

# Transpressão: uma revisão

## TRANSPRESSION: A REVIEW

GIUSEPPE BETINO DE TONI<sup>1</sup> 

1 - UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA (UNIPAMPA), CAMPUS CAÇAPAVA DO SUL, CAÇAPAVA DO SUL, RS, BRASIL.

**Abstract: Introduction.** Transpressive deformation is a common characteristic at different orogens along plate convergent margins, as well as at other tectonic environments. Transpression represents a deformation that combined contraction and simple shear along strike and dip (thrust) of shear zones, with different proportions. **Objective and Methodology.** Fundamental concepts are revised in order to illustrate the transpressional deformation and the evolution of such concepts. The review is organized according to the historical perspective of the knowledge evolution after cumulative observations of natural examples and sophistication of theoretical mathematical models. **Results and Conclusion.** The relationship between transpression with some important orogenic aspects, as the syntectonic magmatism, strain partitioning and exhumation is discussed. Oblique or triclinic transpression models are considered the state of the art in this topic. A study case at the limit between foreland and hinterland of northern Dom Feliciano Belt (Santa Catarina, Brazil), where regional oblique transpressive deformation culminated in strain partitioning among structural domains, is presented to illustrate these concepts and relationships.

**Resumo: Introdução.** A deformação transpressiva é uma característica comum a diferentes orógenos, ao longo de margens convergentes de placas, e também em outros ambientes tectônicos. Transpressão representa a deformação por uma combinação entre contração e cisalhamento simples direcional e ao longo do mergulho (empurrão) de zonas de cisalhamento, em diferentes proporções. **Objetivo e Metodologia.** Este artigo é uma síntese de conceitos fundamentais para a compreensão da deformação transpressiva, assim como da evolução desses conceitos. A revisão é realizada sob uma perspectiva histórica da evolução do conhecimento, a partir do acúmulo de observações de exemplos naturais e sofisticação dos modelos teórico-matemáticos. **Resultados e Conclusão.** Aborda-se a relação entre a transpressão e alguns fenômenos orogênicos importantes, como o magmatismo sintectônico, a partição da deformação e a exumação. Os modelos de transpressão oblíqua ou triclínica são considerados o estado da arte neste tema. É apresentado um estudo de caso, como forma de ilustrar estes conceitos e relações, situado no limite entre antepaís e além-país no setor norte do Cinturão Dom Feliciano (Santa Catarina, Brasil), onde a deformação transpressiva oblíqua regional culminou na partição da deformação em domínios estruturais.

**Citation/Citação:** De Toni, G. B. (2024).

Transpressão: uma revisão. *Terraê Didática*, 20(Publ. Contínua), 1-19, e024007. doi: 10.20396/td.v20i00.8674325.



Artigo submetido ao sistema de similaridade

**Keywords:** Transpressive deformation, Strain partitioning, Transpression, Dom Feliciano Belt.

**Palavras-chave:** Deformação transpressiva, Partição da deformação, Transpressão, Cinturão Dom Feliciano.

**Manuscript/Manuscrito:**

Received/Recebido: 20/08/2023

Revised/Corrigido: 12/10/2023

Accepted/Aceito: 06/02/2024

Editor responsável: Celso Dal Ré Carneiro 

Revisão de idioma (Inglês): Hernani Aquini

Fernandes Chaves 



## Introdução

Zonas de deformação da litosfera tendem a se desenvolver preferencialmente ao longo e nas adjacências dos limites entre as placas que a compõem, onde a interação entre placas se dá em virtude dos seus deslocamentos relativos. Nestas regiões, vetores de deslocamento convergentes e divergentes oblíquos em relação aos limites e/ou zonas de deformação adjacentes são uma consequência inevitável do movimento das placas na superfície (aproximadamente) esférica do planeta (Dewey et al., 1998, Philippon & Corti, 2016). Esta tendência ao deslocamento oblíquo é ainda acentuada pela forma naturalmente irregular dos limites das placas.

A transpressão, segundo Dewey et al. (1998), é uma característica comum em praticamente todos

os segmentos de cinturões orogênicos colisionais, além de ocorrer em margens com subducção ativa, no prisma acrescionário, na bacia de ante-arco, no arco e no retro-arco contracional; em curvas de retenção (*restraining bends*) de zonas de cisalhamento transcorrentes intracontinentais; ou de limites transformantes; e em cinturões de ardósia, onde também ocorre perda de volume.

A deformação transpressiva combina elementos típicos de zonas de empurrão e de transcorrência, que se sobrepõem tanto no tempo quanto no espaço (Dewey et al., 1998, De Toni et al., 2020). Neste artigo são apresentados em forma de revisão os elementos definidores da transpressão (e transpressão) e a evolução desses conceitos ao longo das últimas décadas, considerando a retroalimentação

entre avanços teórico-matemáticos e a descrição de exemplos naturais, ambos cada vez mais complexos. É também considerada a relação da transpressão com alguns processos orogênicos considerados importantes, como a partição da deformação, o magmatismo sintectônico, a exumação e justaposição de diferentes níveis crustais. Por fim, aprecia-se o estudo de caso da Zona de Cisalhamento Major Gercino, limítrofe entre os domínios do Batólito Florianópolis e a Faixa de Dobramento Tijucas, setor norte do Cinturão Dom Feliciano, no Escudo Catarinense, sul do Brasil.

Cabe aqui ressaltar a importância do trabalho pioneiro de Dehler & Machado (2006), o qual se propôs a revisar os principais modelos de transpressão e transtração propostos até então. O referido trabalho teve um importante papel na introdução e difusão destes conceitos no Brasil, que carece de trabalhos sobre o tema em língua portuguesa. A presente revisão pretende se somar àquela iniciativa na tentativa de suprir parte desta lacuna.

## Transpressão

### Fundamentos conceituais e histórico da evolução dos modelos

O reconhecimento da convergência e divergência oblíquas entre placas litosféricas foi primeiramente reportado por Harland (1971). Este autor descreve estruturas de *thrust* e transcorrência sinistral em tilitos de Spitsbergen (extremo norte da Noruega) deformados na Orogênese Caledoniana, com estiramento de *boulders* da ordem de 5 a 10 vezes, paralelo ao eixo de dobras. Harland (1971) cunhou a terminologia transpressão e transtração para descrever os termos intermediários entre os movimentos relativos característicos dos três tipos de limites de placas consagrados: convergente, transcorrente/transformante e divergente.

Segundo Harland (1971), enquanto a transtração tende a se acomodar pela formação de estruturas discretas, como falhas escalonadas entre zonas de extensão, a transpressão, ao menos em seus estágios iniciais, tende a apresentar um caráter penetrativo, distribuindo-se como estruturas compressivas ao longo de zonas mais amplas (e.g. Egydio-silva et al., 2005). No modelo *simple transpression*, inicialmente (Fig. 1a) se formam dobras arranjadas *en échelon* (Fig. 1b), oblíquas em relação aos limites da zona transpressiva. Com a transpressão progressiva (Fig. 1c) os eixos das dobras

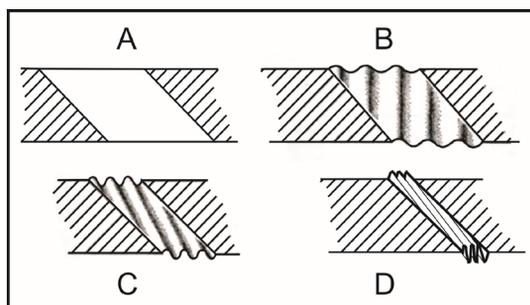


Figura 1. Modelo esquemático de uma zona transpressiva evoluindo no tempo por meio da formação de uma sequência de dobras com eixos oblíquos aos limites da zona. Os blocos rígidos (placas), que se aproximam numa direção paralela à base da figura, estão caracterizados pelo traçado diagonal. Em (a) observa-se o estado indeformado. O dobramento, nas fases iniciais, forma-se com os eixos perpendiculares à direção de encurtamento (b); com a contração progressiva (c) os eixos tendem a paralelizar-se com os limites da zona (d). Modificado de Harland (1971)

tendem a paralelizar-se com os limites da zona em estágios mais avançados da deformação progressiva, podendo ser confundidas como resultantes de compressão simples (Fig. 1d). O dobramento progressivo tende a formar dobras cada vez mais fechadas, verticalizando camadas incompetentes e descontinuidades, tendendo ao paralelismo com os limites da zona transpressiva. Esta é uma posição propícia para o desenvolvimento de componentes de transcorrência. Assim a compressão desenvolve as condições para o desenvolvimento de novas zonas de cisalhamento transcorrente. Um componente de alongação horizontal mais acentuado caracteriza o que este mesmo autor chamou de *shear transpression*, cuja deformação finita é uma combinação de compressão normal e movimento paralelo à direção da zona. Harland (1971) já alertava de que essa combinação poderia ser tanto simultânea e diferencialmente distribuída no espaço, como em sequência, sobrepondo-se temporalmente.

Sanderson & Marchini (1984) avançaram na compreensão da deformação tridimensional ao propor uma abordagem matemática do elipsoide de deformação finita, baseada em matrizes. Considerando a deformação homogênea de um volume constante dentro de uma zona de deformação, basal e lateralmente confinada e com a superfície livre, estes autores definem transpressão (Fig. 02a) como a deformação envolvendo encurtamento perpendicular à zona ( $\alpha^{-1}$ ), compensado por espessamento vertical ( $\alpha$ ) e acompanhado por cisalhamento transcorrente ( $\gamma$ ). A matriz que descreve estes compo-

$$\begin{array}{c|c|c}
 \mathbf{1} & \boldsymbol{\gamma} & \mathbf{0} \\
 \mathbf{0} & \mathbf{1} & \mathbf{0} \\
 \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{1}
 \end{array}
 \begin{array}{c|c|c}
 \mathbf{1} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\
 \mathbf{0} & \boldsymbol{\alpha}^{-1} & \mathbf{0} \\
 \mathbf{0} & \mathbf{0} & \boldsymbol{\alpha}
 \end{array}
 =
 \begin{array}{c|c|c}
 \mathbf{1} & \boldsymbol{\alpha}^{-1} & \boldsymbol{\gamma} & \mathbf{0} \\
 \mathbf{0} & \boldsymbol{\alpha}^{-1} & \mathbf{0} & \\
 \mathbf{0} & \mathbf{0} & \boldsymbol{\alpha} & 
 \end{array}$$

**Componente de cisalhamento simples (transcorrente)**     
**Componente de cisalhamento puro (contração)**     
**Transpressão**

nentes pode ser fatorada como a seguir:

A partir desta matriz, Sanderson & Marchini (1984) modelam uma série de elipsoides de deformação finita, em termos de comprimento relativo dos eixos e orientação, para diferentes valores de encurtamento e cisalhamento. Eles concluem que a forma do elipsoide de deformação varia de acordo com os valores de encurtamento, de forma que: para  $\boldsymbol{\alpha}^{-1} < 1$ , que é o componente de encurtamento da transpressão, ocorrem elipsoides oblato ( $k < 1$ ; onde  $k = (x/y - 1)/(y/z - 1)$ , segundo Fossen, 2012); para  $\boldsymbol{\alpha}^{-1} = 0$ , a deformação é plana ( $k = 1$ ,  $Y$  é constante); enquanto para  $\boldsymbol{\alpha}^{-1} > 1$ , que é o componente de extensão da transpressão, os elipsoides são prolato ( $k > 1$ ). Para a transpressão, eles preveem a formação de foliações verticais, com a possibilidade de inversão dos eixos  $X$  e  $Y$ , formando lineações ( $X$ ) verticais ou horizontais. Dobras e falhas de empurrão são esperadas em baixo ângulo de obliquidade em relação à direção da zona, enquanto estruturas extensionais ocorreriam em alto ângulo. Os autores alertam para o fato de que, havendo um componente transcorrente ( $\boldsymbol{\gamma} \neq 0$ ), seções balanceadas perpendiculares à zona não podem ser utilizadas para a determinação direta do encurtamento total.

Uma das maiores críticas ao modelo de Sanderson & Marchini (1984) é o fato de não considerar a possibilidade de cisalhamento simples ortogonal à direção da zona de cisalhamento. Isto é traduzido nas estranhas propriedades friccionais assumidas para as paredes da zona transpressiva (Schwerdtner, 1989), as quais não são reportadas em condições naturais. As propriedades de fricção anisotrópica permitem deslizamento vertical livre, sem transmissão de cisalhamento simples, ao passo que não admitem deslizamento horizontal livre, visto que transmitem a deformação nesta direção por meio de um componente de cisalhamento simples horizontal. Robin & Cruden (1994) traduzem estas características em um modelo físico, no qual as paredes teriam corrugações verticais perfeitamente

lubrificadas, permitindo deslizamento vertical livre (sem resistência) e promovendo a transmissão do cisalhamento horizontal via a resistência imposta pelas corrugações.

Ainda que o modelo apresentado por Sanderson & Marchini (1984) seja extremamente simplificado e contenha limitações, podemos considerá-lo o alicerce de todos os trabalhos posteriores sobre o tema. Desde então a abordagem teórico-matemática passou a evoluir juntamente com os conceitos e modelos análogos com a aplicabilidade dos modelos de transpressão em rochas naturalmente deformadas.

Cabe aqui distinguir os modelos baseados na deformação finita (Sanderson & Marchini, 1984) dos que consideram os sucessivos incrementos infinitesimais da deformação instantânea (Fossen & Tikoff, 1993, Robin & Cruden, 1994, Tikoff & Teyssier, 1994, Jones et al. 2004). A abordagem com base no elipsoide finito de deformação é puramente geométrica, tratando da soma total dos

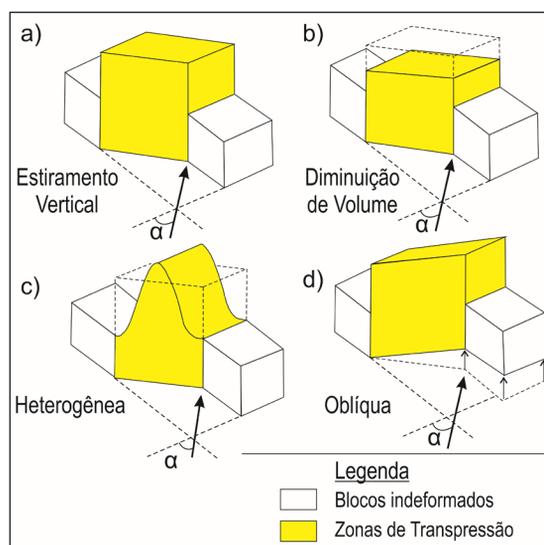


Figura 2. Modelos de deformação transpressiva ordenados aproximadamente em ordem cronológica de desenvolvimento, aumento de realismo e complexidade. (a) Modelo de Sanderson & Marchini (1984), com volume constante e deformação homogênea em uma zona vertical, onde o encurtamento horizontal perpendicular à zona é acomodado por extensão vertical. (b) Modelo de Fossen & Tikoff (1993), incluindo mudança de volume. (c) Modelo de Robin & Cruden (1994), considerando a deformação heterogênea a partir de um gradiente do deslocamento zero nas paredes da zona até extensão vertical máxima no seu centro. (d) Modelo de transpressão oblíqua de Robin & Cruden (1994) e Jones & Holdsworth (1998), considerando um cisalhamento simples oblíquo. Modificada de Dewey et al. (1998)

incrementos, portanto não considerando a trajetória de deformação. Já a consideração de incrementos sucessivos de fluxo tem o potencial de considerar a deformação nos seus diferentes estágios, sendo dependente do tempo e considerando a trajetória de deformação. Ao longo das últimas décadas, o modelo de transpressão originalmente proposto por Sanderson & Marchini (1984) (Fig. 2a) sofreu sucessivas modificações, sendo aprimorado por diversos autores no que tange às condições de contorno (Fig. 2), o que permitiu considerar: variações de volume (Fossen & Tikoff, 1993, Fig. 2b), estiramento lateral (Dias & Ribeiro, 1994, Jones et al., 1997), deformação heterogênea (Robin & Cruden, 1994, Fig. 2c), cisalhamento simples oblíquo (Robin & Cruden, 1994, Jones & Holdsworth, 1998, Fig. 2d), partição da deformação (Tikoff & Teyssier, 1994) e inclinação da zona (Jones et al., 2004, Fernandez & Díaz-Azpiroz, 2009).

Fossen & Tikoff (1993) apresentam uma matriz unificada com base na mecânica do contínuo. Esta matriz de deformação tem o potencial de comportar cisalhamento simples em até três direções perpendiculares, cisalhamento puro e mudança de volume simultâneos (Fig. 2b), e é capaz de analisar o elipsoide incremental e finito da deformação. Ao aplicar a matriz de deformação no estudo de situações de transpressão progressiva, utilizando os parâmetros e condições de contorno de Sanderson & Marchini (1984), Fossen & Tikoff (1993) discriminam sistemas transpressivos dominados por transcorrências, em que as lineações de estiramento ou de orientação mineral mudam de horizontal para vertical com a progressão da deformação, de sistemas altamente transpressionais, em que as lineações são sempre verticais. De forma geral, concluem que em sistemas transpressivos, a tendência das linhas é inicialmente rotacionar para a horizontal, e então tender à vertical com o acúmulo/progressão de deformação.

O significado de transpressão é discutido por Robin & Cruden (1994) ao contrapor dois sentidos vigentes. Segundo eles, transpressão do ponto de vista da Tectônica Regional, refere-se simplesmente ao deslocamento relativo entre duas regiões da litosfera adjacentes, combinando convergência e transcorrência (Harland, 1971). Um segundo sentido é encontrado do ponto de vista da Geologia Estrutural, no qual transpressão é definida como o que acontece a uma zona tabular submetida a cisalhamento e achatamento simultâneos, impostos pelas suas paredes. Segundo estes autores,

daí advém um problema de espaço, causado pelo confinamento basal e lateral da zona de cisalhamento planar. Este problema só pode ser superado por perda de volume ou por extrusão vertical de matéria. Com isto, os autores chamam a atenção para a diferença entre a aplicação indiscriminada de um conceito ou modelo, e para a necessidade emergente de criticá-lo, reanalizando suas definições e parâmetros continuamente com o objetivo de aperfeiçoá-lo.

Estes autores propõem um modelo sofisticado, intitulado transpressão oblíqua (Fig. 2d). Este modelo contempla a possibilidade de o componente de cisalhamento simples ao longo do plano vertical ser oblíquo. Este cisalhamento simples oblíquo pode ser fatorado em um componente transcorrente (ao longo do eixo X, contido no plano XY, definido pelos eixos X e Y do elipsoide de deformação) e outro de empurrão (ao longo do eixo Z, contido no plano YZ), como na equação

$$\begin{array}{c|c|c|c}
 \begin{array}{ccc} 1 & \gamma_{xy} & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{array} & \begin{array}{ccc} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & \gamma_{zy} & 1 \end{array} & \begin{array}{ccc} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{array} & = & \begin{array}{ccc} 1 & \gamma_{xy} \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & \gamma_{zy} \alpha^{-1} & \alpha \end{array} \\
 \text{Cisalhamento} & \text{Cisalhamento} & \text{Cisalhamento} & & \text{Transpressão} \\
 \text{simples em xy} & \text{simples em yz} & \text{puro em yz} & & \text{Oblíqua} \\
 \text{(transcorrente)} & \text{(empurrão)} & \text{(contração)} & & 
 \end{array}$$

abaixo (proposta por Jones & Holdsworth, 1998).

Outra característica importante da construção do modelo de Robin & Cruden (1994) é a heterogeneidade da deformação, derivada da base matemática da mecânica do contínuo, que considera que a rocha “transpressionada” tem uma reologia com variação linear de viscosidade, a qual diminui em direção ao centro da zona (Fig. 2c). Eles comparam este modelo com duas situações de zonas transpressivas observadas em campo: a Zona Milonítica Proterozoica do sudoeste da Suécia, que afeta granitos e gnaisses orto- e para-derivados, onde se observa a transição gradual entre indicadores de movimento de cavalgamento (foliações, lineações e indicadores cinemáticos) na margem abatida da zona (“muro”) e transcorrentes sinistrais na margem soerguida (“teto”); e a Zona de Deformação Arqueana Larder Lake-Cadillac, no Canadá, que afeta rochas supracrustais, onde indicadores cinemáticos destrais são vistos em planta, porém a lineação é frequentemente subvertical.

A modelagem numérica destes autores resulta em elipsoides de simetria triclínica, o que significa

que o vetor de vorticidade (o eixo em torno do qual as partículas da rocha deformada rotacionam) não é necessariamente paralelo com nenhuma das direções principais do elipsoide de deformação. Traduzindo em termos práticos, duas consequências impactantes da simetria triclinica da deformação são a predição de variações sistemáticas na intensidade e orientação de lineações, e a possibilidade de que indicadores cinemáticos ocorrerão em outros planos além do XZ. Estas conclusões explicam satisfatoriamente os exemplos estudados pelos autores. Além disso, o caráter heterogêneo da deformação imposta no modelo de Robin & Cruden (1994) também trouxe à luz a possibilidade da partição cinemática desta deformação de simetria triclinica, a qual poderia gerar distintamente domínios ora de simetria aparentemente monoclinica, ora triclinica.

Nos modelos de transpressão em que o cisalhamento simples é estritamente horizontal (*transcurrent' transpression*), a distribuição da trama é simétrica com relação ao centro da zona, independente da profundidade (Fig. 3). Um domínio de achatamento ( $k < 1$ ) é descrito no centro da zona, enquanto as suas bordas são invariavelmente caracterizadas por deformação plana ( $k = 1$ ). Em um modelo considerando o cisalhamento oblíquo, a um ângulo de  $75^\circ$  com a direção do plano, os autores demonstram uma clara assimetria na distribuição das tramas, bem como uma grande dependência da sua geometria, intensidade e simetria (monoclinica/triclinica; relação do vetor de vorticidade com os eixos do elipsoide) para com a profundidade da zona que é observada, e em menor grau, para com a distância das margens da zona (Fig. 4).

A partição da deformação em zonas transpressivas foi estudada por Tikoff & Teyssier (1994), ao modelar deformações homogêneas considerando um tensor com gradientes de velocidades em três dimensões para diferentes ângulos de convergência, o que permitiu a diferenciação entre casos de transpressão dominados por transcorrência e por cisalhamento puro. Neste modelo é ilustrada a relação existente entre o ângulo de convergência das placas com relação aos seus limites, assim como os eixos do elipsoide de deformação instantânea e de deformação finita, demonstrando que os elipsoides instantâneo e finito não são coincidentes. Isto significa que não há uma relação geométrica necessariamente direta entre a deformação imposta num dado momento e as estruturas formadas durante períodos prolongados, as quais acumulam sucessivos incrementos de deformação (estruturas

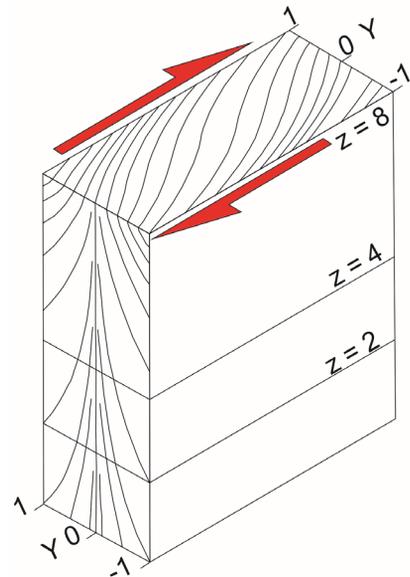


Figura 3. Bloco diagrama resultante de modelagem de transpressão dominada por transcorrência, feito com ângulo de convergência de  $0^\circ$  e uma razão "press/trans" = 0,1. Traços no bloco diagrama ilustram os traços de foliação em uma seção vertical e em planta. Z = altura relativa; Y = distância relativa do centro da zona. Modificada de Robin & Cruden (1994)

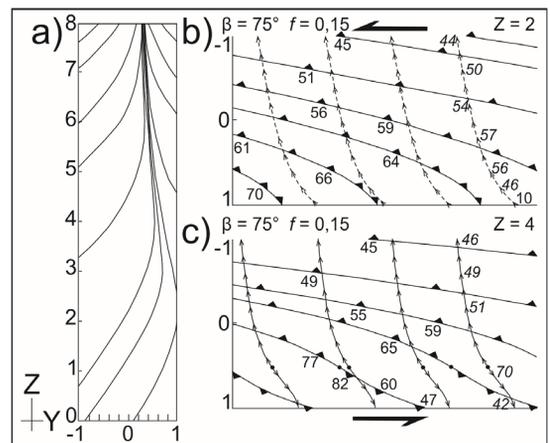


Figura 4. Resultados de modelagem de uma zona transpressiva oblíqua com parâmetros de modelamento: razão "press/trans" = 0,15; e obliquidade de  $75^\circ$  para o componente de cisalhamento simples. (a) Traços de foliação visto em uma seção vertical perpendicular à zona (plano cartesiano YZ). O bloco abatido corresponde ao valor -1 no eixo Y. (b) e (c) Vistas em planta desta mesma zona, cortadas nas alturas relativas de Z = 2 (b) e 4 (c). Linhas contínuas representam os traços da foliação, enquanto linhas pontilhadas representam lineações. Valores de mergulho e caimento são ilustrados. É notável a assimetria da distribuição e a variação de atitudes, que numa mesma seção passam de transcorrência para empurrão. Modificado de Robin & Cruden (1994)

da trama plástica, como foliações e lineações, ou mesmo falhas e zonas de cisalhamento de escala crustal). Em outras palavras, nestes casos, os eixos de deformação finita X, Y e Z não são diretamente correlacionáveis aos respectivos eixos de tensão  $\sigma_3$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_1$ . Eles ainda quantificaram a eficiência de falhas na partição cinemática da deformação em termos do campo de deslocamento. Para a aplicação dos resultados do modelo numérico, os autores utilizaram os exemplos da Falha de San Andreas (Califórnia), a qual apresenta uma grande quantidade de partição do campo de deslocamento (com rejeitos direcionais da ordem de 30 a 35 mm/ano), e a Grande Falha de Sumatra, a qual apresenta um rejeito pequeno (em torno de 6 mm/ano na porção sul), portanto, representando uma quantidade pequena de partição cinemática da deformação.

Contrariando os seus contemporâneos, que argumentavam que a partição da deformação seria causada pela partição das tensões em regiões enfraquecidas (falhas) da crosta rígida (Zoback & Healy, 1992), Tikoff & Teyssier (1994) defendem que a partição da deformação em estruturas paralelas e perpendiculares aos orógenos é, em última instância, resultado do movimento relativo entre as placas e do ângulo com que este movimento se dá. Aprofundando os conceitos de transpressão dominada por transcorrência e por cisalhamento puro, propõem o parâmetro  $\theta$ , que é o ângulo entre o eixo horizontal máximo do elipsoide incremental de deformação e a margem das placas ou limite da zona. Assim, postulam uma transição entre os regimes *wrench dominated* e *pure-shear dominated* com limiar no número de vorticidade  $W_k = 0,81$  (Fossen & Tikoff, 1993) e  $\theta = 35^\circ$ , o qual corresponde ao ângulo ( $\alpha$ ) de  $20^\circ$  para a convergência oblíqua entre as placas.

Segundo os autores, apoiados em modelos físicos análogos (Pinet & Cobbold, 1992), estruturas relacionadas à cinemática dominante se formariam em resposta a deformação instantânea (elipsoide infinitesimal), porém não estariam em posição favorável a acomodar a deformação finita transpressiva, imposta pelas condições de contorno (convergência oblíqua entre as placas). Por isso, em ambos tipos de transpressão, tanto falhas de empurrão quanto transcorrentes tendem a formar-se e a ser ativas simultaneamente. O efeito do componente de cisalhamento puro é registrado em deformação interna, espessamento e soerguimento topográfico. O efeito do componente de cisalhamento simples pode ser particionado entre deformação interna

e deslizamento ao longo de falhas transcorrentes discretas. Para qualquer que seja o componente transcorrente particionado em falhas discretas, a vorticidade da zona transpressiva adjacente decresce (tornando-se mais contracional), visto que a formação de falhas transcorrentes discretas absorve parte do componente transcorrente do modelo de transpressão homogêneo (Tikoff & Teyssier, 1994). Desta forma é possível comparar quantitativamente de forma direta o ângulo de convergência das placas com relação aos seus limites ( $\alpha$ ) e o parâmetro  $\theta$  observado com a porcentagem de deslocamento particionado em falhas transcorrentes. Os autores concluem que a partição da deformação é causa das falhas transcorrentes de sistemas transpressivos (independente da sua eficiência), e não o contrário.

Entretanto, o fator controlador da partição entre as falhas transcorrentes e os domínios transpressivos adjacentes é discutível. Na opinião dos autores isto pode também ser controlado pelo limiar ( $20^\circ$ ) entre a transpressão dominada por transcorrência e por cisalhamento puro. Esta hipótese abre a discussão sobre o grau de acoplagem mecânica entre os blocos adjacentes às falhas. Tikoff & Teyssier (1994) sustentam a opinião de que existe um grau de acoplagem importante, refletido na consistência da obliquidade das estruturas observadas a até 300 km de distância das falhas estudadas na Califórnia e em Sumatra. A acoplagem pode ser devida à presença de um manto litosférico resistente, o qual sofre os efeitos do cisalhamento de forma penetrativa (Molnar, 1992, Vauchez & Nicolas, 1991, Tikoff et al., 2002) (Fig. 5).

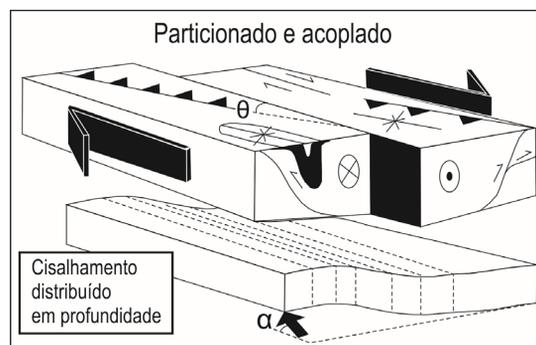


Figura 5. Cartoon ilustrando a partição cinemática da deformação em domínios contracionais separados por uma falha transcorrente discreta. A partição da deformação na crosta superior é controlada pela movimentação das placas em um sistema em que ambos os blocos adjacentes à falha estão mecanicamente acoplados devido ao cisalhamento distribuído em profundidade. Modificado de Tikoff & Teyssier (1994)

O modelo de transpressão inclinada (Fig. 6) apresentado por Jones et al. (2004), assim como na transpressão oblíqua, é definido em termos de contração, *strike-slip* e *dip-slip* simultâneos, porém, ocorre entre paredes paralelas não verticais. Desenvolvido a partir de modelagem numérica, o modelo é aplicado no estudo de uma zona de transpressão inclinada exposta em Eyemouth, SE da Escócia, a qual afeta uma sequência supracrustal e apresenta importante partição da deformação (Holdsworth et al., 2002). Todas as demais condições de contorno modeladas seguem as mesmas definidas por Sanderson & Marchini (1984): deformação homogênea, volume constante e confinamento lateral e basal. Em termos da matriz de deformação, a transpressão inclinada é expressa da mesma forma que a transpressão oblíqua. O autor fez uso da abordagem de Fossen & Tikoff (1993), a qual admite cisalhamento puro e simples simultâneos, e pode ser escrita da seguinte maneira:

$$\begin{vmatrix} 1 & \gamma_{xy}(1-\alpha_z^{-1})\ln(\alpha_z) & 0 \\ 0 & \alpha_z^{-1} & 0 \\ 0 & \gamma_{zy}(1-\alpha_z^{-1})\ln(\alpha_z) & \alpha_z \end{vmatrix}$$

Diferentes situações em termos de orientação do vetor movimento com relação à direção da zona ( $\beta$ , com valores de 10°, 20°, 40° e 70°) e ângulo de mergulho da zona ( $\delta$ , entre 5° e 80°) são previstas. Para cada uma, diferentes quantidades de encurtamento (S) são avaliadas, marcando a progressão da deformação em trajetórias plotadas em diagramas de Flinn (ver Fig. 3 de Jones et al., 2004). A comparação entre as situações modeladas permite formular uma série de considerações sobre a transpressão inclinada. Para Jones et al. (2004),  $\beta$  tem um efeito marcante na forma do elipsoide finito, visto que para valores muito baixos ou muito altos do ângulo de convergência, as zonas adquirem características semelhantes à *strike-slip* e *overthrusting*, respectivamente. Já  $\delta$  adquire maior influência quando os mergulhos são menores do que 30-40°.

Ao plotar em estereogramas a posição dos três eixos do elipsoide finito durante a progressão da deformação (ver Fig. 4 de Jones et al., 2004), Jones et al. (2004) observam que estes são oblíquos aos limites da zona e que mudam de orientação com o encurtamento progressivo. Isto é atribuído a presença de um componente de vorticidade em torno dos 3 eixos, o qual caracteriza a deformação total

resultante como de simetria triclínica. Daí resulta uma característica emergente do modelo de transpressão triclínica, que é a variação de orientação do eixo X (lineação) com a progressão da deformação (acúmulo de encurtamento). Para algumas trajetórias de deformação, X permanece praticamente paralelo à direção ou ao mergulho durante grandes quantidades de encurtamento progressivo, mas para a maioria das trajetórias previstas o ângulo de caimento de X muda significativamente durante a deformação (ver Fig. 5 de Jones et al., 2004). Esta característica é notável quando a deformação é caracteristicamente transpressiva (ambos componentes significantes). Por outro lado, quando  $\beta$  é muito baixo ou muito alto, a geometria da zona tende a um dos componentes extremos, transcorrência ou empurrão. Nestes casos, o eixo intermediário do elipsoide finito de deformação (Y) é relativamente constante durante a deformação progressiva, resultando em uma deformação de simetria aparentemente monoclínica. Para algumas trajetórias o eixo X atinge alto caimento enquanto a deformação se acumula, enquanto noutras acontece o oposto. Em alguns casos (e.g.  $\beta = 10^\circ$ ,  $\delta = 50^\circ$ ), X inicia com alto caimento, progride para baixos caimentos, e então retorna a ser íngreme (ver Fig. 4 de Jones et al., 2004).

Segundo Jones et al. (2004), a não ser que a partição da deformação em domínios seja 100% efetiva, a foliação tectônica resultante da deformação transpressiva tende a apresentar uma direção e um mergulho não-paralelos aos limites da zona transpressiva (Fig. 6). A direção da foliação geralmente estará à esquerda da direção da zona quando esta tiver uma cinemática dextral/horária, refletindo o componente transcorrente horário da deformação, com a tendência de rotacionar em direção ao paralelismo com a zona. Já o mergulho apresentado, geralmente será superior ao da zona, cuja tendência de rotação ao paralelismo reflete o componente não-coaxial de empurrão. O autor alerta para o fato de que em determinadas situações podem ocorrer mergulhos de foliação para o quadrante oposto do mergulho da zona.

Lineações de estiramento podem variar muito em orientação, com a possibilidade de obliquidade (*rake*) praticamente entre 0° e 90°. Lineações próximas destes extremos podem sugerir a partição da deformação em domínios monoclínicos, enquanto lineações de obliquidade intermediária são correlacionáveis com simetrias de deformação triclínica. De qualquer forma, interpretações real-

mente confiáveis do estado finito da deformação são obtidas quando é possível observar os limites bem definidos da zona transpressiva, e as estruturas documentadas podem ser comparadas com a sua orientação. A simetria triclínica da deformação é reconhecida quando o ângulo entre as lineações de estiramento e de intersecção (entre os planos de foliação e do limite da zona) é medido ao longo do plano de foliação, e não for nem  $0^\circ$ , nem  $90^\circ$  (Fig. 6). Se os limites da zona podem ser delineados, esta é uma relação diagnóstica, mesmo que a zona como um todo tenha sofrido basculamento ou retrabalhamento.

O autor chama a atenção para o fato de que na crosta média ou inferior, os fatores litológicos e ambientais (P, T, taxa de deformação, mineralogia, tamanho de grão, etc.) condicionam uma reologia que permite a reorientação progressiva da trama, a qual pode traduzir as predições do modelo, ao menos para taxas de deformação moderadas. Com o aumento da deformação, é possível que a foliação deixe de representar o plano XY do elipsoide finito de deformação, visto a possibilidade do desenvolvimento de tramas secundárias e o aumento da heterogeneidade/complexidade da deformação (Lister & Williams, 1983, Goodwin & Tikoff, 2002). Segundo Jones et al. (2004), neste contexto, podem surgir estruturas de campo enigmáticas. Ainda que evidências de tramas iniciais e sua rotação progressiva possam ser obliteradas pela progressão da deformação, indicações da rotação tridimensional progressiva dos eixos do elipsoide de deformação podem ser buscadas em: relações de corte, crenulações, tramas secundárias, rotações de porfiroblastos e porfiroclastos, padrões de veios, diferenças nas orientações das lineações em zonas de alta e baixa deformação, evolução de dobras convolutas (rotação de eixos e desenvolvimento de dobras curvo-lineares), fraturamento polimodal, dados de estrias de falhas mostrando múltiplas fases de deslocamento, etc. (Dewey et al. 1998).

Dentre as decorrências do modelo de transpressão inclinada (Fig. 7), está o fato de que, devido a não coaxialidade dos componentes transcorrentes e de empurrão, tanto seções cortadas paralelas aos planos XZ quanto YZ apresentarão indicadores cinemáticos assimétricos (e.g. Andrade et al., 2021). Mesmo dentro do plano de foliação (XY) poderão ocorrer evidências de não coaxialidade, desenvolvidas em função do realinhamento da lineação (X) durante a deformação progressiva. Um exemplo de lineações de estiramento com variação gradual de

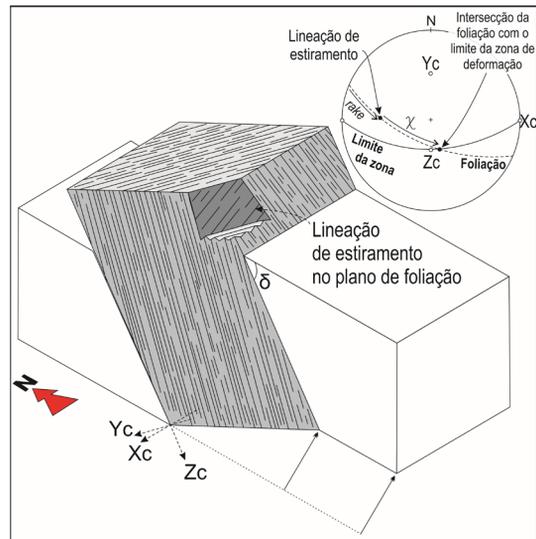


Figura 6. Orientações típicas para foliação e lineação no modelo de transpressão inclinada. A direção da foliação é oblíqua em relação aos limites da zona, estando à direita, indica a cinemática sinistral da zona. O mergulho da foliação em geral é maior que o dos limites da zona, devido ao componente de cisalhamento simples de empurrão, que na figura (a) indica topo para o norte.  $\chi$  é o ângulo entre a lineação de intersecção dos planos de foliação e limite da zona e a lineação de estiramento medido no plano de foliação, que para deformações de simetria triclínica varia entre  $0^\circ < \chi < 90^\circ$ . O mergulho da zona é representado por  $\delta$ . Xc, Yc e Zc representam os eixos cartesianos da zona de cisalhamento inclinada, Xc é a sua direção, Yc é seu polo e Zc é paralelo ao mergulho da zona. Modificada de Jones et al. (2004)

obliquidade (“lineações em leque”) em ortognaisses granulíticos do Complexo Várzea do Capivarita, no Bloco Encruzilhada (Martil et al., 2011, 2017, De Toni et al., 2021), é apresentada na Figura 8.

O quanto indicadores assimétricos se desenvolverão em superfícies de diferentes orientações depende da trajetória de deformação experienciada pela rocha, a qual pode proporcionar rotações relativamente simples ou complexas, com mudanças de orientação dos três eixos do elipsoide finito de deformação em relação ao elipsoide de deformação instantâneo, e mesmo mudanças no sentido da vorticidade ao longo da trajetória. O quanto a vorticidade estará registrada em indicadores cinemáticos assimétricos também depende da reologia da rocha e dos processos deformacionais atuantes. O constante realinhamento do vetor de vorticidade finita e do elipsoide finito de deformação, e o seu desalinhamento com o elipsoide instantâneo de deformação, podem favorecer a partição da deformação (Tikoff & Teysier, 1994).

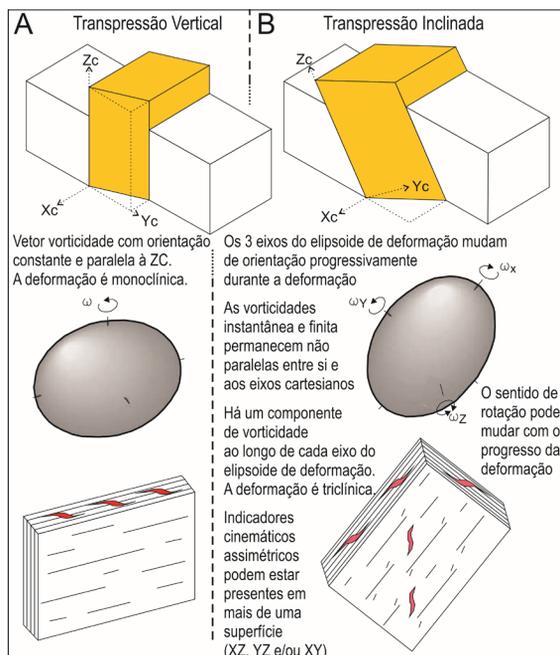


Figura 7. Indicadores cinemáticos, vorticidade e simetria da deformação. (a) Transpressão vertical idealizada por Sanderson & Marchini (1984). A rotação ocorre em torno do eixo vertical, o que não causa mudanças de orientação com a progressão da deformação. O vetor de vorticidade instantânea é sempre paralelo ao eixo de vorticidade finita e a um dos eixos do elipsoide de deformação finita (EDF). A deformação tem simetria monoclinica e indicadores cinemáticos assimétricos são visíveis apenas em um plano. (b) Transpressão inclinada proposta por Jones et al. (2004). Existe um componente de vorticidade atuante em torno dos três eixos do EDF. Portanto, os três eixos mudam de orientação durante a deformação progressiva, e os eixos de vorticidade instantânea e a rotação finita não estão alinhados. A deformação é triclinica, e para algumas trajetórias de deformação, indicadores cinemáticos assimétricos podem ser observáveis em seções paralelas ou perpendiculares ao eixo máximo do EDF e mesmo dentro do plano de foliação. Modificada de Jones et al. (2004)

Outra decorrência do modelo de transpressão inclinada é o fato de que um componente de movimento normal é uma característica inerente. Enquanto um dos limites da zona (o “muro”) tem um robusto componente de empurrão, para dar conta da extrusão vertical de matéria devida à contração, o outro limite (“teto”) apresenta localmente um componente de movimento normal. Desta forma, falhas ou zonas de cisalhamento normais podem estar intimamente relacionadas a processos de encurtamento e espessamento crustais. Portanto, a presença de falhas normais não implica contextos tectônicos extensionais, como indicam por exemplo alguns *detachments* de baixo ângulo e cinemática

normal reportados nos Himalaias, dentre eles o *South Tibetan Detachment System* (Burchfiel et al., 1992, Mukherjee, 2013).

Um último modelo foi apresentado por Fernandez & Díaz-Azpiroz (2009), intitulado transpressão triclinica com extrusão inclinada, partindo de pressupostos muito semelhantes aos de Jones et al. (2004). A transpressão triclinica acontecerá quando nenhum dos eixos principais do elipsoide de deformação for estritamente paralelo ao vetor de vorticidade. Segundo os autores, o plano normal ao vetor de vorticidade será aquele em que a rocha apresentará a máxima assimetria, geralmente concentrando a distribuição alinhada dos polos de foliações, com desvio inferior a 5°. O ângulo ( $\zeta$ ) entre a direção de cisalhamento simples e a direção de extrusão é um dos principais parâmetros controlando a trama final, com elipsoides de deformação plana para  $\zeta < 40^\circ$  e tendência a elipsoides oblatos com  $\zeta > 40^\circ$ . Este modelo prevê diversos padrões de distribuição de lineações para diferentes situações envolvendo as direções de cisalhamento simples e extrusão e o ângulo entre elas, incluindo distribuições ao longo de guirlandas completas, quando a direção de extrusão desviar menos de 30° em relação à vertical. O modelo de Fernandez & Díaz-Azpiroz (2009) também confirma a tendência de reorientação dos componentes da trama com a deformação progressiva já observada por Jones et al. (2004) e trabalhos anteriores. Um protocolo de estudos para situações de transpressão

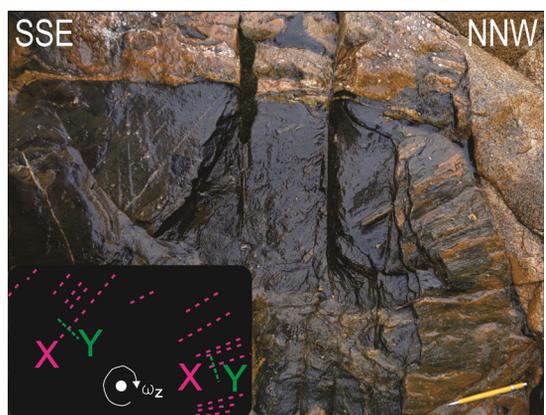


Fig. 8. Vista do plano XY, com lineações de estiramento dispostas “em leque” em gnaisse granulíticos do Complexo Várzea do Capivarita, no Bloco Encruzilhada (Martil et al., 2011, 2017, De Toni et al., 2021). As lineações em leque sugerem uma reorientação de X dentro do plano XY, típica da transpressão triclinica (segundo Jones et al., 2004, Fernandez & Díaz-Azpiroz, 2009)

triclínica é proposto por Fernandez et al. (2013), testando o modelo de transpressão triclínica com extrusão oblíqua em dois estudos de caso. Posteriormente o protocolo de análise foi adaptado com sucesso para zonas de cisalhamento rúptil-dúctil com transpressão triclínica (Díaz-Azpíroz et al., 2014), assim como para zonas transpressivas com deformação ativa (Alonso-Henar et al., 2020). Para tanto, é necessário que se conheçam os limites da zona de cisalhamento (orientação), assim como a orientação da trama, e sugere-se sempre que possível também utilizar dados quantitativos da deformação da rocha (e.g. análise da vorticidade: Xypolias, 2010).

### Heterogeneidade e partição da deformação

A partição da deformação pode ser conceituada como a decomposição física da deformação em distintos componentes por meio das diferentes escalas espaciais, do micro ao mega (Fossen, 2012). O fenômeno de partição da deformação pode distribuir a deformação transpressiva heterogênea em domínios estruturais relativamente homogêneos que coexistam lateralmente (e.g. Holdsworth et al., 2002) ou verticalmente (e.g. Vanderhaeghe et al., 1999), e depende fundamentalmente da obliquidade da convergência (Tikoff & Teysier, 1994, Robin & Cruden, 1994).

A deformação das rochas é geralmente heterogênea. Domínios homogêneos são encontrados quando delimitamos arbitrariamente uma escala e um volume de rocha a ser analisado. Gradientes de deformação em zonas de cisalhamento são comuns, com um aumento de intensidade em direção ao centro das zonas (Robin & Cruden, 1994), assim como a sua flutuação entre zonas de baixa deformação intercaladas com zonas anastomosadas de alta deformação (Ramsay, 1967, Girard, 1993).

Como grande parte dos mecanismos de deformação das rochas tende a transmitir ou propagar anisotropias, principalmente durante as fases iniciais de deformação, as heterogeneidades prévias ou adquiridas afetam a forma como a deformação incremental é resolvida (Goodwin & Tikoff, 2002). Portanto, mesmo que as condições de contorno sejam favoráveis à deformação inicialmente homogênea, é natural que a complexidade dos sistemas cisalhados aumente com a progressão da deformação, e em última instância, com o tempo.

A partição da deformação ocorre quando a deformação total imposta em uma dada escala propaga-se pelas escalas inferiores de forma a dis-

sipar-se de forma compartimentada em domínios ou entre os constituintes do sistema deformado. A partição pode se dar em termos de intensidade, mecanismos e/ou cinemática. A deformação total em sistemas transpressivos geralmente tem seus constituintes cinemáticos particionados em domínios, onde estruturas de geometrias contrastantes são desenvolvidas.

A partição, assim como a transpressão, ocorre naturalmente em qualquer escala, como por exemplo: quando dois porfiroclastos se aproximam e a matriz fina, espremida entre eles escapa absorvendo a deformação; ou quando uma unidade ou litologia incompetente é comprimida entre duas unidades mais competentes; ou quando observamos uma faixa orogênica delimitando o contato entre duas entidades cratônicas, tendo absorvido e concentrado a deformação resultante da sua colisão. Em todos estes exemplos buscamos uma justificativa no contraste reológico para a partição da deformação, a qual ocorre em resposta a anisotropias estruturais, sejam elas iniciais ou induzidas pela deformação (Jones & Tanner, 1995). Desta forma, a reativação de estruturas facilita a partição. A progressão da deformação, a imposição de sucessivos incrementos deformacionais acompanhados da rotação dos eixos e o não paralelismo dos elipsoides finito e incremental são fatores que propiciarão a formação de estruturas distintas, orientadas de forma conveniente a resolver os distintos componentes da deformação total, mesmo em uma massa rochosa inicialmente homogênea. Tikoff & Teysier (1994) sugerem que a partição é especialmente facilitada onde o ângulo de convergência/divergência é inferior a 20°, devido ao não paralelismo dos eixos dos elipsoides finito e incremental.

Um método gráfico de representação e análise da partição da deformação triclínica intitulado “triângulo de deformação” (Fig. 9) é apresentado por Jones et al. (2004). As pontas do triângulo representam os componentes de movimento isolados, os quais compõem a matriz de deformação (contração, transcorrência e empurrão). As arestas do triângulo são combinações entre dois destes três extremos, e a área dentro do triângulo representa uma transpressão oblíqua ou inclinada. Ainda que plotar a posição de estruturas ou domínios estruturais no triângulo de deformação seja uma abordagem qualitativa, é uma forma eficiente de avaliação e demonstração da partição da deformação de regiões submetidas à transpressão/transração (Holdsworth et al., 2002, Zibra et al., 2014, De Toni et al., 2020, Ebrahimi et

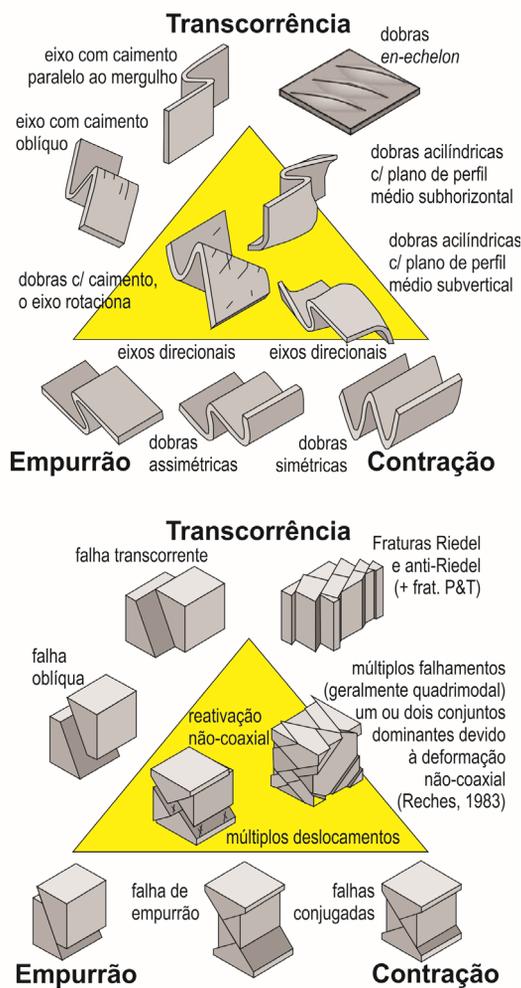


Figura 9. O triângulo de deformação e o significado cinemático de estruturas individuais tipicamente encontradas em zonas de transpressão oblíqua ou inclinada, tanto em contextos de deformação dúctil (acima), quanto rútil (abaixo). Modificado de Jones et al. (2004)

al., 2021). Jones et al. (2004) ainda chama a atenção para o fato de que há uma tendência natural da partição da deformação transpressiva ocorrer em domínios de transcorrência e contração não-coaxial. Mais recentemente, uma abordagem quantitativa da plotagem do triângulo de deformação, considerando os parâmetros de vorticidade ( $W_k$ ) e obliquidade do vetor convergência, foi proposta por Díaz-Azpiroz et al. (2014).

### Transpressão e magmatismo sintectônico

Em regiões onde ocorre amplo magmatismo sintectônico, como em contextos de arco magmático (Robin & Cruden, 1994, Saint Blaquet et al., 2011) ou de magmatismo tardi- a pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 2000, Romeo et al., 2006,

Zhang et al., 2012, Zibra et al., 2014, Andrade et al., 2021), é esperado que ocorra a facilitação da partição da deformação, devido ao contraste de viscosidade entre o magma e suas encaixantes.

A relação entre zonas de cisalhamento e magmatismo sintectônico é vastamente documentada e debatida na literatura (Paterson et al., 1989, Zibra et al., 2012). Relações de causa e efeito são argumentadas de ambos os lados, como a focalização da migração de magmas ao longo de zonas de cisalhamento (Brown, 1994) *vs.* a concentração de deformação sobre corpos magmáticos parcialmente cristalizados (Tommasi et al., 1994, Neves et al., 1996). Brown & Solar (1998) propõem de forma conciliadora que estes sejam pontos de vistas distintos, mas não excludentes, de um processo de retroalimentação. Destaca-se a importância de rochas magmáticas sintectônicas como bons marcadores temporais da progressão da deformação transpressiva (e.g. Florisbal et al., 2012, Zhang et al., 2012).

Mais recentemente, Saint Blaquet et al. (2011) defendem que existe uma correlação entre o tamanho/volume dos corpos magmáticos e o seu tempo de construção. Segundo estes autores, corpos magmáticos grandes, da ordem de  $10.000 \text{ km}^3$ , podem registrar até 10 Ma de atividade magmática, o que permite estabelecer relações de *feedback* com processos tectônicos. Corpos magmáticos pequenos, com cerca de até  $1.000 \text{ km}^3$ , não registram mais do que 1 Ma de atividade magmática, tendo limitado registro de processos geotectônicos de larga escala, e sendo condicionados pelas relações entre a dinâmica magmática e o contexto geológico local.

Zibra et al. (2014) descrevem a construção de um plúton sintectônico à uma zona de cisalhamento transpressiva inclinada de idade arqueana, a partir de pulsos sucessivamente mais diferenciados, que duraram um total 20 Ma. A partição cinemática da deformação entre encaixantes (tectonitos máficos) e intrusivas (tectonitos félsicos) registrou nas encaixantes um predomínio de contração combinada com empurrão, enquanto as intrusivas absorveram a maior parte da transcorrência. As encaixantes apresentam geometria sinclinal em ambas as margens do plúton, relacionada a um *detachment* superior e a um empurrão inferior, o que permitiu a ascensão do plúton.

Brown & Solar (1998, 1999) avaliam o papel de zonas de cisalhamento em orógenos e a suas relações de retroalimentação com o magmatismo de um ponto de vista sistêmico. Os autores consideram cinturões orogênicos como sistemas longe

do equilíbrio, e cinturões e zonas de cisalhamento como estruturas dissipativas, que junto com o magmatismo, são expressões da auto-organização e do aumento de ordem e complexidade desses sistemas. Segundo eles, em cinturões orogênicos existem dois mecanismos eficientes para a migração de líquidos magmáticos, ambos guiados pela direção de alongação máxima do elipsoide finito de deformação ao longo de estruturas tectônicas. O fluxo percolativo de líquidos ocorre por meio de seu bombeamento por microestruturas e estruturas de meso-escala. Se a pressão do líquido aumenta suficientemente, ocorre a fragilização do sistema e o fraturamento causa a transferência de *melt* por fluxo canalizado.

Com base neste modelo, Brown & Solar (1998) propõem uma distinção no padrão estrutural desenvolvido em granitos sintectônicos em zonas de cisalhamento transcorrentes e de empurrão. Onde o eixo finito de alongação máxima é (sub-) horizontal, o desenvolvimento de estruturas do tipo S-C é comum, atestando a ascensão concomitante a deformação. Em orógenos predominantemente contracionais, com deslocamentos inversos (empurrão), o eixo finito de alongação máxima tende ao paralelismo com o mergulho das zonas de cisalhamento. Isso facilita a migração vertical dos magmas, governada pela sua diferença de densidade com relação às encaixantes, e inibe o aumento excedente da pressão do líquido, o que permite a eficiência do fluxo percolativo.

Brown & Solar (1999) documentam a participação da deformação em migmatitos que intercalam domínios com tramas  $S > L$  e  $L > S$ . Os migmatitos  $S > L$  apresentam estruturas estromáticas (bandas concordantes de granitos intercalam-se com o bandamento metamórfico) sugestivas de fluxo percolativo, e são intrudidos por corpos tabulares métricos de granitos, concordantes a subconcordantes. Já os migmatitos  $L > S$  são heterogêneos, sugerindo transporte de massas fundidas possivelmente por fluxo granular assistido por fusão. Estes migmatitos são intrudidos por corpos irregulares métricos de granitos, de forma aproximadamente circular em planta e elíptica em perfil, do tipo chaminés alongadas de acordo com o eixo máximo do elipsoide finito de deformação. Os autores defendem que este processo de migração de magmas esquentou regiões do orógeno, formando uma “antiforma terminal”, a qual amplifica a região onde mecanismos plásticos de deformação são eficientes para níveis mais rasos. Isto causa uma retroalimentação, facilitando

e permitindo a migração penetrativa de fusões até níveis mais rasos da crosta orogênica, assim como a construção de plútons e contribuindo para cenários de metamorfismo regional de alta T/baixa P.

### Transpressão em diferentes níveis crustais

Os modelos de transpressão apresentados nesta revisão têm geralmente como base observacional situações de tectônica recente (Tikoff & Teyssier, 1994) ou desenvolvidas sobre rochas supracrustais (Harland, 1971, Jones et al., 2004).

Robin & Cruden (1994), que por um lado utilizam como estudo de caso uma situação transpressiva afetando rochas graníticas e gnáissicas, por outro observam em seu modelo uma limitação na profundidade relativa das zonas transpressivas plásticas, que teria uma relação de proporcionalidade com a sua largura. Eles sugerem que a deformação transpressiva seja geralmente restrita à crosta superior, com o seu movimento sendo transferido em profundidade para zonas não transpressivas, a não ser que “circunstâncias geológicas especiais” permitam que se estabeleçam zonas de baixa viscosidade com espessuras quilométricas. Situações de alto fluxo térmico e reologia plástica são favorecidas em porções da crosta por onde ascendam magmas (Brown & Solar, 1999).

Dewey et al. (1998) chamam a atenção para a falta de compreensão da variação em estilo e cinemática da deformação ao longo de estruturas transpressivas em diferentes profundidades. Segundo estes autores, zonas transpressivas de larga-escala, com mergulho de alto ângulo, devem desenvolver topografias superficiais expressivas. Estas topografias podem ser suficientes para gerar episódios de deformacionais governados pela ação da gravidade, que por sua vez podem auxiliar no processo de exumação de rochas profundas. Esta é outra forma de raciocinar a chamada extrusão vertical, consequência implícita nos modelos de transpressão (Robin & Cruden, 1994, Jones et al., 2004).

Situações de transpressão em terrenos de alto grau metamórfico têm sido documentadas na literatura principalmente nas últimas décadas (Egydio-Silva et al., 2005, Chetty & Bhaskar Rao, 2006, Zhang et al., 2012, De Toni et al., 2020, 2021). Egydio-silva et al. (2005) descrevem a variação estrutural de rochas granulíticas ao longo da curvatura do Cinturão Ribeira em torno do Cráton São Francisco, auxiliados por dados de anisotropia de susceptibilidade magnética. Esta curvatura é acompanhada pela transição entre

tectônicas contracional e transcorrente. O domínio sul do cinturão apresenta cinemática predominantemente transcorrente dextral e é associado à atuação da Zona de Cisalhamento Além-Paraíba (ZCAP), de direção E-W. O domínio norte é predominantemente contracional, sendo subdividido em um subdomínio oeste, dominado por empurrão, o qual transiciona gradualmente para o subdomínio leste, de movimentação oblíqua. Entre as porções norte e sul ocorre um domínio transicional, com características mistas dos dois domínios e estão presentes zonas de cisalhamento discretas, marcando também a transição de uma deformação penetrativa a norte para a localização da deformação na ZCAP a sul.

Os autores sugerem que a partição da deformação no domínio norte é bastante limitada, visto que transcorrência e empurrão coexistem em várias escalas; mesmo na sua subcompartimentação, os dois subdomínios mantêm o caráter transpressivo e apresentam transição gradual. Eles consideram que a trama metamórfica é relativamente homogênea na área como um todo, sendo a deformação então distribuída independente da geometria da estrutura. Segundo os autores, a ausência de partição da deformação significativa é esperada, visto as condições de alta temperatura, favoráveis a uma deformação penetrativa e homogênea, característica de uma zona transpressiva profunda (vide Fig. 5). Por outro lado, a variação na partição da deformação de norte para sul está de acordo com o previsto por Tikoff & Teyssier (1994) em função da diferença de obliquidade.

### Transpressão e exumação

A exumação de rochas da crosta profunda e a justaposição de domínios estruturais e metamórficos que representem distintos níveis crustais de um orógeno transpressional podem ocorrer: (a) durante um estágio de progressão na evolução deste orógeno, devido a extrusão vertical decorrente da transpressão; ou (b) durante um estágio retrógrado, devido a extensão em finais de ciclos tectônicos. Baseados na integração de dados de petrologia metamórfica, termocronologia e geologia estrutural, Foster et al. (2009) propõem um modelo envolvendo ambos estágios sucessivos para uma exumação rápida de rochas de alto grau e sua justaposição com terrenos de diferentes níveis crustais, no Cinturão Kaoko, Namíbia.

Um modelo de exumação para xistos azuis onde a transpressão sucede a extrusão tectônica das rochas de alta pressão aflorantes na ilha

de Evia (Grécia) é proposto por Xypolias et al. (2003). O modelo inclui a integração de dados estruturais das rochas metamórficas e de um cinturão de rochas sedimentares deformadas. Os xistos azuis inicialmente retornam da zona de subducção devido à sua baixa densidade, na forma de uma *nappe*, quando então a tectônica transpressiva forma um domo que justapõem estas rochas com os níveis crustais mais rasos. Segundo os autores, a erosão também pode ter contribuído para o processo de exumação.

Chatzaras et al. (2013) documentam um processo de exumação relacionada a transpressão em rochas de alta pressão na Zona Transversa da ilha de Creta (Grécia). Zonas transversas são porções de um cinturão de cavalgamentos onde as estruturas estão dispostas com alta obliquidade em relação às estruturas principais do cinturão. Geralmente conectam duas porções do cinturão com variações significativas ao longo da sua direção em termos de estilo, quantidade de encurtamento ou padrão cinemático. A rampa oblíqua estudada registra primeiramente uma cinemática predominantemente transcorrente, responsável pela exumação das rochas de 35 km para 10 km de profundidade, seguida por falhas inversas e dobras contracionais que marcam a transição rúptil-dúctil e trouxeram as rochas até a superfície, onde novamente uma cinemática transcorrente é marcada, desta vez por falhas.

Uma estrutura de flor positiva de escala crustal, com cerca de 100 km de largura, é descrita por Chetty & Bhaskar Rao (2006) no Terreno Granulítico Sul (Índia). Este terreno neoproterozoico, quando estruturas de escala crustal pré-existent foram reativadas como zonas de cisalhamento de um sistema transpressivo. A movimentação foi responsável pela exumação das rochas, enquanto as zonas de cisalhamento serviram de condutos para magmas produzidos durante o espessamento relacionado à transpressão, que facilitaram a movimentação. Os autores consideram, com base em dados sísmicos, que uma zona de cisalhamento mantélica conecte-se com esta estrutura em flor positiva.

A sobreposição da tectônica transpressiva dominada por transcorrência sobre a de empurrão, e a subsequente exumação de rochas de fácies anfífolito no Cinturão Variscano, NE da Sardênia (Itália) são descritas por Carosi & Palmeri (2002), com integração de dados de petrologia metamórfica

e análise estrutural. Uma mudança na vergência do componente de empurrão de sul para norte na fase de transpressão foi acompanhada de um incremento significativo no transporte paralelo ao orógeno. Os autores defendem que este é um processo eficiente na exumação e ao mesmo tempo tem o potencial de inibir a crosta previamente espessada de entrar em colapso gravitacional.

Diferentes cenários hipotéticos em orógenos transpressivos são examinados por Thompson et al. (1997), propondo uma correlação das trajetórias P-T-t de rochas exumadas com base em variações do ângulo de convergência entre placas ( $\alpha$ ). Eles sugerem que, em orógenos transpressivos dominados pelo componente transcorrente ( $\alpha \sim 10^\circ$ ), as rochas podem ser transportadas horizontalmente por longas distâncias (centenas de km), permanecendo em profundidade por longos períodos. Isso permite que as rochas sejam aquecidas até a fácies granulito, eventualmente atingindo temperaturas de fusão. Em orógenos verdadeiramente oblíquos ( $\alpha \sim 30^\circ$ ) os autores esperam que ocorram sequências barrovianas, com taxas de exumação tipicamente esperadas para erosão constante e isostasia. Já em orógenos transpressivos dominados pelo componente de empurrão ( $\alpha \sim 90^\circ$ ), as rochas são exumadas rapidamente sem aquecimento significativo, possibilitando a exumação de rochas metamórficas de alta P.

Goscombe & Gray (2009) alertam para o caso em que lineações de estiramento não são coincidentes com o fluxo extrusivo das zonas que levam à exumação, como é o caso da Zona de Cisalhamento Kalinjala, no sul da Austrália. Estes autores reafirmam a importância de estudos coordenados de Geologia Estrutural e Geotermobarometria para uma compreensão mais completa dos fenômenos da transpressão.

## Estudo de caso

### Partição da deformação transpressiva entre a Zona de Cisalhamento Major Gercino e a Faixa de Dobramentos Tijucas, Escudo Catarinense

Uma seção geológico-estrutural composta (Fig. 10a) entre Bombinhas e Balneário Camboriú (Santa Catarina, Brasil) permite ilustrar diversos conceitos abordados na presente revisão. De forma geral, de norte para sul, a seção é subdividida em três grandes domínios: a infraestrutura da Faixa de Dobramentos Tijucas, onde afloram gnaisses migmatíticos do embasamento em um núcleo de uma

dobra antiformal regional (Fig. 10b); a supraestrutura da Faixa de Dobramentos Tijucas, onde rochas meta-vulcanossedimentares neoproterozoicas conformam o flanco da dobra regional (Fig. 10c); e a Zona de Cisalhamento Major Gercino (Fig. 10d), subdividida em um subdomínio de cisalhamento oblíquo, que afeta gnaisses neoproterozoicos do seu embasamento, assim como seus granitoides sintectônicos mais precoces, e um subdomínio transcorrente, o qual condicionou as intrusões mais tardias ao longo dos limites da zona.

Todas as rochas da região foram afetadas pela deformação transpressiva, a qual foi particionada em domínios (Fig. 10a e 10e). Como resultado, as foliações da região são todas de direção nordeste-sudoeste, com *strike* aproximadamente de  $060^\circ$ - $240^\circ$ . O mergulho das estruturas, por outro lado, é contrastante. Os gnaisses e granitoides do subdomínio de cisalhamento oblíquo possuem foliações de baixo ângulo dobradas assimetricamente, com vergência para NNW (Fig. 10d). As lineações rotacionam ao longo do plano médio de foliação de uma posição de média obliquidade para próximo da direção, com baixo caimento tanto para ENE quanto WSW, típico da transpressão inclinada (Jones et al., 2004, Fernandez & Díaz-Azpiroz, 2009). A deformação progressiva na Zona de Cisalhamento Major Gercino rotaciona as foliações para alto ângulo de mergulho devido ao dobramento assimétrico com vergência para NNW, o que permite a partição da deformação transpressiva por meio da concentração do componente transcorrente dextral, concomitante ao posicionamento de sucessivas intrusões graníticas sintectônicas (e.g. Florisbal et al., 2012, Andrade et al., 2021).

Por outro lado, as rochas supracrustais da Faixa de Dobramentos Tijucas registram um importante componente de cisalhamento ao longo do mergulho dos seus planos de foliação sub-horizontais, com dobras assimétricas indicando topo para NNW e planos de cisalhamento tardios sugerindo uma movimentação tardia antitética, de topo para SSE (Fig. 10c). Já os gnaisses migmatíticos do núcleo da antiforma apresentam-se com a foliação, a qual praticamente não contém nenhuma lineação mineral ou de estiramento, disposta em dobras normais de duplo caimento, simétricas, com bandas de cisalhamento subverticais de cinemática oposta nos flancos laterais a antiformas (Fig. 10b). Estas zonas aparentemente acomodaram a extrusão vertical de suas charneiras, indicando um importante componente de cisalha-

mento puro concentrado neste domínio, o qual deve ter sido responsável pelo abatimento tardio da supraestrutura (*unroofing* com topo para SSE).

O detalhamento estrutural da região, associado a determinações geotermobarométricas e geocronológicas, permitiu a correlação cinemática entre a Zona de Cisalhamento Major Gercino e a Faixa de Dobramento Tijuca (De Toni et al., 2020). Uma colisão oblíqua afetou a área como um todo em 650–645 Ma, e está preservada no interior da Zona de Cisalhamento Major Gercino, nas rochas do Complexo Porto Belo, que sofreram migmatização sob condições de  $\sim 700^{\circ}\text{C}/4.3$  Kbar, possivelmente assistida por água, e recordam um empurrão oblíquo de topo-para-NNW+destral. A partição da deformação transpressiva levou a uma progressão para movimentos tangenciais destrais ao longo de planos de baixo ângulo, com componente de topo-para-NNW (625–615 Ma), que progrediram para franca transcorrência destal pós-615 Ma, registrada por uma sequência de intrusões sintectônicas (Bitencourt & Nardi, 2000, Chemale Jr. et al., 2012, Florisbal et al., 2012, De Toni et al., 2020, Andrade et al., 2021).

O componente contracional da transpressão foi absorvido pela Faixa de Dobramentos Tijuca, causando a exumação da infraestrutura durante sua fusão parcial. Os migmatitos do Complexo Camboriú (Martini et al., 2019a, b) registram fusão parcial assistida por água e exumação de mais de 5 para 3.4 Kbar,  $\sim 700^{\circ}\text{C}$  aproximadamente constantes, concomitante ao abatimento da supraestrutura, em torno de 635 Ma. Como consequência, na supraestrutura observa-se o aquecimento do Complexo Brusque, atingindo fácies anfibolito. A justaposição destes níveis crustais distintos se deu ao longo de uma zona de descolamento normal+destral entre os complexos, concomitante à inversão de empurrões para movimento extensional, registrado em estruturas discretas (De Toni et al., 2020).

A compatibilidade e coerência das deformações registradas em todos os domínios estruturais sugere a partição da deformação transpressiva oblíqua (triclínica) distribuída em domínios na região do estudo de caso, a qual é ilustrada pelo triângulo de deformação proposto por Jones et al. (2004, Fig. 10e). Adicionalmente, a semelhança nas condições de deformação e metamorfismo no embasamento

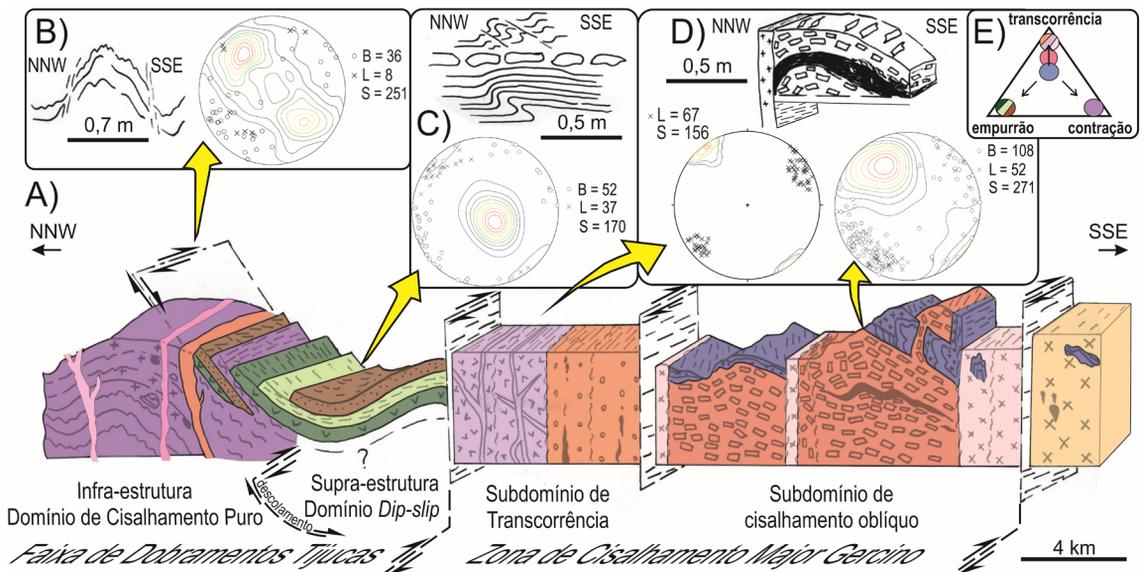


Figura 10. Exemplo de partição da deformação transpressiva oblíqua na seção geológica Bombinhas-Camboriú, entre a Zona de Cisalhamento Major Gercino e a Faixa de Dobramentos Tijuca, no Escudo Catarinense. (a) Bloco diagrama esquemático da seção, representando o estado finito da deformação transpressiva, particionada em domínios estruturais. (b) Estruturas representativas do Domínio de Cisalhamento Puro, com croqui esquemático e estereograma contornado de polos de foliações (N = 251), com lineações de estiramento e mineral (N = 8) e eixos de dobras (N = 36). (c) Estruturas representativas do Domínio *Dip-Slip*, com croqui esquemático e estereograma contornado de polos de foliações (N = 170), com lineações de estiramento (N = 37) e eixos de dobras (N = 52). (d) Estruturas representativas dos subdomínios de transcorrência e de cisalhamento oblíquo, com croqui esquemático e estereogramas contendo respectivamente polos de foliações contornados (N = 156) e lineações minerais e de estiramento (N = 67), e polos de foliações contornados (N = 271) com lineações minerais e de estiramento (N = 52) e eixos de dobras (N = 108). (e) Triângulo de deformação (Jones et al., 2004) ilustrando a partição cinemática da deformação na área do estudo de caso. As cores são as mesmas das unidades rochosas do bloco diagrama. Modificado de De Toni et al. (2020)

gnáissico da Faixa de Dobramentos Tijucas e da Zona de Cisalhamento Major Gercino sugere que estes blocos tectônicos fossem contíguos pelo menos desde cerca de 635 Ma. A correlação isotópica entre rochas ortometamórficas de ambos blocos tectônicos, de protólitos do Toniano (~ 800 Ma) também corrobora a conclusão, favorecendo a interpretação da Zona de Cisalhamento Major Gercino como de caráter intracontinental (De Toni et al., 2024).

## Considerações finais

Os modelos de transpressão propostos durante as últimas cinco décadas têm evoluído juntamente com o conceito de transpressão e um acúmulo cada vez maior de dados geológicos. Condições de contorno e variáveis mais realistas resultam em predições mais confiáveis, as quais podem e devem ser testadas por meio de comparações com situações naturais. Ao mesmo tempo o aprofundamento do conhecimento geológico de cada região, com diferentes abordagens e níveis de detalhe, propicia um quadro passível da integração das múltiplas escalas envolvidas nos processos de transpressão. Os novos quadros delineados em cada situação geológica particular, por sua vez, realimentam os novos modelos. Dessa forma, considera-se que os modelos de transpressão oblíqua ou triclínica, incluindo a transpressão inclinada de Jones et al. (2004) e a transpressão triclínica com extrusão inclinada de Fernández & Díaz-Azpiroz (2009) representem o estado da arte mais atualizado deste importante tópico de Geologia Estrutural, servindo de modelos para o desenvolvimento de pesquisas na área. A tendência é a de agregar parâmetros quantitativos não somente nos modelos, mas também nas análises estruturais, como determinações de vorticidade, de orientação da zona de cisalhamento, de vetores de convergência e extrusão oblíquas e suas relações angulares.

A transpressão, sendo uma consequência inevitável da Tectônica de Placas, é uma realidade esperada em contextos como o das faixas móveis neoproterozoicas. Do ponto de vista mais amplo e sistêmico, a transpressão não é somente um produto da interação das placas litosféricas, mas um processo que retroalimenta a dinâmica do sistema, pois é também capaz de causar mudanças marcantes na configuração dos orógenos. Como exemplo podemos citar o condicionamento de intrusões sintectônicas e seus efeitos geotérmi-

cos de retroalimentação, que alteram a reologia da crosta, facilitando a deformação plástica em níveis mais rasos. Estas rochas, produto do magmatismo sintectônico, são de especial importância na determinação geocronológica da progressão da deformação transpressiva. Adicionalmente, exumação e soerguimento são uma consequência esperada da transpressão, expondo níveis profundos da crosta, justapondo níveis crustais distintos e promovendo evoluções topográficas, com erosão e sedimentação em bacias orogênicas.

Para pensarmos em maior detalhe, faz-se necessário considerar a progressão da deformação e a sua heterogeneidade. Os modelos de transpressão triclínica preveem a sobreposição temporal de tramas planares de baixo e alto ângulo, e vice-versa, com lineações muito variáveis. Por outro lado, considerando a possibilidade da deformação heterogênea, estas mesmas tramas distintas podem coexistir lateralmente em um determinado tempo. Neste sentido, ecoam as palavras de Harland (1971, p. 30), que já antevia em seu trabalho pioneiro que “uma sequência temporal complexa de uma distribuição complexa de formas” era uma expectativa razoável quando se estudasse um contexto transpressivo. A predominância de uma configuração estrutural sobre a outra vai depender primeiramente do ângulo de convergência entre os blocos/placas envolvidos, assim como da geometria da zona e de suas heterogeneidades ou anisotropias pré-existentes, que determinarão ou não a partição da deformação em domínios estruturais. Em contextos transpressivos, portanto, torna-se imprescindível que se realizem de forma coordenada estudos de detalhe e de integração das várias escalas de espaço e tempo envolvidas, a partir de uma abordagem multitécnica.

## Agradecimentos

A maior parte desta revisão foi escrita em junho-julho de 2016, por ocasião do exame de qualificação de doutorado do autor. O texto foi atualizado/corrigido em outubro-novembro de 2019, por ocasião da defesa da tese de doutorado. Mais recentemente, passou por alterações e tem servido como material de apoio ao ensino de Geologia Estrutural. O autor agradece ao CNPq, pela bolsa de doutorado (141011/2015-7) na época da concepção do texto original; à Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt, pela sugestão do tema para revisão, amizade e apoio em diversos momentos;

ao Prof. Dr. Matheus Ariel Battisti pelo auxílio na tradução de algumas das figuras na primeira versão desta revisão; e às importantes críticas e

sugestões de dois revisores anônimos e do editor Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro, que contribuíram muito para o estado finito deste trabalho.

**Taxonomia CRediT:** • Contribuição do autor: Conceitualização; Curadoria de dados; Análise formal; Investigação; Metodologia; Escrita – rascunho original; Escrita – revisão & edição – Giuseppe Betino De Toni. • Conflitos de interesse: O autor certifica que não possui interesse comercial ou associativo que represente um conflito de interesses em relação ao manuscrito. • Aprovação ética: Não aplicável. • Disponibilidade de dados e material: Disponível no próprio texto. • Reconhecimentos: O autor agradece ao CNPq, pela bolsa de doutorado (141011/2015-7) na época da concepção do texto original; à Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt, pela sugestão do tema para revisão, amizade e apoio em diversos momentos; ao Prof. Dr. Matheus Ariel Battisti pelo auxílio na tradução de algumas das figuras e à equipe de *Terræ Didactica*, pelas críticas e sugestões valiosas. • Financiamento: CNPq.

## Referências

- Andrade, P. H. S., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., & De Toni, G. B. (2021). Intrusion of the Ediacaran multi-pulse Quatro Ilhas Granitoids under inclined transpression, Dom Felician Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103539. doi: 10.1016/j.jsames.2021.103539.
- Alonso-Henar, J., Fernández, C., Díaz-Azpíroz, J. J. (2020). Application of the analytic model of general triclinic transpression with oblique extrusion to an active deformation zone: The Alhama de Murcia Fault (SE Iberian Peninsula). *Journal of Structural Geology*, 130, 103924. doi: 10.1016/j.jsg.2019.103924.
- Bitencourt, M. F. & Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 186-189. doi: 10.25249/0375-7536.2000301186189.
- Brown, M. (1994). The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Reviews*, 36, 83-130. doi: 10.1016/0012-8252(94)90009-4.
- Brown, M., & Solar, G. S. (1998). Shear zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *J. Struct. Geol.*, 20, 211-227. doi: 10.1016/S0191-8141(97)00068-0.
- Brown, M. & Solar, G. S. (1999). The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, 312, 1-33. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00169-9.
- Burchfield, B. C., Zhiliang, C., Hodges, K. V., Yuping, L., Royden, L. H., Changrong, D. & Jiene, X., (1992). The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geological Society of America, Special Paper*, 269. doi: 10.1130/SPE269-p1.
- Carosi, R. & Palmeri, R. (2002). Orogen-parallel tectonic transport in the Variscan belt of northeastern Sardinia (Italy): implications for the exhumation of medium-pressure metamorphic rocks. *Geological Magazine*, 139, 497-511. doi: 10.1017/S0016756802006763.
- Chatzaras, V., Xypolias, P., Kokkalas, S. & Koukouvelas, I. (2013). Tectonic evolution of a crustal-scale oblique ramp, Hellenides thrust belt, Greece. *Journal of Structural Geology*, 57, 16-37. doi: 10.1016/j.jsg.2013.10.003.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M. F. & Kawashita, K. (2012). Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22 (1), 184-199. doi: 10.1016/j.gr.2011.08.018.
- Chetty, T. R. K. & Bhaskar Rao, Y. J. (2006). The Cauvery Shear Zone, Southern Granulite Terrain, India: A crustal-scale flower structure. *Gondwana Research*, 10, 77-85. doi: 10.1016/j.gr.2005.11.017.
- De Toni, G. B., Bitencourt, M. F., Konopásek, J., Martini, A., Andrade, P. H. S., Florisbal, L. M. & de Campos, R. S. (2020). Transpressive strain partitioning between the Major Gercino Shear Zone and the Tijucas Fold Belt, Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, southern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 136, 104058. doi: 10.1016/j.jsg.2020.104058.
- De Toni, G. B., Bitencourt, M. F., Florisbal, L. M., Martini, A., & Nardi, L. V. S. (2024). Anatomy of the transpressional Dom Feliciano Belt and its pre-collisional isotopic (Sr–Nd) signatures: A contribution towards an integrated model for the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle. *Gondwana Research*, 125, 180-209. doi: 10.1016/j.gr.2023.08.008.
- Dehler, N. M. & Machado, R. (2006). *Introdução aos conceitos de transpressão e transtensão e exemplos de cinturões transpressivos*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. (Série de Textos, 2).
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E., & Strachan, R. A. (1998). Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., & Dewey, J. F. (Eds.). (1998). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. London, Special Publication of the Geological Society, 135, pp. 1-14. doi: 10.1144/GSL.SP.1998.135.01.0.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1994). Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Journal of Structural Geology*, 16, 1543-1554. doi: 10.1016/0191-8141(94)90032-9.
- Díaz-Azpíroz, M., Barcos, L., Balanyá, J. C., Fernández, C., Expósito, I., & Czeck, D. M. (2014). Applying a general triclinic transpression model to highly partitioned brittle-ductile shear zones: A case study from the Torcal de Antequera

- massif, external Betics, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 68, 316-336. doi: 10.1016/j.jsg.2014.05.010.
- Ebrahimi, Y., Shafieibafti, S., Derakhshani, R., & Esmaeilian, S. (2021). Slip partitioning and inclined transpression in the Bazargan fold and thrust belt, Central Iran Microcontinent, Kerman area, SE Iran. *Journal of Structural Geology*, 148, 104352. doi: 10.1016/j.jsg.2021.104352.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Raposo, M. I. B., Bascou, J., & Uhlein, A. (2005). Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogeny (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *Journal of Structural Geology*, 27, 1750-1764. doi: 10.1016/j.jsg.2005.06.001.
- Fernandez, C., & Díaz-Azpiroz, M. (2009). Triclinic transpression zones with inclined extrusion. *Journal of Structural Geology*, 31, 1255-1269. doi: 10.1016/j.jsg.2009.07.001.
- Fernandez, C., Czeck, D. M. & Díaz-Azpiroz, M. (2013). Testing the model of oblique transpression with oblique extrusion in two natural cases: steps and consequences. *Journal of Structural Geology*, 54, 85-102. doi: 10.1016/j.jsg.2013.07.001.
- Florisbal, L. M., Bitencourt, M. F., Janasi, V. A., Nardi, L. V. S. & Heaman, L. M. (2012). Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal granites, southern Brazil. *Lithos*, 153, 53-71. doi: 10.1016/j.lithos.2012.04.031.
- Fossen, H. & Tikoff, B. (1993). The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15, 413-422. doi: 10.1016/0191-8141(93)90137-Y.
- Fossen, H. (2012). *Geologia Estrutural*. São Paulo, Oficina de Textos. 484p.
- Foster, D. A., Goscombe, B. D. & Gray, D. R. (2009). Rapid exhumation of deep crust in an obliquely convergent orogen: The Kaoko Belt of the Damara Orogen. *Tectonics*, 28, TC4002. doi: 10.1029/2008TC002317.
- Girard, R., 1993. Orogen-scale strain partitioning and an analogy to shearbands in the Torngat Orogen, northeastern Canadian Shield. *Tectonophysics*, 224, 363-370. doi: 10.1016/0040-1951(93)90038-L.
- Goodwin, L. B. & Tikoff, B. (2002). Competency contrast, kinematics, and the development of foliations and lineations in the crust. *Journal of Structural Geology*, 24, 1065-1085. doi: 10.1016/S0191-8141(01)00092-X.
- Goscombe, B. & Gray, D. R. (2009). Metamorphic response in orogens of different obliquity, scale and geometry. *Gondwana Research*, 15, 151-167. doi: 10.1016/j.gr.2008.07.005.
- Harland, W. B., 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geological Magazine*, 108, 27-42. doi: 10.1017/S0016756800050937.
- Holdsworth, R. E., Tavarnelli, E., Clegg, P., Pinheiro, R. V. L., Jones, R. R., & McCaffrey, K. J. W. (2002). Domainal deformation patterns and strain partitioning during transpression: an example from the Southern Uplands terrane, Scotland. *Journal of the Geological Society of London*, 159, 401-415. doi: 10.1144/0016-764901-123.
- Jones, R. R. & Tanner, P. W. G. (1995). Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 17, 793-802. doi: 10.1016/0191-8141(94)00102-6.
- Jones, R. R. & Holdsworth, R. E. (1998). Oblique simple shear in transpression zones. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. & Dewey, J. F. (Eds.). (1998). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. London, Special Publication of the Geological Society, 135, pp. 35-40. doi: 10.1144/GSL.SP.1998.135.01.03.
- Jones, R. R., Holdsworth, R. E. & Bailey, W. (1997). Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *Journal of Structural Geology*, 19, 1201-1217. doi: 10.1016/S0191-8141(97)00034-5.
- Jones, R. R., Holdsworth, R. E., Clegg, P., McCaffrey, K., & Tavarnelli, E., 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*, 26, 1531-1548. doi: 10.1016/j.jsg.2004.01.004.
- Lister, G. S., & Williams, P. F. (1983). The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, 92, 1-33. doi: 10.1016/0040-1951(83)90083-5.
- Martil, M. M. D., Bitencourt, M. F., & Nardi, L. V. S. (2011). Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-Rio-Grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, 38, 181-201. doi: 10.22456/1807-9806.26383.
- Martil, M. M. D., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., Koester, E. & Pimentel, M. M. (2017). Pre-collisional, Neoproterozoic (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Matigqueira Province, Brazil: geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274-275, 39-52. doi: 10.1016/j.lithos.2016.11.011.
- Martini, A., Bitencourt, M. F., Weinberg, R., De Toni, G. B. & Nardi, L. V. S. (2019a). From migmatite to magmas: crustal melting and generation of granite in the Camboriú Complex, south Brazil. *Lithos*, 340-341, 270-286. doi: 10.1016/j.lithos.2019.05.017.
- Martini, A., Bitencourt, M. F., Weinberg, R. & De Toni, G. B. (2019b). Melt-collecting structures and the formation of extraction dykes during syntectonic anatexis of the Camboriú Complex, south Brazil. *Journal of Structural Geology*, 127, 103866. doi: 10.1016/j.jsg.2019.103866.
- Molnar, P. (1992). Brace-Goetze strength profiles, the partitioning of strike-slip and thrust faulting at zones of oblique convergence, and the stress heatflow paradox of the San Andreas Fault. In: Evans, B., & Wong, T.-F. (Eds.) (1992). *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. London: Academic Press. pp. 435-459. doi: 10.1016/S0074-6142(08)62833-8.
- Mukherjee, S. (2013). Channel flow extrusion model to constrain dynamic viscosity and Prandtl number of the Higher Himalayan Shear Zone. *Internationa*

- tional Journal of Earth Sciences*, 102, 1811-1835. doi: 10.1007/s00531-012-0806-z.
- Neves, S. P., Vauchez, A. & Archanjo, C. J. (1996). Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, 262, 349-364. doi: 10.1016/0040-1951(96)00007-8.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3), 349-363. doi: 10.1016/0191-8141(89)90074-6.
- Philippon, M. & Corti, G. (2016). Obliquity along plate boundaries. *Tectonophysics*, 693, 171-182. doi: 10.1016/j.tecto.2016.05.033.
- Pinet, N. & Cobbold, P. R. (1992). Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 206, 371-388. doi: 10.1016/0040-1951(92)90388-M.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: McGraw-Hill.
- Robin, P.-Y. F. & Cruden, A. R. (1994). Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16, 447-466. doi: 10.1016/0191-8141(94)90090-6.
- Romeo, I., Capote, R., Tejero, R., Lunar, R. & Quesada, C. (2006). Magma emplacement in transpression: The Santa Olalla Igneous Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Journal of Structural Geology*, 28, 1821-1834. doi: 10.1016/j.jsg.2006.06.007.
- Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., & Tikoff, B. (2011). Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*, 500, 20-33. doi: 10.1016/j.tecto.2009.12.009.
- Sanderson, D. J., & Marchini, W. R. D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458. doi: 10.1016/0191-8141(84)90058-0.
- Schwerdtner, W. M. (1989). The solid-body tilt of deformed paleohorizontal planes: application to an Archean transpression zone, southern Canadian Shield. *Journal of Structural Geology*, 11, 1021-1027. doi: 10.1016/0191-8141(89)90052-7.
- Thompson, A. B., Schulmann, K. & Jezek, J., 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, 280, 171-184. doi: 10.1016/S0040-1951(97)00144-3.
- Tikoff, B. & Teyssier, C. (1994). Strain modeling of displacement field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 11, 1575-1588. doi: 10.1016/0191-8141(94)90034-5.
- Tikoff, B., Teyssier, C. & Waters, C. (2002). Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 57-73. doi: 10.5194/smsps-1-57-2002.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L. A. D., & Porcher, C. C. (1994). Magma-assisted strain localization in an orogen parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13, 421-437. doi: 10.1029/93TC03319.
- Vanderhaeghe, O., Burg, J.-R. & Teyssier, C. (1999). Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. In: Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S., & Wilett, S. D. (Eds.). *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Special Publication of the Geological Society, London, 154, pp. 181-204. doi: 10.1144/GSL.SP.1999.154.01.0.
- Vauchez, A. & Nicolas, A. (1991). Mountain building: strike-parallel displacements and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, 185, 183-201. doi: 10.1016/0040-1951(91)90443-V.
- Xypolias, P., Kokkalas, S. & Skourlis, K. (2003). Upward extrusion and subsequent transpression as a possible mechanism for the exhumation of HP/LT rocks in Evia Island (Aegean Sea, Greece). *Journal of Geodynamics*, 35, 303-332. doi: 10.1016/S0264-3707(02)00131-X.
- Xypolias, P. (2010). Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications. *Journal of Structural Geology*, 32, 2072-2092. doi: 10.1016/j.jsg.2010.08.009.
- Zhang, B., Zhang, J., Chang, Z., Wang, X., Cai, F., Lai, Q. (2012). The Biluoxueshan transpressive deformation zone monitored by synkinematic plutons, around the Eastern Himalayan Syntaxis. *Tectonophysics*, 574-575, 158-180. doi: 10.1016/j.tecto.2012.08.017.
- Zibra, I., Kruhl, J. H., Montanini, A., & Tribuzio, R. (2012). Shearing of magma along a high-grade shear zone: evolution of microstructures during the transition from magmatic to solid-state flow. *Journal of Structural Geology*, 37, 150-160. doi: 10.1016/j.jsg.2012.01.011.
- Zibra, I., Smithies, R. H., Wingate, M. T. D. & Kirkland, C. L. (2014). Incremental pluton emplacement during inclined transpression. *Tectonophysics*, 623, 100-122. doi: 10.1016/j.tecto.2014.03.020.
- Zoback, M. D., & Healy, J. H. (1992). In situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole: implications for the mechanics of crustal faulting. *Journal of Geophysical Research*, 97, 5039-5057. doi: 10.1029/91JB02175.