochas deformadas. As variações de tramas estruturais são mostradas na Figura 2.12. Nessa figura, a transpressão do tipo D separa o campo dominado por tramas planares (S) do campo dominado por tramas lineares (L).

As estruturas características de cada tipo de transpressão (A-E) são resumidas na Tabela 2.2. Embora zonas de cisalhamento na natureza possam apresentar complicações adicionais que restringem o uso das informações contidas na tabela (Fossen e Tikoff, 1998).

Tabela 2.2. Características para os tipos de transpressão propostos por Fossen e Tikoff (1998).

Tipo	Deformação	Lineação (λ_1)	Trama (S ou L)
Transpressão A	-	Vertical (horizontal)	L, S
Transpressão B	Oblato	Vertical (horizontal)	LS, S
Transpressão C	Oblato	Horizontal	S, SL
Transpressão D	Plano	Horizontal	S = L
Transpressão E	Prolato	horizontal	SL, L

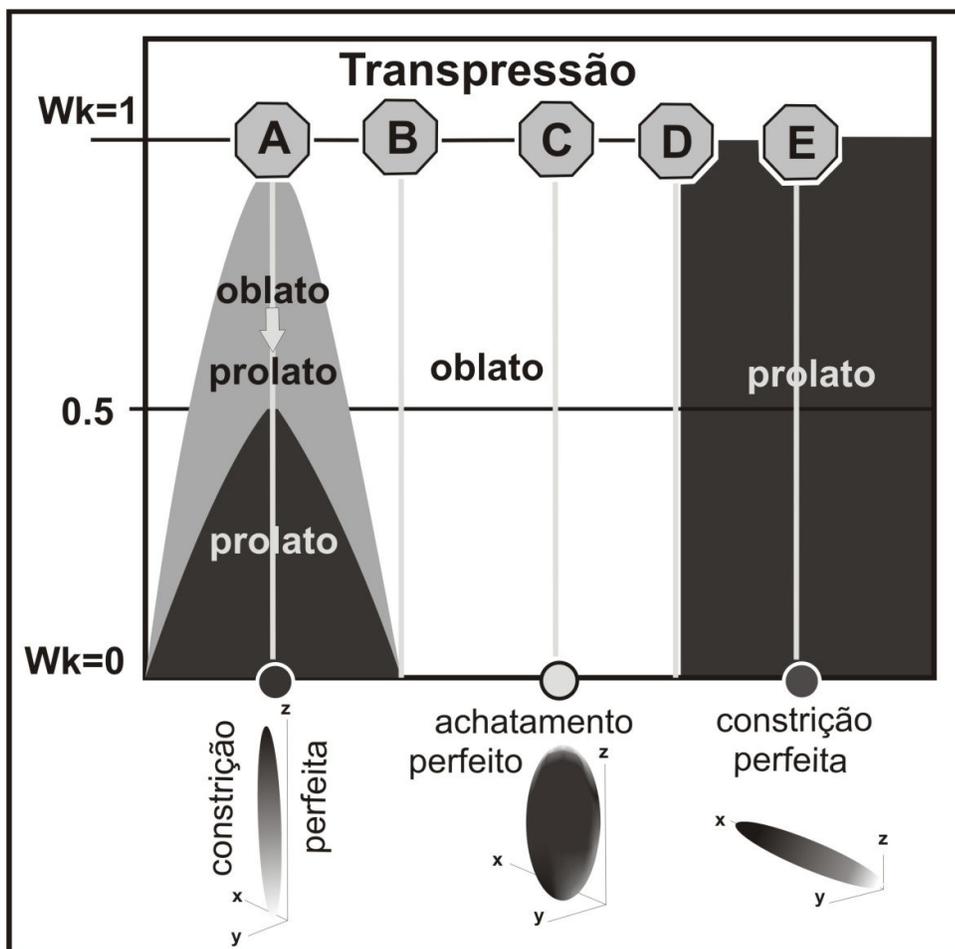


Figura 2.11. Variações na forma do elipsóide de deformação para casos de transpressão. A deformação coaxial perfeita está representada ao longo da linha base da figura ($W_k=0$). O componente de cisalhamento simples máximo é representado pela linha superior ($W_k=1$). Os elipsóides de deformação abaixo da linha base ($W_k=0$) ilustram a forma e orientação dos três eixos para os casos de deformação transpressiva A, C e E (Modificado de Fossen e Tikoff, 1998).

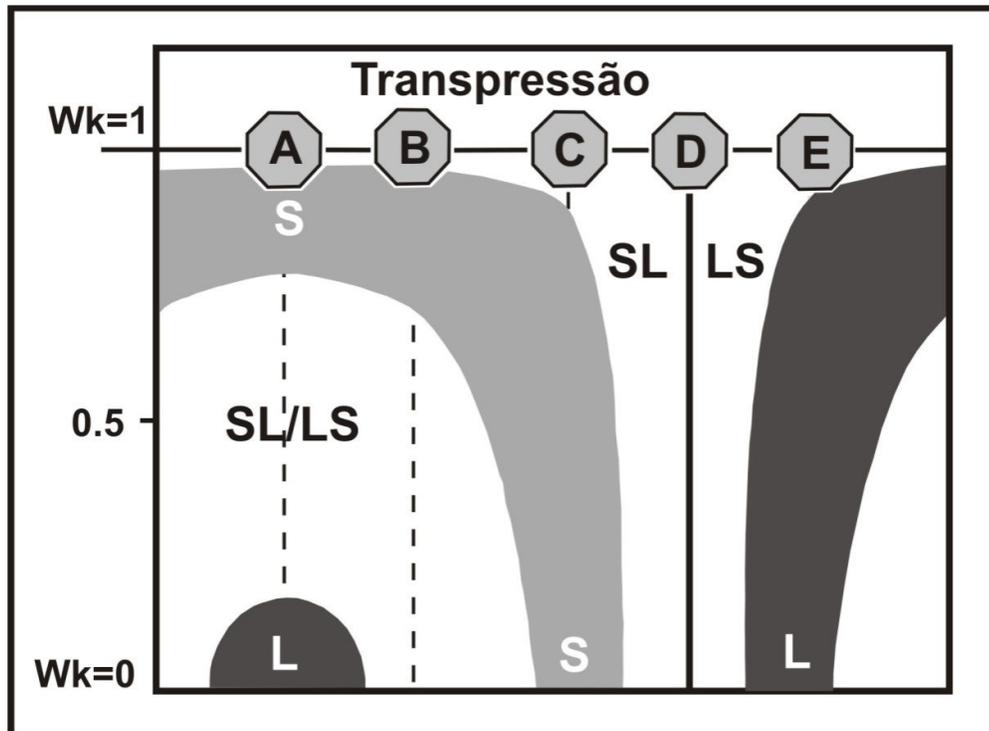


Figura 2.12: Variações nos tipos de tramas planares e lineares para cada tipo de transpressão (Modificado de Fossen e Tikoff, 1998).

2.2.2. O conceito de zonas de cisalhamento monoclinicas

Segundo Passchier (1998), muitas zonas de cisalhamento apresentam tramas estruturais com simetria monoclinica, sugerindo que o fluxo monoclinico deve ser relevante. No entanto, o autor sugere que o fluxo triclinico é teoricamente possível em zonas de cisalhamento dúcteis. A sua relevância na natureza tem sido investigada em zonas de cisalhamento transpressivas com simetria triclinica e componente de cisalhamento simples oblíquo, envolvendo rotação dos três eixos do elipsóide de deformação (Robin e Cruden, 1994; Dutton, 1997; Fossen e Tikoff, 1998).

Passchier (1998) apresenta um modelo, no qual as zonas de cisalhamento com geometria monoclinica podem ser divididas de acordo com a geometria e orientação dos elementos de deformação finita X, Y e Z. Nesse sentido, o autor classifica as zonas de cisalhamento monoclinicas em três tipos: X_1 , Y_1 e Z_1 (Fig. 2.13). Variações laterais dos parâmetros de fluxo em zonas de cisalhamento dúcteis durante uma deformação progressiva resultam em transições entre os três tipos de zonas de cisalhamento. Se essa transição ocorre entre as zonas do tipo Y_1 e o tipo X_1 , o posicionamento da lineação de estiramento pode variar ao longo da zona de

cisalhamento, embora o vetor de vorticidade permaneça com a mesma orientação (**Fig. 2.14**). Por outro lado, uma de zona de cisalhamento do tipo Y_1 pode migrar lateralmente para o tipo Z_1 . A zona de transição entre esses dois tipos é marcada pela predominância de tramas lineares (**Fig. 2.14**). Nos casos em que o desenvolvimento de uma zona do tipo Z_1 ocorre em rochas previamente foliadas, a zona de transição pode apresentar dobras cilíndricas com eixo paralelo à lineação de estiramento. No interior das zonas do tipo Z_1 , as dobras podem ser isoclinais ou mesmo sem raiz.

Passchier (1998) argumenta que a identificação dos indicadores cinemáticos utilizados para a determinação do sentido de movimento em zonas de cisalhamento monoclinicas deve ser realizada em seções normais ao vetor de vorticidade. O autor adota o termo “*Vorticity Profile Plane*” (*VPP*) para essas seções (ver Robin e Cruden, 1994 para maiores detalhes). Dessa forma, a relação entre estruturas lineares (L) e planares (P) com *VPP* é a seguinte para cada tipo de zona de cisalhamento (X_1 , Y_1 e Z_1);

1. Zonas de cisalhamento do tipo X_1 : o *VPP* é perpendicular à L e S. Esse caso é semelhante a alguns tipos de transpressão.
2. Zonas de cisalhamento do tipo Y_1 : o *VPP* é paralelo à L e perpendicular a S. Esse caso é aplicado para zonas de cisalhamento dominadas por cisalhamento simples.
3. Zonas de cisalhamento do tipo Z_1 : o *VPP* é paralelo à L e S. Esse caso pode ser relacionado a algum tipo de transtração.

Passchier (1998) considera as zonas de cisalhamento do tipo Y_1 como o tipo mais comum na natureza e o tipo mais abordado na literatura. No entanto, zonas do tipo X_1 com o desenvolvimento de foliação levemente oblíqua ao limite da zona de cisalhamento têm sido estudadas por outros autores (Robin e Cruden, 1994; Tikoff e Greene, 1997; Jones *et al.* 2004). Segundo o autor, as zonas do tipo Z_1 não devem ocorrer na natureza como zonas de cisalhamento de grande escala, mas como domínios de deformação menores no interior de outros tipos de zona (X_1 e Y_1). O reconhecimento desse tipo de zona de cisalhamento na escala de afloramento pode ser complicado, uma vez que o desenvolvimento de foliações é perpendicular ao vetor de vorticidade (Hammer e Passchier, 1991; Passchier, 1998).

Consequentemente, os indicadores cinemáticos são pouco desenvolvidos e levemente assimétricos.

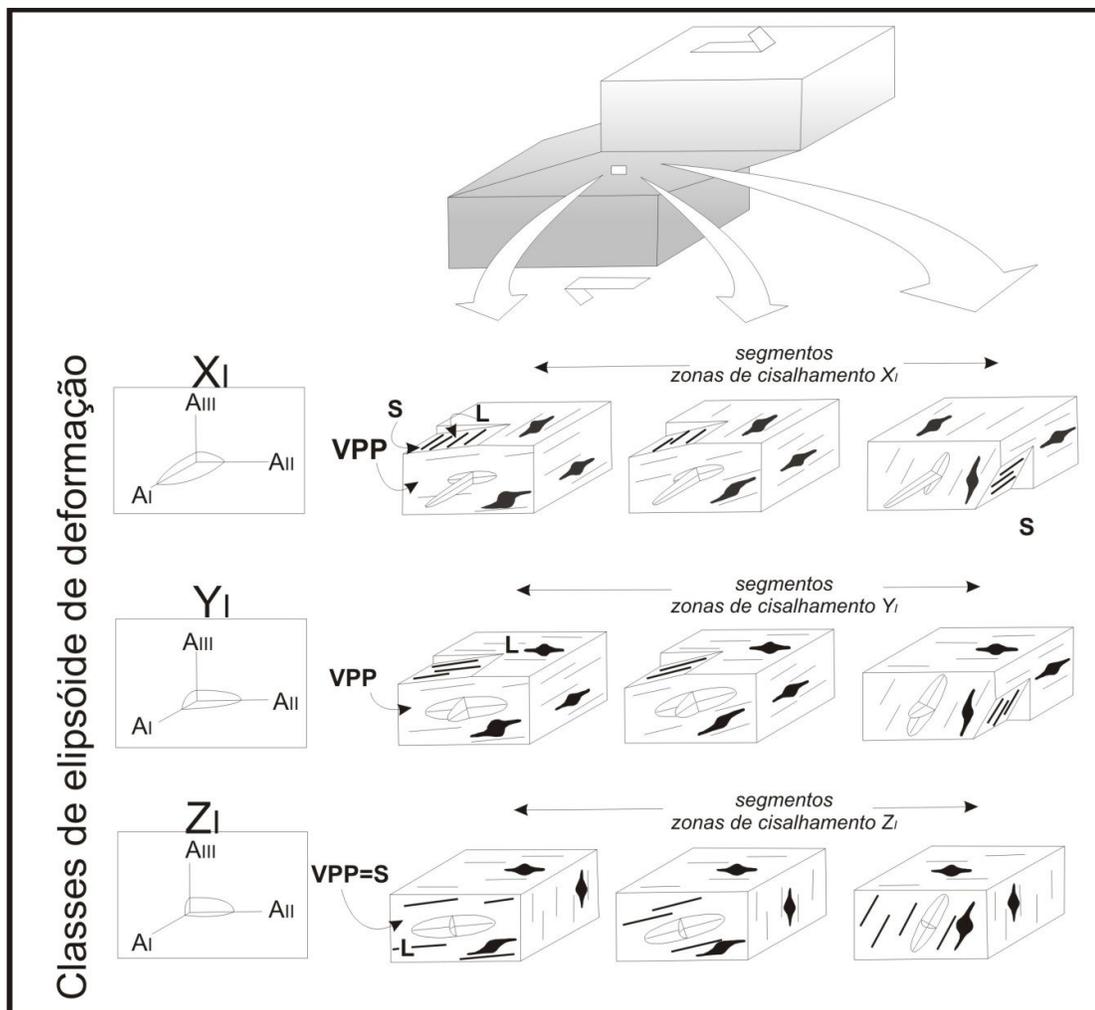


Figura 2.13. Diagrama ilustrativo de geometria do elipsóide de deformação e orientação dos principais tipos de tramas planares e lineares durante o desenvolvimento dos três tipos de zonas de cisalhamento (X_i , Y_i e Z_i). Cada tipo de zona de cisalhamento é representado por um bloco de diagrama, no qual a orientação dos elementos planares (S) e lineares (L) são indicados. A_i , A_{ii} e A_{iii} possuem orientação equivalente aos eixos X, Y e Z do elipsóide de deformação. A porção frontal de cada diagrama, plano A_{ii} - A_{iii} , representa o plano perfil de vorticidade (*Vorticity Profile Plane* - VPP) e exibe estruturas assimétricas. A inclinação do elipsóide de deformação e das estruturas S e L dependem do número de vorticidade e da natureza das apófises de fluxo de segmento da zona de cisalhamento (Modificado de Passchier, 1998).

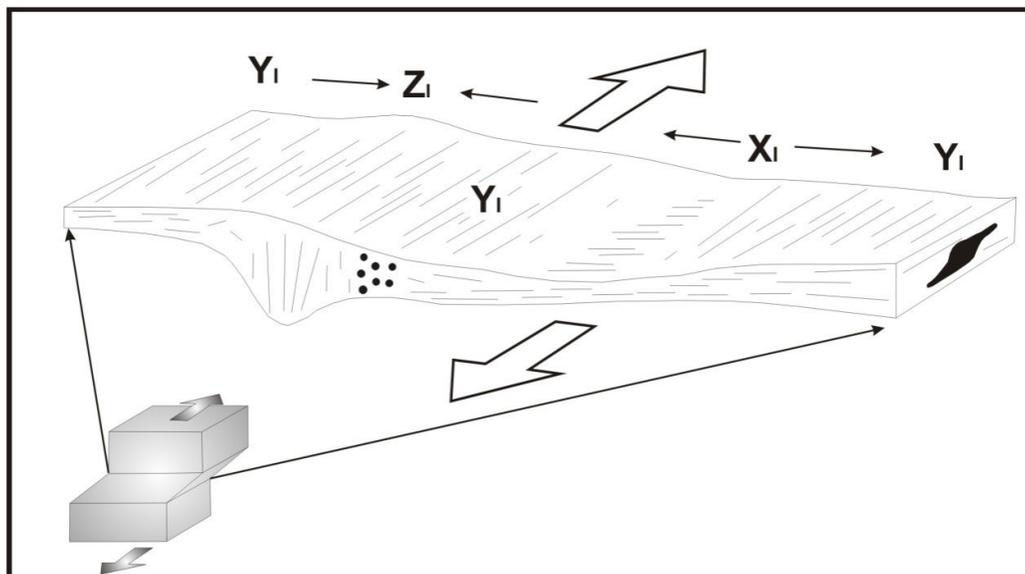


Figura 2.14. Desenho esquemático para representar variações laterais possíveis entre os três tipos de zonas de cisalhamento (X_1 , Y_1 e Z_1), durante deformação progressiva (Modificado de Passchier, 1998).

2.2.3. O conceito de transpressão inclinada

A maioria dos modelos de transpressão é confeccionada a partir de zonas de cisalhamento idealmente verticais (Sanderson e Marchini, 1984; Fossen e Tikoff, 1993; Fossen *et al.* 1994; Robin e Cruden, 1994), com exceção dos modelos de zonas de cisalhamento monoclinicas de Passchier (1998). Em alguns casos, os limites das zonas de cisalhamento transpressivas são inclinados. Dutton (1997) utiliza o termo transpressão inclinada para o tipo de deformação atuante nessas zonas.

Na concepção de Jones *et al.* (2004), transpressão inclinada é uma combinação de componentes de contração, cisalhamento paralelo à direção da falha (*strike-slip*) e cisalhamento paralelo à direção do mergulho (*dip-slip*). Os autores propõem uma extensão do modelo proposto por Sanderson e Marchini (1984) para os tipos de zonas de cisalhamento não verticais. O modelo proposto utiliza três planos de referência baseados em um sistema de coordenadas (planos $X_c Y_c$, $X_c Z_c$, e $Y_c Z_c$). A orientação do componente de encurtamento transpressional é oblíqua a qualquer um desses planos (**Fig. 2.15**). O componente de cisalhamento simples é oblíquo aos eixos X_c e Z_c . Segundo os autores, a forma e orientação do elipsóide de deformação durante a transpressão inclinada dependem do relacionamento entre os três componentes de deformação γ_{xy} , γ_{zy} e γ_z (**Fig. 2.15**). Desses componentes de

deformação, o componente γ_{zy} (cisalhamento simples paralelo à direção do mergulho) tem pouca influência na forma do elipsóide de deformação, exceto para casos de zonas transpressivas de mergulho baixo (δ).

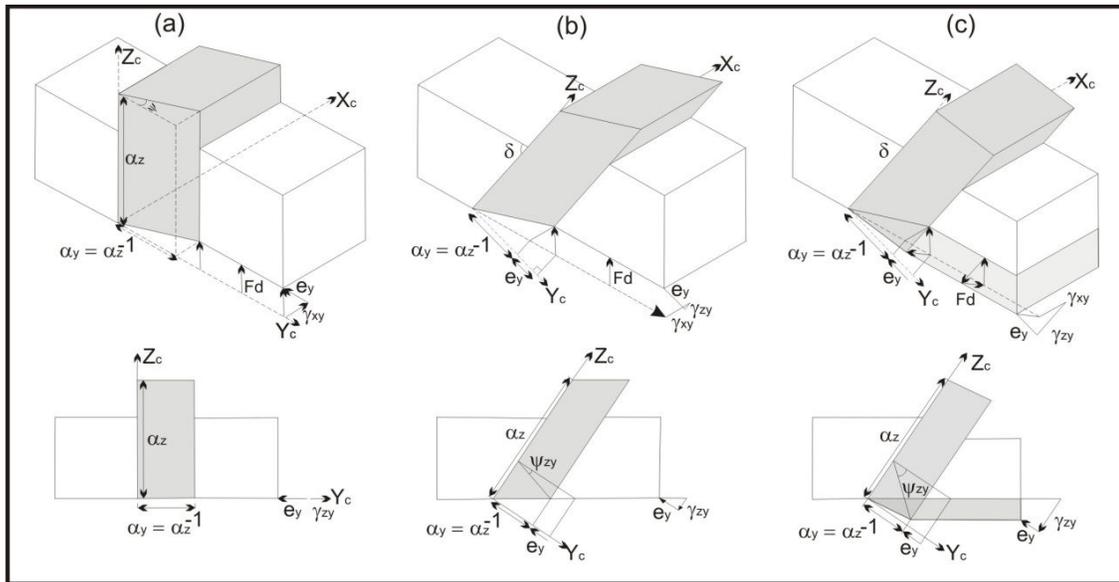


Figura 2.15. Transpressão inclinada e vertical vista em 3D (topo) e seção normal ao eixo X_c (base): (a) Zona de transpressão vertical compatível com o modelo de Sanderson e Marchini (1984). Os eixos de coordenadas X_c e Y_c são horizontais e Z_c é vertical. O vetor de deslocamento está contido no plano X_cY_c ; (b) Zona de transpressão inclinada. O mergulho da zona é igual a F_d . O deslocamento dos blocos ocorre somente na horizontal; (c) Zona de transpressão inclinada no qual os blocos envolvidos no modelo apresentam um componente de deslocamento na vertical. a_y é o estiramento paralelo ao eixo Y_c . $a_z - 1$ é a razão entre a região deformada em relação a porção original (medida ao longo do eixo Y_c). e_y é a extensão/contração da zona paralela a Y_c , e conseqüentemente $e_y = (1 - a_y)$. G_{xy} e G_{yz} representam a deformação cisalhante agindo no plano do limite da zona paralelos aos eixos X_c e Z_c , respectivamente. F_d é o deslocamento finito de um bloco em relação ao outro (Modificado de Jones *et al.* 2004).

A obliquidade da direção de encurtamento regional em relação aos três planos de referência (X_cY_c , X_cZ_c , e Y_cZ_c) proporciona uma mudança contínua na orientação dos eixos do elipsóide de deformação durante a transpressão inclinada progressiva. Durante a deformação o vetor de vorticidade muda progressivamente de orientação e permanece oblíquo aos três eixos do elipsóide de deformação. Dessa forma, a geometria resultante da zona transpressiva modelada deve ter simetria triclinica.

Jones *et al.* (2004) argumentam que as informações obtidas em modelos matemáticos raramente estão em consonância com os aspectos da deformação em

rochas na natureza. As condições deformacionais escolhidas para idealizar os modelos são simplistas, quando comparados com zonas de cisalhamento reais. No entanto, modelagens matemáticas ou físicas proporcionam o desenvolvimento um arcabouço básico para o melhor entendimento do elipsóide de deformação, assim como realizar previsões sobre a orientação de estruturas em zonas típicas de transpressão inclinada.

A foliação desenvolvida durante a transpressão inclinada não possui direção e mergulho paralelos ao limite da zona de cisalhamento (**Fig. 2.16**). Exceto para casos em que a deformação tenha sido completamente particionada em domínios estruturais distintos. O ângulo de obliquidade da lineação de estiramento contida no plano de foliação pode variar de 0° a 90° em casos de transpressão inclinada. Quando a lineação de estiramento é horizontal ou paralela à direção do mergulho da foliação, a geometria da zona de cisalhamento possui simetria monoclínica (Jiang *et al.* 2001 *in*: Jones *et al.* 2004). Por outro lado, valores intermediários de obliquidade da lineação são associados à deformação com simetria triclínica (Robin e Cruden, 1994; Jones *et al.* 2004).

Jones *et al.* (2004) interpretam que o desenvolvimento de zonas transpressivas é acompanhado, em diversas situações, pela partição da deformação. Em geral, a partição da deformação desenvolve-se em função de anisotropias estruturais pré-existent das rochas afetadas pelo cisalhamento. Outro fator que influi no desenvolvimento da participação da deformação é a dificuldade mecânica causada pela superposição sucessiva de incrementos da deformação sobre estruturas que não estão devidamente alinhadas (Tikoff e Teyssier, 1994).

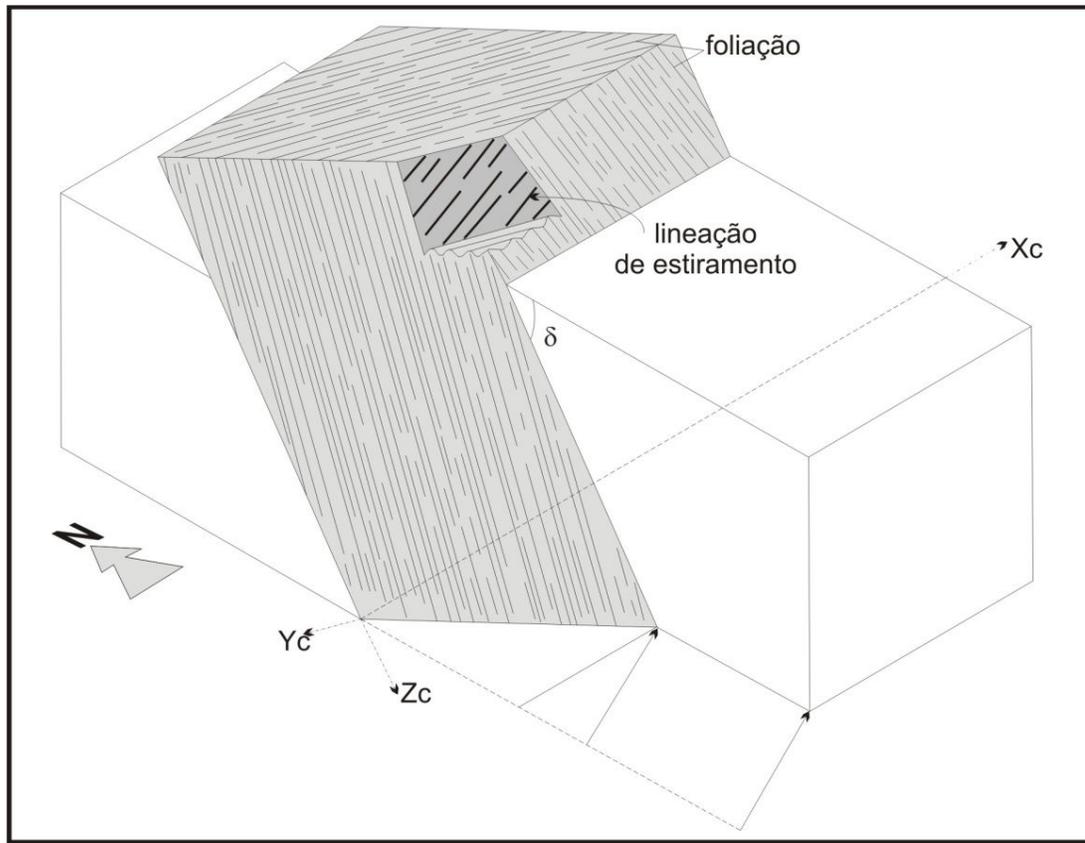


Figura 2.16. Orientação típica de foliações e lineações em zona de transpressão inclinada. A foliação é oblíqua ao limite da zona de cisalhamento de movimentação sinistral (movimento horizontal). Geralmente, a foliação apresenta mergulho mais elevado do que o limite da zona de cisalhamento. Isso ocorre devido ao componente de não-coaxialidade de γ_{zy} (Modificado de Jones *et al.* 2004).

Visando facilitar o entendimento dos aspectos da deformação durante a transpressão inclinada, Jones *et al.* (2004) utilizam o método do triângulo de deformação anteriormente proposto pelos mesmos autores em 1997. Os vértices do triângulo são compostos por três principais componentes de deformação (*end-members*), assim denominados (**Fig. 2.17**): contração, cisalhamento paralelo à direção da zona (*strike-slip*) e cisalhamento paralelo à direção do mergulho (*dip-slip*).

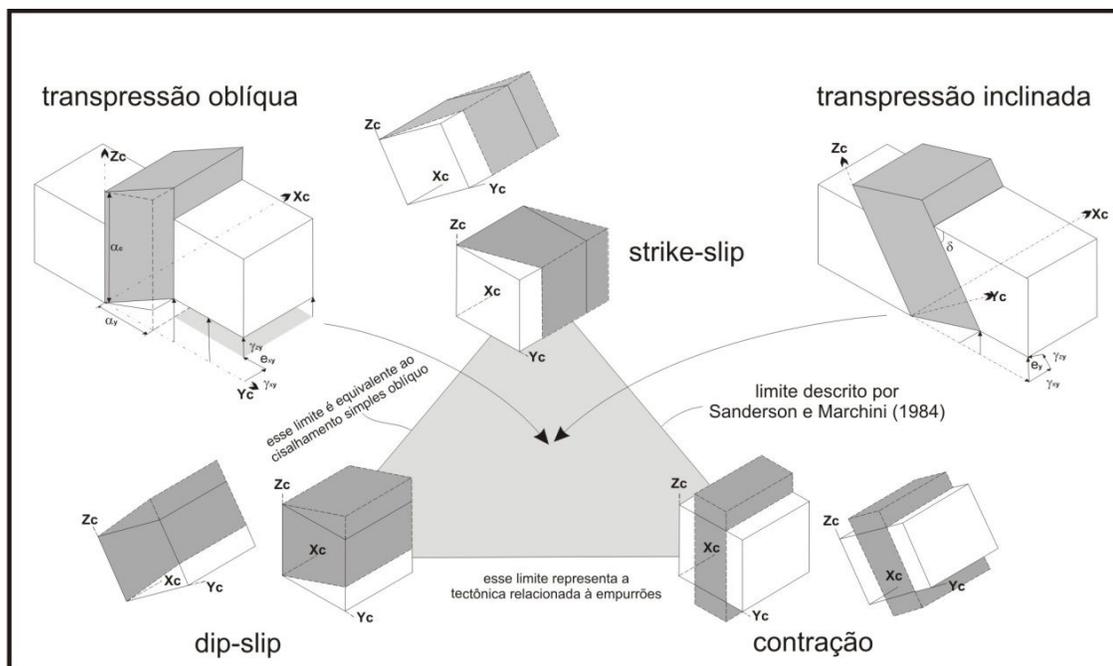


Figura 2.17. Triângulo de deformação exibindo como modelos de transpressão inclinada e oblíqua podem ocorrer durante a deformação. Em geral, a deformação não-coaxial pode ser visualizada de acordo com os três componentes finais de deformação (*end-members*). Em zonas transpressivas naturais existe uma tendência da deformação total, que plota no centro do triângulo, ser particionada em domínios deformacionais coincidentes com a deformação no limite ou vértice do triângulo (Modificado de Jones *et al.* 2004).

A área interna do triângulo representa os casos de transpressão oblíqua e/ou transpressão inclinada. Nos casos em que ocorre partição da deformação, a deformação é distribuída em diferentes domínios do triângulo nas regiões próximas dos vértices ou dos limites (**Fig. 2.18**).

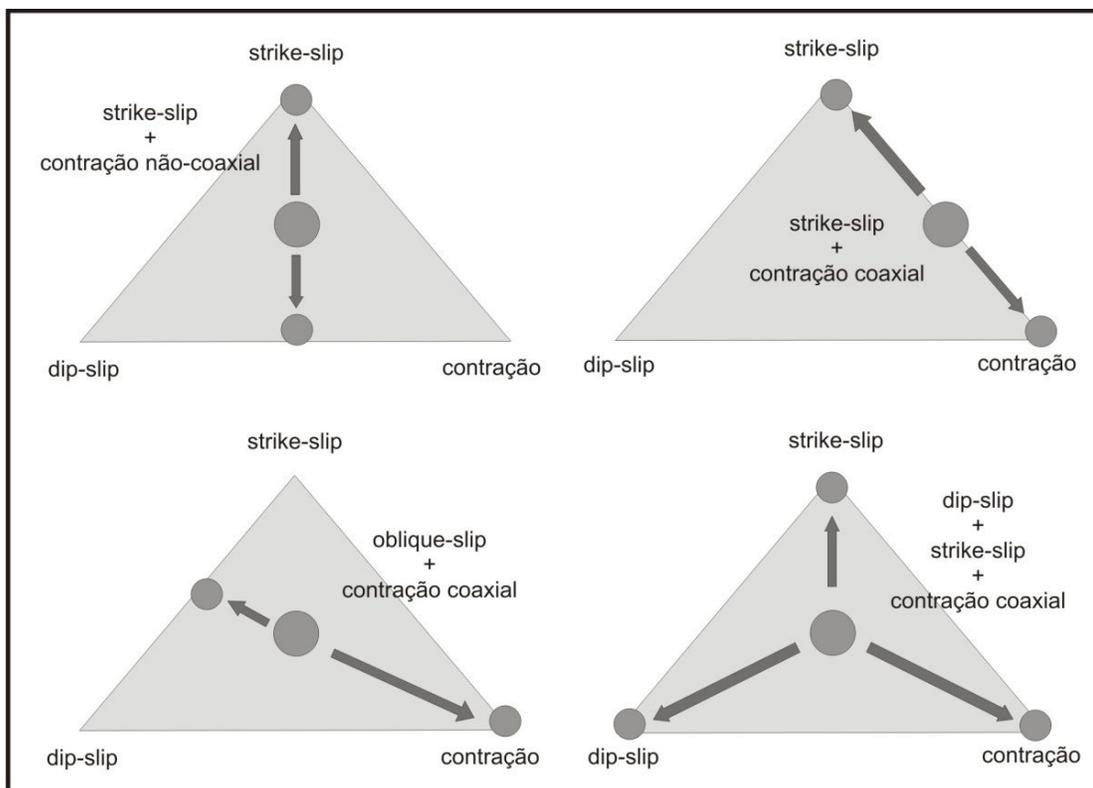


Figura 2.18: Alguns caminhos possíveis de partição da deformação transpressiva em domínios deformacionais que podem ocorrer para casos de transpressão inclinada e/ou oblíqua (Modificado de Jones *et al.* 2004).

CAPÍTULO III. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1. Localização geotectônica da área de estudo

A área de estudo está localizada na porção centro-leste da Província Borborema, definida por Almeida *et al.* (1981) (**Fig. 3.1**) e representada essencialmente por litotipos Pré-Cambrianos e Cambrianos, com uma pequena participação de rochas Cenozóicas. Em uma visão mais detalhada da Província Borborema, a área está inserida no âmbito do Domínio da Zona Transversal, de acordo com a proposta de Santos (1996, 2000) para a configuração geotectônica da província. Na presente tese, o Domínio da Zona Transversal foi considerado como um segmento da Província Borborema delimitado por duas zonas de cisalhamento de mergulhos íngremes, associadas a uma deformação dúctil dextral, orientadas na direção W-E (**Fig. 3.2**), denominadas de Zona de Cisalhamento Patos (limite norte) e Zona de Cisalhamento Pernambuco (limite sul).

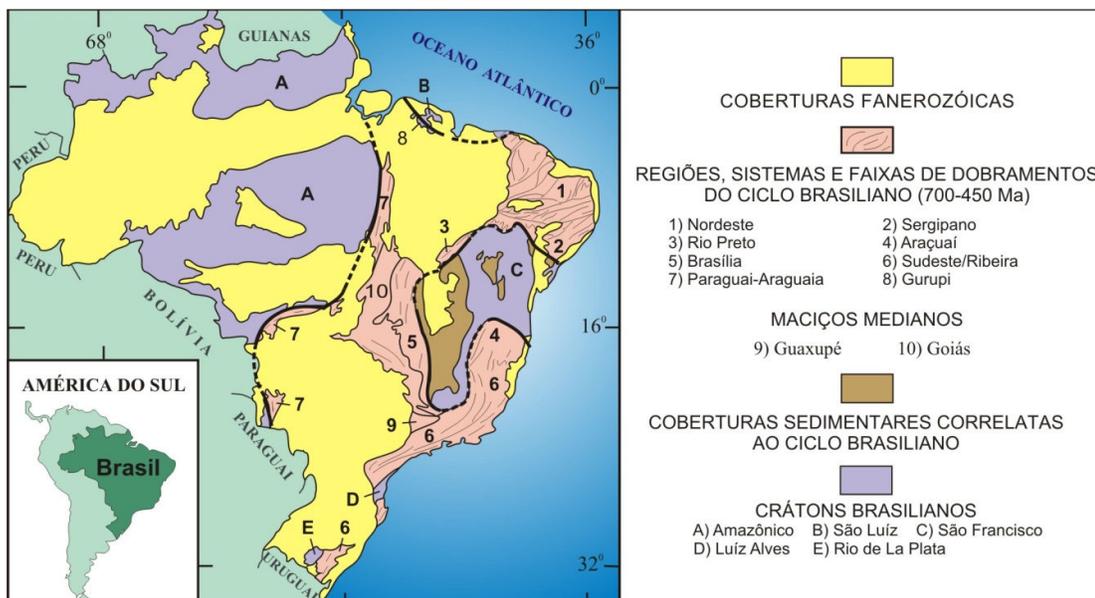


Figura 3.1. Compartimentação do território brasileiro, segundo Schobbenhaus *et al.* (1984). A Província Borborema de Almeida *et al.* (1981), compreende a Região de Dobramentos Nordeste e a Faixa Sergipana (áreas 1 e 2 na figura).

3.2. Os principais modelos de evolução geotectônica propostos para a Província Borborema

A Província Borborema foi abordada na literatura por uma série de trabalhos durante as décadas de 70 e 80, tais como: Brito Neves (1975 e 1983), Almeida *et al.* (1981), Santos & Brito Neves (1984), Santos *et al.* (1984), Jardim de Sá *et al.* (1988), Caby *et al.* (1991), dentre outros. Esses trabalhos tratavam sobre propostas e modelos diferentes sobre a evolução monocíclica ou policíclica da província.

Durante a década de 90 surgiram outras propostas de compartimentação para a Província Borborema (Jardim de Sá *et al.* 1992; Santos, 1996 e Santos *et al.* 1999). Os trabalhos focavam, principalmente, em modelos baseados nos conceitos de terrenos alóctones/exóticos de Coney *et al.* (1980), Coney (1989) e Howell (1995).

Santos (1996 e 2000) e Santos *et al.* (1999) sugeriram uma compartimentação tectônica para a Província Borborema, utilizando o modelo de terrenos tectonoestratigráficos (alóctones). Os autores adotaram uma divisão simplificada da Província em domínios (ou super-terrenos) compostos por um grupo de terrenos-tectonoestratigráficos. Nessa concepção, a região envolvida na área de estudo estaria inserida no contexto do domínio da Zona Transversal (**Fig. 3.2**).

Santos (1996) e Santos *et al.* (1999) consideraram o domínio da Zona Transversal como um segmento crustal com estratigrafia e evolução tectônica distintas dos domínios adjacentes, estando delimitado por zonas de cisalhamento marcantes/profundas consideradas como prováveis suturas tectônicas. Esse domínio foi subdividido, de oeste para leste, nos seguintes terrenos tectonoestratigráficos: Granjeiro, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe. Segundo essa divisão, a área de estudo englobaria porções restritas dos Terrenos Alto Moxotó e Rio do Capibaribe.

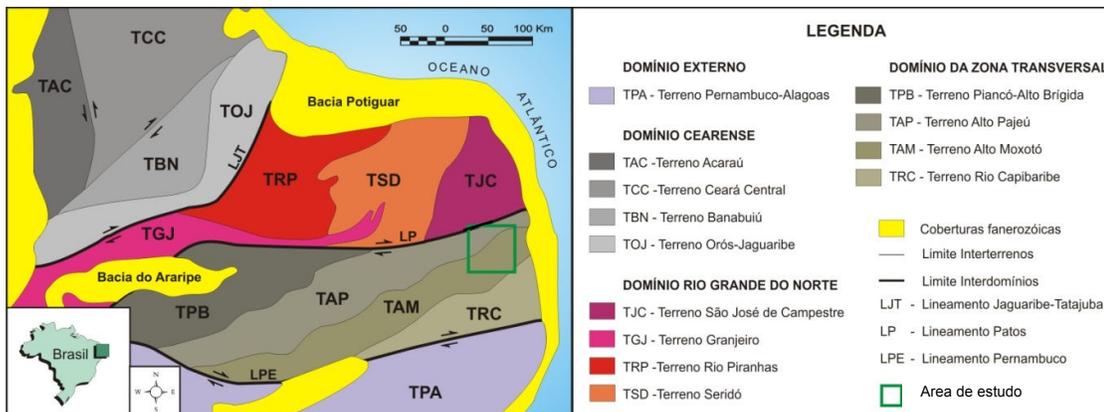


Figura 3.2. Compartimentação do segmento central e norte da Província Borborema em domínios (ou super-terrenos) e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (1999 e 2000).

Contribuindo para a análise e aplicação do modelo de terrenos alóctones na porção norte da Província Borborema, Jardim de Sá *et al.* (1997) e Campelo (1999), a partir da integração e interpretação de dados gravimétricos, sugeriram algumas zonas de cisalhamento com potencial para serem consideradas como estruturas profundas/suturas, sendo elas: Patos, Sobral-Pedro II, Picuí-João Câmara, Remígio-Pocinhos, Senador Pompeu, Tauá e Portalegre. Dentre estas zonas de cisalhamento, as três primeiras foram consideradas como estruturas mais prováveis de serem suturas.

Nesta linha de abordagem, Oliveira (2008) a partir de uma gama maior de dados geofísicos propôs a compartimentação da Província Borborema em domínios e subdomínios geofísico-tectônicos. Segundo esta proposta de compartimentação da Província, a área de trabalho englobaria o Domínio da Zona Transversal com segmentos dos subdomínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe (**Fig. 3.3**).

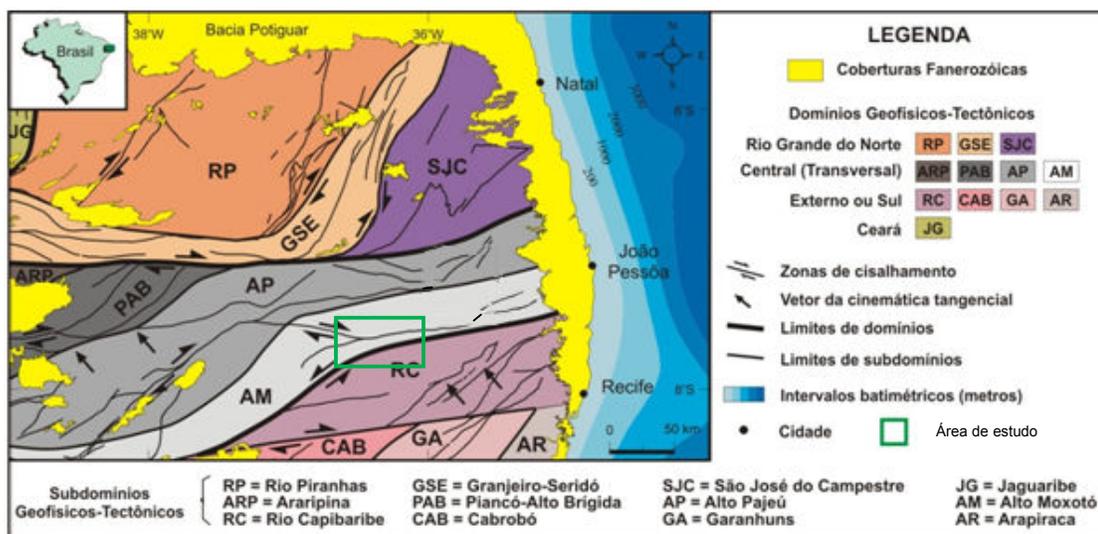


Figura 3.3. Divisão da porção setentrional da Província Borborema em domínios/subdomínios geofísico-tectônicos, segundo Oliveira (2008).

Ao longo da década de 90, uma proposta de um evento contracional no início do Neoproterozóico (aproximadamente 1Ga.) contribuiu para a consolidação do modelo de terrenos tectono-estratigráficos na Zona Transversal (Brito Neves *et al.* 1995). Esse evento foi denominado de Orogenia Cariris Velhos (Brito Neves *et al. op. cit.*), sendo fundamentado em estudos geocronológicos de ortogneisses e rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias com idades entre 900-1000Ma (Brito Neves *et al.* 1995; Van Schmus *et al.* 1995; Kozuch *et al.* 1997; Brito Neves *et al.* 2000, 2001; Kozuch, 2003). Segundo os autores, as sucessões metavulcânicas e metassedimentares do Subdomínio Alto Pajeú representariam uma assembléia de rochas de arco-subducção intrudidas por granitos sincolisionais. Segundo Neves *et al.* (2006), outros autores obtiveram assinaturas geoquímicas típicas de magmas intraplacas para as rochas metavulcânicas e/ou metaplutônicas do Subdomínio Alto Pajeú (Bittar e Campos Neto, 2000; Bittar *et al.* 2001; Neves, 2003; Guimarães e Brito Neves, 2004 *in*: Neves *et al.* 2006). Santos e Medeiros (1999), utilizando a concepção da Orogenia Cariri Velhos, interpretaram o Subdomínio Alto Pajeú como um dos quatro terrenos tectonoestratigráficos amalgamados durante as orogenias Cariris Velhos e Brasiliana. Segundo os autores, a amalgamação desses terrenos foi importante na construção final do arcabouço estrutural da Zona Transversal.

Nos últimos 10 anos (1999-2009), uma série de trabalhos tem discutido a relevância da aplicação do conceito de terrenos tectono-estratigráficos para a porção leste da Zona Transversal (Neves e Mariano, 1999; Mariano *et al.* 2001; Neves,

2003; Neves *et al.* 2000, 2006, 2008, 2009a e 2009b). Consequentemente, discussões sobre a evolução crustal e tectônica para a Zona Transversal foram retomadas. Os trabalhos abordaram a significância de zonas de cisalhamento como limite de terrenos (Neves e Mariano, 1999), interpretações de dados isotópicos (Sm-Nd) em terrenos distintos (Mariano *et al.* 2001), análises litogeoquímicas comparativas entre unidades metassedimentares semelhantes localizadas em terrenos tectono-estratigráficos vizinhos (Neves *et al.* 2009a) e novos dados geocronológicos (U-Pb) para diferentes terrenos ao longo da porção leste da Zona Transversal (Neves 2003; Neves *et al.* 2000, 2006, 2009a e 2009b).

Considerando os modelos disponíveis na literatura, mapas geológicos pretéritos da região, além da cartografia geológica e os dados obtidos nessa tese, a área de estudo foi tratada como um segmento da porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal. As regiões tratadas em trabalhos prévios como segmentos de terrenos tectono-estratigráficos foram consideradas apenas como subdomínios geográficos, sem conotação genética (**Fig. 3.4**).

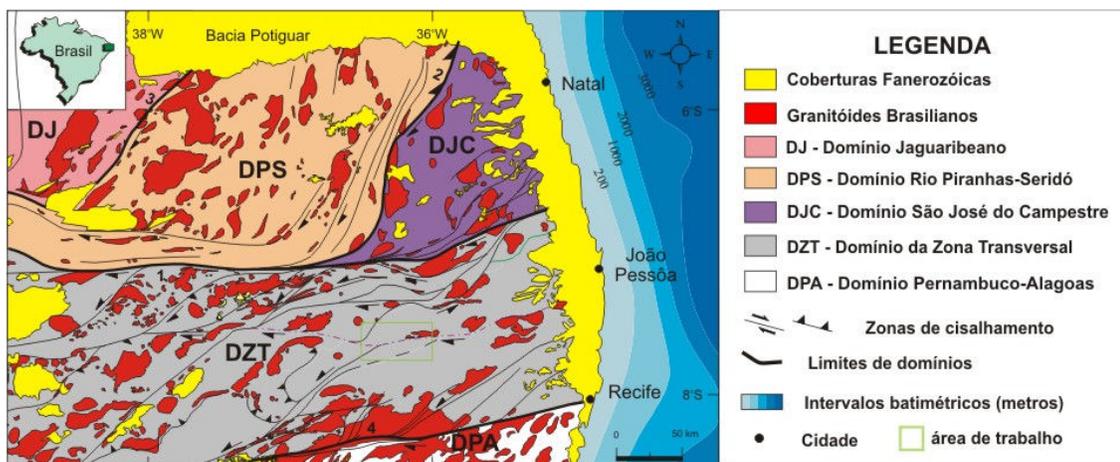


Figura 3.4. Compartimentação em domínios tectônicos utilizada no presente estudo.

3.3. Síntese das idades e/ou eventos ligados à evolução tectônica do Domínio da Zona Transversal

O embasamento gnáissico dos Subdomínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe são caracterizados por ortognaisses migmatíticos, bandados de composição expandida com termos monzodioríticos a graníticos. Datações U-Pb em zircão indicaram idades de cristalização dos protólitos em torno de 2.1Ga. (Santos, 1995; Van Schmus *et al.*

1995; Brito Neves *et al.* 2000, 2001; Sá *et al.* 2002; Santos *et al.* 2004; Neves *et al.* 2006). Alguns destes autores correlacionaram essas rochas à ambientes de arco vulcânico ou de margem continental ativa, levando em consideração as características geoquímicas (Santos, 1995; Sá *et al.* 2002). Neves *et al.* (2006) utilizou datações U-Pb em zircão em torno de 2.05Ga., obtidas em camadas máficas de ortognaisses bandados, como idade de metamorfismo para o evento tectônico do Riachão (Transamazônico). Datações SHRIMP U-Pb realizadas em metassedimentos do Complexo Sertânia obtiveram idades entre 2.1 e 2.0Ga. (Santos *et al.* 2004). No entanto, Neves *et al.* (2009b) obtiveram dados geocronológicos recentes para metassedimentos correlacionados ao Complexo Sertânia, sugerindo idades máximas de deposição em 642Ma.

No subdomínio Rio Capibaribe, alguns *augen* ortognaisses de composição granítica (1.5Ga.) e metanortositos (1.7Ga.) foram interpretados como rochas de ambiente continental intraplaca de idade Paleo a Mesoproterozóica (Sá *et al.* 2002; Accioly *et al.* 2000).

Diversas idades U-Pb em zircão em torno de 1000-970Ma foram obtidas em rochas metavulcânicas e metaplutônicas do Subdomínio Alto Pajeú (Brito Neves *et al.* 1995; Van Schmus *et al.* 1995; Kozuch *et al.* 1997; Brito Neves *et al.* 2000; Kozuch (2003) e Medeiros (2004). Esse evento foi denominado inicialmente de Orogenia Cariris Velhos, embora evidências de metamorfismo associado a este evento ainda não tenham sido relatadas na literatura.

Segundo Neves *et al.* (2006) a idade de cristalização em torno de 626Ma de leucossomas de paragnaisses migmatíticos com idades de deposição de 665Ma e a idade Neoproterozóica (625Ma) de zircões magmáticos em camadas félsicas de ortognaisses bandados Paleoproterozóicos no Subdomínio Rio Capibaribe funcionaram como marcadores do evento metamórfico de alto grau no Ediacarano (610-630Ma), associado à Orogênese Brasileira. Esse evento metamórfico foi associado ao desenvolvimento da foliação de mergulho moderado a baixo observada no Domínio da Zona Transversal (Medeiros, 2004; Guimarães *et al.* 2004; Neves *et al.* 2005, 2006).

Dados geocronológicos e estruturais recentes demonstraram que o desenvolvimento das Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco foi posterior à intrusão de Plutons graníticos mais antigos do que 590Ma. (Guimarães e Silva Filho,

1998; Neves *et al.* 2000, 2004; Souza *et al.* 2006; Archanjo *et al.* 2008). Nesse sentido, o desenvolvimento das principais zonas de cisalhamento da zona Transversal foi posterior a deformação e metamorfismo regional em torno de 610-630Ma.

Uma versão simplificada das idades e/ou eventos ligados à evolução tectônica da Zona Transversal foi sintetizada na Tabela 3.1, visando uma melhor compreensão dos dados disponíveis na literatura.

Tabela 3.1. Dados disponíveis na literatura referentes à evolução tectônica da Zona Transversal da Província Borborema.

Eventos	Idades	Referências
<i>Formação de crosta Paleo proterozóica (rochas do embasamento) no Riaciano.</i>	2.2-2.1 Ga	Santos, 1995; Van Schmus <i>et al.</i> 1995; Brito Neves <i>et al.</i> 2000, 2001; Sá <i>et al.</i> 2002; Santos <i>et al.</i> 2004; Neves <i>et al.</i> 2006
<i>Evento metamórfico durante o Riaciano</i>	2.05-2.03 Ga	Neves <i>et al.</i> 2006
<i>Magmatismo pós-metamorfismo no Riaciano</i>	1.99-1.97 Ga	Neves <i>et al.</i> 2006
<i>Magmatismo intraplaca (anorogênico) no Estateriano</i>	1.7-1.5 Ga	Accioly <i>et al.</i> 2000; Sá <i>et al.</i> 2002
<i>Evento Cariris Velhos no final do mesoproterozóico início do Neoproterozóico</i>	1000-970 Ma	Brito Neves <i>et al.</i> 1995; Van Schmus <i>et al.</i> 1995; Kozuch <i>et al.</i> 1997; Brito Neves <i>et al.</i> 2000; Kozuch, 2003 e Medeiros, 2004).
<i>Evento metamórfico no Ediacarano concomitante ao desenvolvimento da foliação de mergulho moderado a baixo (Orogênese Brasileira)</i>	630-610 Ma	Medeiros, 2004; Guimarães <i>et al.</i> 2004 Neves <i>et al.</i> 2005, 2006
<i>Desenvolvimento das principais Zonas de Cisalhamento na Zona Transversal</i>	590-575 Ma	Neves <i>et al.</i> 2000, 2004; Souza <i>et al.</i> 2006; Archanjo <i>et al.</i> 2008