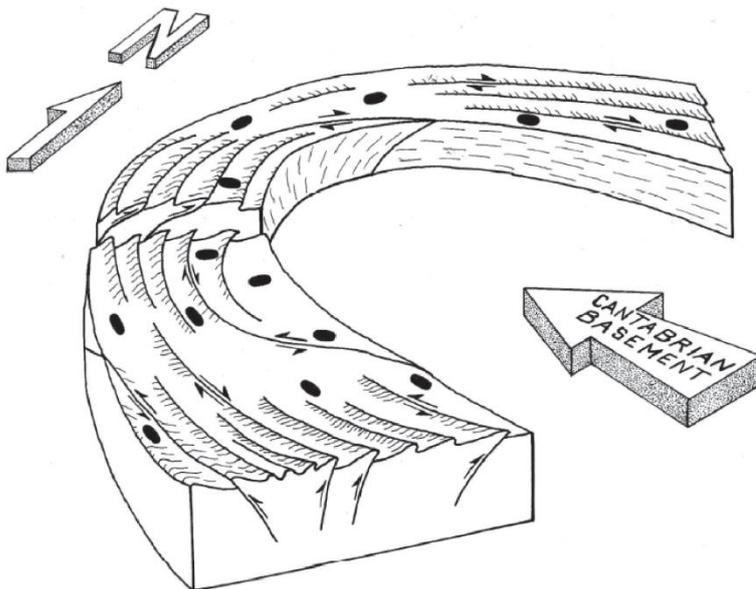


CAPÍTULO VIII – DISCUSSÃO FINAL E PROPOSTA DE MODELO EVOLUTIVO



A. Ribeiro, R. Dias, J. Brandão Silva (1995)

“Um homem com amortecedores muito fortes não vê nenhuma necessidade de se justificar, porque quase não tem consciência das inconsistências dentro de si mesmo, aceitando-se inteiramente satisfatório”

*P.D. Ouspensky, 2001
em In Search of the Miraculous*

1. DISCUSSÃO FINAL

Os dados referentes a esta dissertação, além de serem inéditos, permitem a integração e formulação de modelos evolutivos para a região em estudo. Deste modo, foi possível verificar que a Zona de Cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJPC) corresponde a uma zona ampla de deformação, limitada por dois bordos planares onde ocorre a transição brusca para os domínios menos deformados e de mais baixo grau metamórfico, como sendo o segmento Juzbado-Lumbrals-Penha de Águia-Penalva do Castelo e o segmento Juzbado-Escalhão-Penalva do Castelo, com clara cinemática esquerda. No seio desta zona de cisalhamento é exumado o Complexo Anatético de Figueira de Castelo de Rodrigo-Lumbrals (CAFCL), com evidências heterogêneas de deformação dúctil e frágil-dúctil, pressupondo uma instalação diferencial dos granitóides.

No que diz respeito ao CAFCL, a análise petrográfica permitiu caracterizar os diferentes litótipos de alto grau, como sejam os diatexitos e os metatexitos, bem como as unidades calcossilicatadas intercaladas nas unidades metatexíticas. A ausência de granada nas unidades metapelíticas a metapsamíticas anatéticas poderá ser interpretado como resultado do seu consumo total durante o processo de retrogradação, o que pressuporia uma elevada percentagem de fluidos facilitando essas reacções. Por outro lado, considerando o factor composicional, uma composição do protólito menos favorável, poderia também ser preponderante nas reacções metamórficas e na ausência de granada. Mesmo na ausência de uma paragénese susceptível de ser utilizada nos cálculos geotermobarométricos, a existência de rochas calcossilicatadas com a associação granada almandínica-grossulárica – hedenbergite – Ferro-hornblenda – plagioclase anortítica – quartzo permitiu estabelecer as condições mínimas de pico metamórfico em $T = 761 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ para $P = 5.0 \pm 1.0 \text{ kbar}$.

Atendendo aos volumes necessários de *melt* para a estruturação dos corpos plutónicos do CAFCL, com base na modelação realizada (capítulo VI), pressupõe-se que as condições de temperatura tenham sido superiores às determinadas por THERMOCALC e que as paragéneses observadas correspondam, possivelmente, a fácies relativamente mais superficiais do CAFCL, não tendo estado sujeitas às condições de máxima pressão e temperatura, com consequente aumento de volume de *melt* produzido, como os diatexitos presentes no CAFCL.

A presença de cordierite/andaluzite sin-tectónica a pós-tectónica, afectando as unidades metatexíticas, parecem indicar um processo de retrogradação em condições de baixa pressão, durante a sua exumação por movimentação da ZCJPC, que terá perdurado até depois do término da D_3 . Estas observações são também suportadas pelo crescimento secundário de moscovite e pela intensa cloritização da biotite observada nas unidades metamórficas de alto grau.

As unidades em menor grau metamórfico também registam deformação associada à ZCJPC, com a individualização de bandas discretas miloníticas, dobras isoclinais de pequena amplitude e inclusivamente dobras em bainha indicando todas elas sentido de transporte, acompanhado por uma forte recristalização nos sectores onde a deformação cisalhante é mais evidente. Esta recristalização admite-se como dinâmica, podendo ter alcançado condições de temperatura entre os 400 a 500 $^\circ\text{C}$. Estas temperaturas poderão ter resultado da interacção entre o calor do CAFCL e da tensão cisalhante (Leloup *et al.*, 1999). As condições térmicas deverão ter-se mantido

relativamente elevadas ainda durante um período pós-D₃, já que se observou o crescimento pós-tectónico de turmalina nestas unidades (O_{PC} e O_{SA}). A manutenção das temperaturas mais elevadas pode ser sido proporcionado pela instalação dos granitóides tardi a pós-D₃.

Com a determinação das condições mínimas de pressão em que terá decorrido a anatexia, realizou-se uma aproximação razoável ao gradiente geotérmico, partindo do pressuposto da existência de um gradiente geoestático na ordem dos 3.7 km/kbar. Estes cálculos permitiram determinar a existência de um gradiente geotérmico mínimo de 42 °C/km. Nestas condições de elevado fluxo térmico, a relativamente baixa pressão, ter-se-á dado lugar intensa anatexia.

A evolução metamórfica da Zona Centro Ibérica (ZCI) corresponde a metamorfismo do tipo Barroviano (Azevedo e Valle Aguado, 2013; Rodrigues *et al.*, 2013; cap I), como resultado das fases de colisão e empilhamento dos mantos durante a D₁ até início da D₂. Para as condições térmicas mínimas a que o CAFCR-L esteve sujeito (entre 760 °C e hipoteticamente, mas consideravelmente, 800 °C) e considerando um gradiente geotérmico barroviano típico máximo (30 °C/km; Best, 2002), deverá ter ocorrido um sobreessamento até 25 a 27 km, respectivamente. Atendendo que o CAFCR-L não regista as pressões equivalentes a estas profundidades (entre 6.8 e 7.3 kbar, respectivamente), estes dados sugerem que após o pico metamórfico regional barroviano, poderá ter ocorrido uma forte descompressão isotérmica, responsável pela fase de intensa anatexia, no final da D₂, início da D₃. Esta descompressão isotérmica tem sido observada ao largo da ZCI e no orógeno varisco (*e.g.* Domo de Tormes, Escuder Viruete, 1999; Mondoñedo, Arenas e Martínez Catalán, 2003), como resultado, segundo estes autores, de um processo de colapso gravítico sin-orogénico, o que pode justificar a génese do CAFCR-L. Há que referir, no entanto, que a D₂ sub-horizontal nos sectores setentrionais da ZCI também tem sido interpretada como resultado de tensões compressivas, como resultado do empilhamento do complexo de mantos parautóctones e alóctones (Dias *et al.*, 2013), dando lugar à génese de falhas normais, mas em regime regional compressivo.

Tendo a área estudada incidido essencialmente na zona afectada pela ZCJPC, a deformação associada à denominada D₃ regional, dificilmente é possível observar estruturas associadas à fase extensiva D₂. No entanto, tal como foi referido anteriormente para a região do Azêvo (capítulo VII, ponto 2) existem dobras mesoscópicas com planos axiais sub-horizontais que são compatíveis com esta deformação extensiva D₂, além da descrição de estruturas a si atribuídas, ainda que parcas, no sector de Lumbrals (Villar *et al.*, 2000).

Posteriormente, o CAFCR-L terá sido exumado de 18 km de profundidade, até profundidades entre os 10 e os 13 km pela ZCJPC, com base no grau metamórfico presente no grupo do Douro (ver capítulo II, zona da biotite, junto ao contacto Norte do CAFCR-L) e considerando um gradiente geotérmico barroviano típico (30 °C/km), com um deslocamento horizontal na ordem dos 65 a 100 km (Iglesias e Ribeiro, 1981; Villar *et al.*, 2000), o que pode justificar inteiramente a ausência ou fraca ocorrência de estruturas D₂ neste segmento particular da ZCI. Esta proposta evolutiva vai de encontro a interpretações anteriormente realizadas para o Batólito das Beiras (Azevedo e Valle Aguado, 2013; Fig. 1) e enquadra-se no contexto tectono-magmático da região de Salamanca, especificamente o Domo de Tormes, muito próximo em termos geográficos ao CAFCR-L (Escuder-Viruete *et al.*, 1997; Escuder-Viruete, 1999).

2. PROPOSTA DE MODELO EVOLUTIVO PARA O CAFCR-L E ZCJPC

Entre o Devónico e o final do Carbónico desenvolve-se uma curvatura do orógeno varisco, o denominado Arco Ibero-Armoricano (AIA; *e.g.* Matte e Ribeiro, 1975; Ribeiro *et al.*, 1995; Dias e Ribeiro, 1995; Ribeiro, 2013), como resultado da colisão entre os paleo-continentes Laurússia e Gondwana. Esta estrutura arqueada tem sido interpretada como o resultado de diversos mecanismos (*e.g.* existência de um Indentor, Ribeiro *et al.*, 1995; *Buckling* oroclinal, Weil *et al.*, 2010), sendo que por não ser do inteiro âmbito da presente dissertação, não se irá proceder à sua discussão, redireccionado-a para o trabalho de Ribeiro (2013).

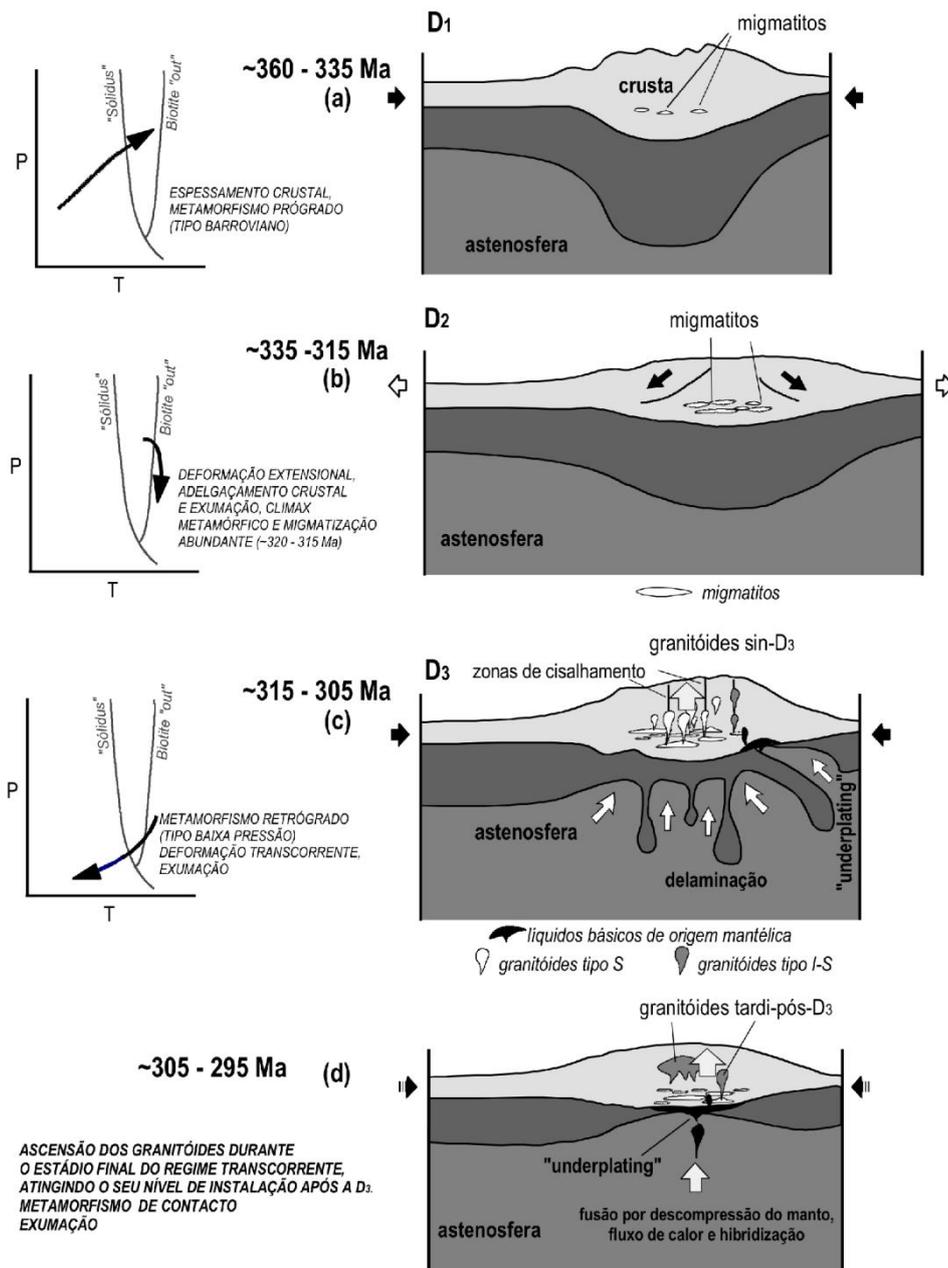


Figura 1. Evolução tectono-magmática realizada para o batólito das Beiras, segundo Azevedo e Valle Aguado (2013), com trajectórias P-T-t e cortes esquemáticos para os vários estádios evolutivos. A evolução do CAFCR-L deverá ser integrada no mesmo contexto evolutivo, à luz dos novos dados adquiridos e com base nas interpretações realizadas.

No contexto de evolução do Varisco Ibérico, associado à gênese do AIA, desenvolvem-se zonas de cisalhamento de cinemática essencialmente esquerda NW-SE, como consequência dos processos de acomodação das tensões colisionais a intra-colisionais. Segundo Ribeiro *et al.* (1995), que dá particular ênfase aos cisalhamentos sinistrógiros na Ibéria, a hipótese do indentor na gênese do AIA é a que melhor se adequa à existência de cisalhamentos NW-SE esquerdos na Ibéria, sendo os na Armórica essencialmente E-W diretos, cinemáticas opostas como resultado de vergências centrípetas provocadas pela indentação de um bloco rígido entre os dois extremos do arco (Ribeiro, 2013). A cinemática direita observada na Armórica corresponde ao sentido de movimentação entre Laurússia e Gondwana, transpressivo direito, como resultado de uma movimentação diacrónica rotacional em direcção ao antepaís, fazendo com que os cisalhamentos esquerdos da Ibéria sejam antitéticos (Ribeiro, 2013; Fig. 2, A). Ainda que uma parte da curvatura possa ser considerada como primária (Fig. 2, B), durante as fases compressivas terá ocorrido o progressivo arqueamento das estruturas que se terão gerado durante a D₁ (Ribeiro *et al.*, 1995; Fig. 2, C).

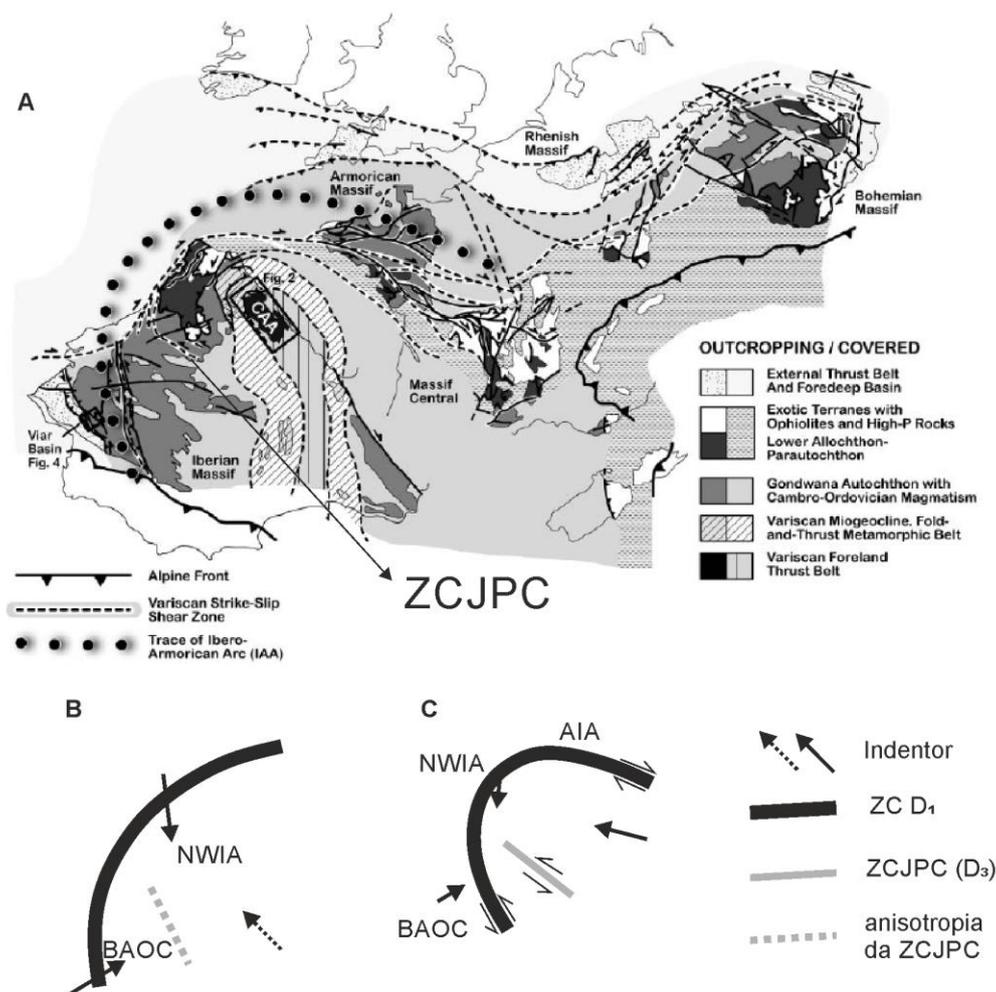


Figura 2. A. Zonamento tectonoestratigráfico do orógeno Varisco, colocando em evidência o Arco Ibero-Armoricano (AIA; a pontilhado). Adaptado de Weil *et al.* (2010); B. Reconstituição esquemática do orógeno durante o Devónico Inferior-Médio, com a marcada anisotropia da ZCJPC a cinza; C. Reconstituição esquemática do AIA durante o tardi-varisco. BAOC – Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; NWIA – Terrenos Alóctones do NW da Ibéria. Modificado de Ribeiro *et al.* (1995).

Colocando-se a hipótese de que a ZCJPC já pudesse existir durante a D_1 (ver discussão no capítulo III), seja como zona de cisalhamento activa ou como uma anisotropia litosférica herdada, a sua direcção deveria ser próxima da direcção de deslocamento do indutor, fazendo reconstruções geográficas. Durante a rotação das estruturas, como resultado da intensa deformação, a ZCJPC poderá ter funcionado como zona de escape, ainda que num contexto essencialmente transcorrente (Fig. 2, C).

Assim, em regime de *simple shear dominated transpression* (Fossen e Tikoff, 1993), durante a D_3 , ter-se-á dado lugar à exumação do CAFCR-L, com uma ascensão vertical de $\approx 5-8$ km (Fig. 3). Com base nos critérios cinemáticos observados, o ramo sul da ZCJPC (ver capítulo VII, Fig. 1) não conseguiria ser responsável pela exumação do CAFCR-L em simples cinemática transcorrente. Outros modelos têm sido propostos para a exumação de complexos anatéticos, como os modelos de *Channel Flow*, amplamente descritos em trabalhos referentes ao orógeno do Tibete-Himalaias (Godin *et al.*, 2006; Harris, 2007), inclusivamente na ZCI (Rodrigues *et al.*, 2013). No entanto, nestes modelos os bordos laterais do *Channel flow* correspondem a dois grandes cisalhamentos, geralmente sub-horizontais a pouco inclinados, com cinemáticas opostas, o que não se verifica associado ao CAFCR-L, já que tanto o ramo sul como o ramo norte (ver capítulo VII, Fig. 1) apresentam uma cinemática esquerda dominante e geometria sub-vertical a muito inclinada embora a complexa e prolongada actividade da ZCJPC, nomeadamente a mais tardia, possa ter obliterado evidências anteriores que pudessem ser compatíveis com esse modelo. Assim, considerando um modelo de *simple shear dominated transpression* justifica-se a limitação do CAFCR-L entre unidades em baixo grau metamórfico e por dois ramos de cisalhamento sinistrogiros sub-verticais, e a ascensão de 5 a 8 km do CAFCR-L constrangida por dois bordos rígidos. Este mecanismo já foi proposto para a exumação de complexos anatéticos no orógeno varisco (Corsini e Rolland, 2009), que sugerem que este deverá ser o mecanismo principal de exumação de unidades em alto grau metamórfico em todo o orógeno.

Como consequência desta cinemática, dá-se lugar à deformação e importante rotação da estrutura do sinclinal de Arouca-Marofa-Ahigal de los Aceiteros-Tamames (Piçarra *et al.*, 2009) de NW-SE para E-W (anteriormente referido como rotação para ENE-WSW; Iglesias e Ribeiro, 1981; Villar *et al.*, 2000; Dias *et al.*, 2013), ao longo de 65 a 100 km de rejeito horizontal, em regime dúctil (D_{3a} ; Fig. 3).

Posteriormente, após o parcial arrefecimento do CAFCR-L e num andar estrutural superior, instalam-se alguns dos granitóides anatéticos parautóctones do CAFCR-L (*e.g.* γ VIII), promovendo margens de arrefecimento nos seus canais de alimentação (ver Capítulo IV, Fig. 6) e evidenciando deformação apenas nos estádios mais tardios (ver Capítulo VII, Fig. 37).

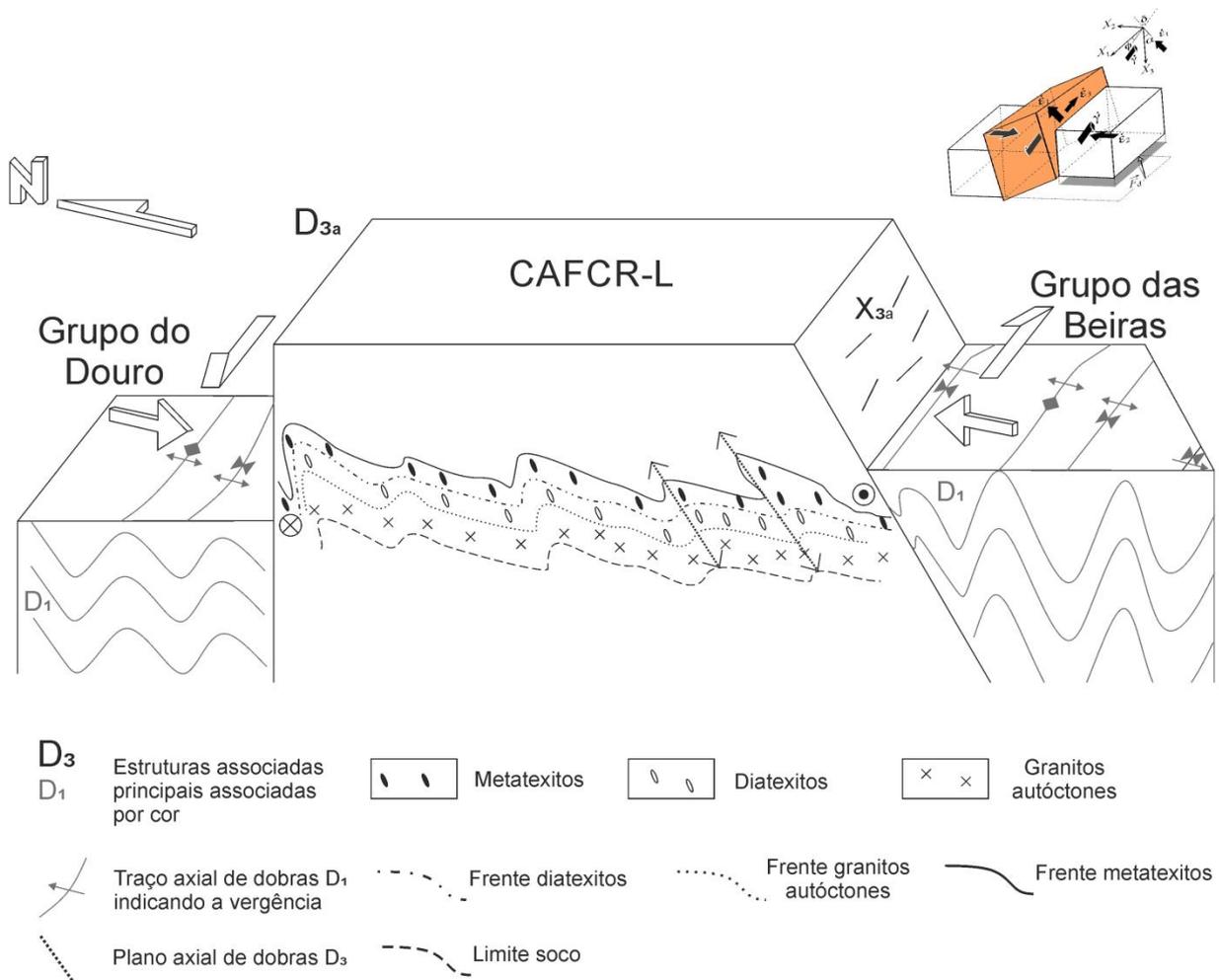


Figura 3. Modelo evolutivo em regime transpressivo do tipo desligamento para o CAFCR-L e ZCJPC, com representação esquemática do final do Carbónico (não considerando os cavalgamentos tardios mais frágeis). A cor das estruturas (preto ou cinza) está associada à fase de deformação em que foram geradas e a dimensão da nomenclatura da deformação (e.g. D1) é proporcional à intensidade dessa fase de deformação na região de Figueira de Castelo Rodrigo-Lumbrals; X₃ - lineação de estiramento da D₃. No topo superior direito, um diagrama transpressivo triclínico oblíquo tipo (Fernández e Azpiroz, 2009). O esquema não obedece a razões geométricas de escala.

Com a continuação do desenvolvimento do AIA até ao final do Carbónico, em regime de deformação não-coaxial, no caso de Figueira de Castelo Rodrigo, ocorre sobreposição das estruturas da D₃ às da D₁ locais, dando lugar em alguns locais a transposição. Esta etapa deformacional, mas em continuado regime predominantemente sinistrogio, será então responsável pelos episódios mais tardios associados à ZCJPC (Fig. 4), que se desenvolvem essencialmente em pequenas inflexões da estrutura. Estes episódios são responsáveis pela sobreposição do baixo grau sobre o alto grau, através de cavalgamentos tardios, em regime claramente mais frágil, como sejam o cavalgamento de Santa Bárbara e o cavalgamento de Nave Redonda, *out of sequence*, ou seja, progressivamente mais recentes para sul, com transporte para norte (D_{3b}; Fig. 5).

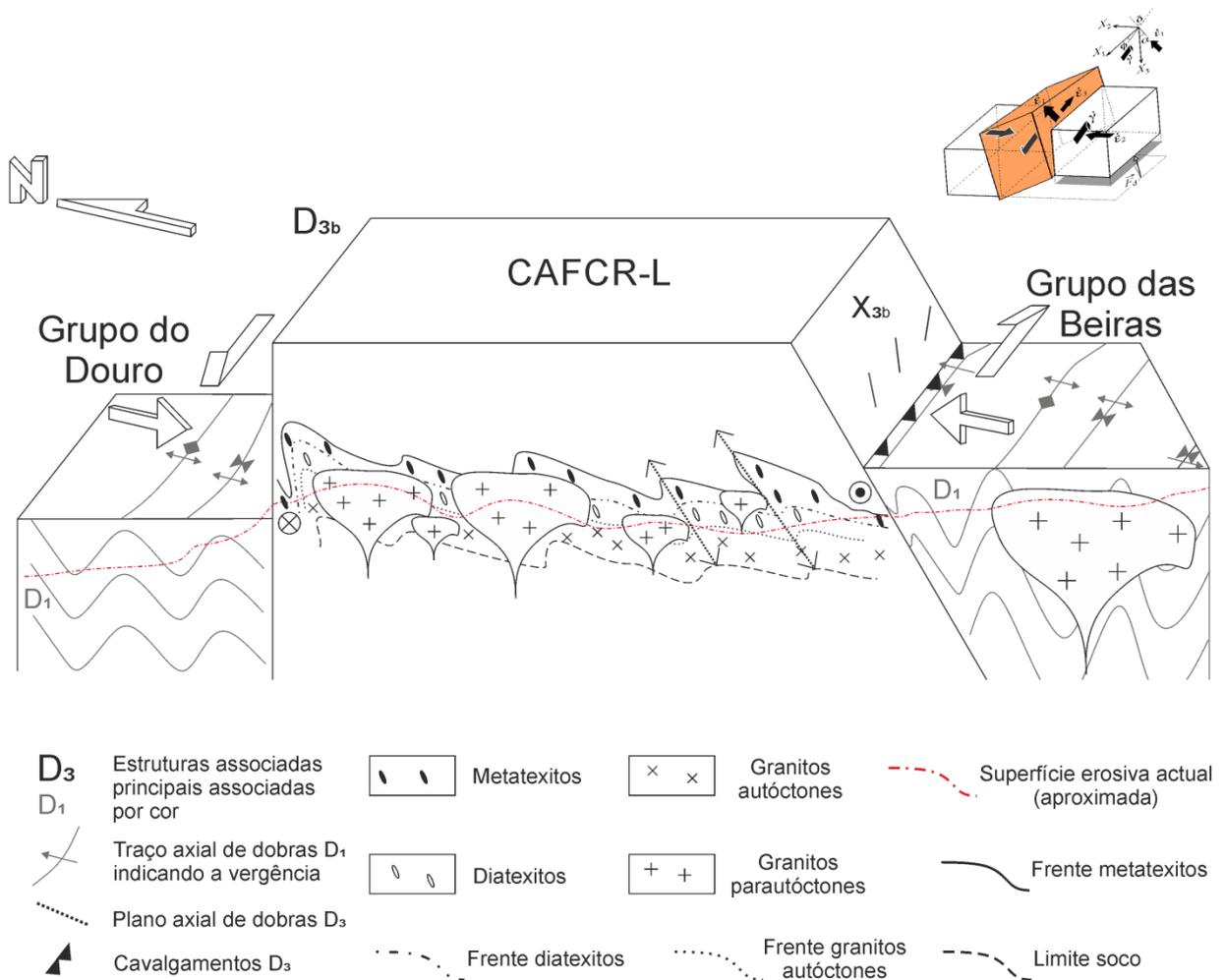


Figura 4. Modelo evolutivo em regime transpressivo do tipo desligamento para o CAFCR-L e ZCJPC, com representação esquemática do final do Carbónico (fase D_3 tardia). A cor das estruturas (preto ou cinza) está associada à fase de deformação em que foram geradas e a dimensão da nomenclatura da deformação (*e.g.* D_1) é proporcional à intensidade dessa fase de deformação na região de Figueira de Castelo Rodrigo-Lumbrales; X_3 - lineação de estiramento da D_3 . No topo superior direito, um diagrama transpressivo triclinico oblíquo tipo (Fernández e Azpiroz, 2009). O esquema não obedece a razões geométricas de escala.

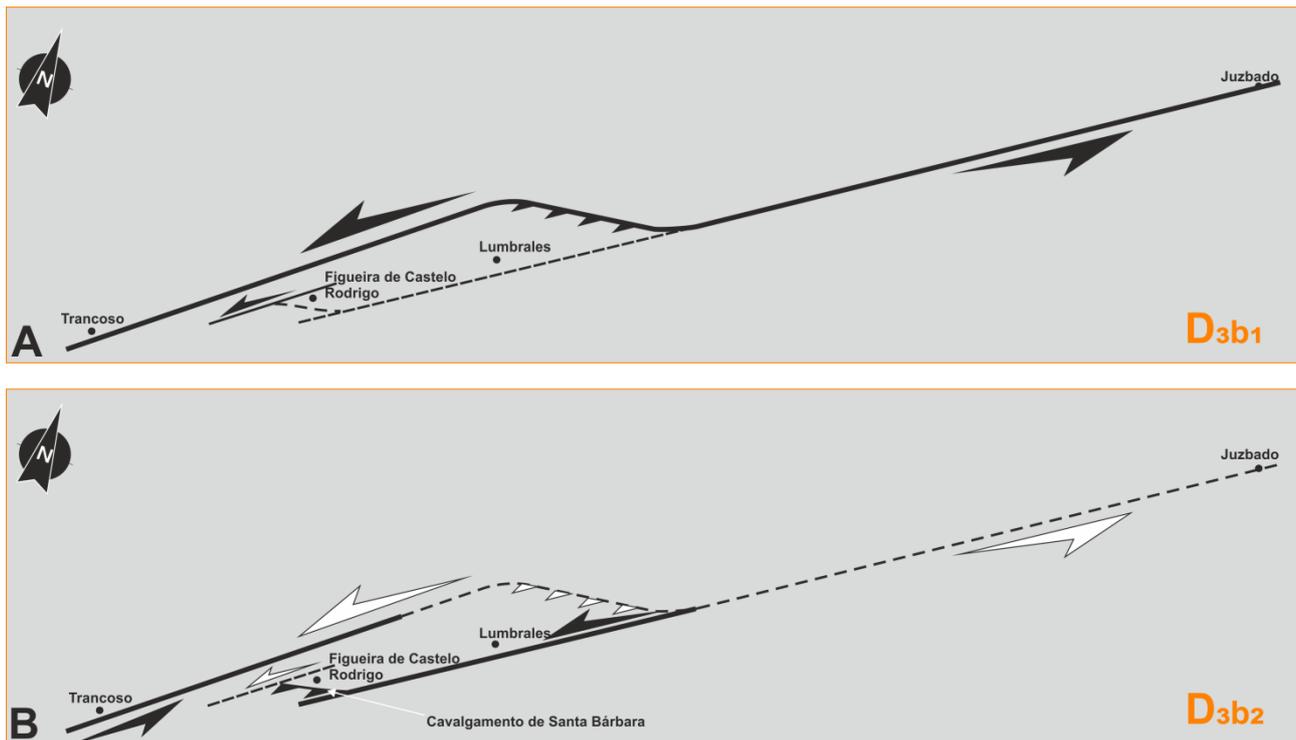


Figura 5. Esquema simplificado da evolução durante a D_{3b} ; A. formação de estruturas mais frágeis a Norte; B. numa fase mais tardia, reactivação das estruturas prévias da ZCJPC, como desligamentos ou como cavalgamentos desligantes sinistrógiros (cavalcamento de Santa Bárbara) ou cavalgamentos puros (Nave Redonda, não representado) *out of sequece*.

A ZCJPC deverá ter tido actividade até aos 309 a 298 Ma (Pastor-Galán *et al.*, 2014 e Valle Aguado *et al.*, 2013, respectivamente), o que coincide com a intrusão dos granitóides tardi-pós- D_3 biotítico-moscovíticos (ver capítulo I, discussão sobre plutonismo) e o final do arqueamento do AIA. No entanto, Gutiérrez Alonso *et al.* (2004) e Pastor-Galán *et al.* (2011) referem que na Zona Cantábrica o desenvolvimento do arco é mais tardio, Pérmico, propondo uma evolução por *orocline buckling* para o AIA. Ribeiro (2013) propõe, no entanto, a génese do AIA em duas fases, uma nos sectores internos, exceptuando a Zona Cantábrica, precoce, e durante o final do Carbónico – início do Pérmico, o arqueamento em regime tectónico *thin skinned* essencialmente na Zona Cantábrica. Esta fase tardia de arqueamento, no entanto, não tem expressão no sector em análise.

Como resultado da cinemática dextra global resultante da colisão entre Gondwana e Laurússia (Arthaud e Matte, 1977), nas fases finais tardi-variscas, desenvolve-se uma fracturação NNE-SSW com cinemática dominante esquerda (Ribeiro *et al.*, 1995; Dias *et al.*, 2013) que no sector de Figueira de Castelo Rodrigo admite um comportamento relativamente mais dúctil, promovendo a rotação dos blocos rígidos quartzíticos com a formação de dobras de arraste à escala cartográfica (Fig. 5 e Anexo I).

Este rejogo esquerdo frágil-dúctil tem um papel fundamental no padrão cartográfico do sinclinal da Marofa, que mantendo uma estrutura D_1 essencialmente E-W, como resultado da sua rotação durante a D_3 , apresenta um padrão cartográfico ENE-WSW, paralelo à ZCJPC (Fig. 5). Torna-se assim importante reforçar que este padrão cartográfico anómalo na ZCI resulta não somente da actuação da ZCJPC durante a D_3 , como também do rejogo sinistrógiro tardi-varisco.

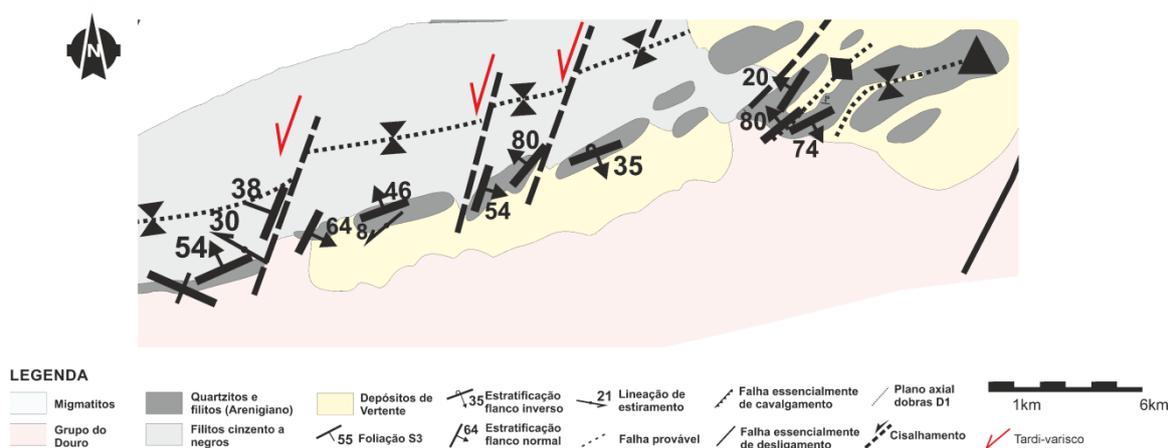


Figura 6. Cinemática associada ao tardi-varisco em Figueira de Castelo Rodrigo (sector Colmeal), com rejogo frágil-dúctil dos desligamentos esquerdos, provocando dobras de arraste de expressão cartográfica e um padrão cartográfico de orientação ENE-WSW.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., 2003. Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition as deduced in the Mondoñedo Thrust Sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics*, 365: 143-164.
- Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachian and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1305-1320.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., 2013. Origem e Instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. In: *Geologia de Portugal* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg Eds.). Escolar Editora.
- Best, M.G., 2002. *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd ed. Wiley-Blackwell, 752p.
- Corsini, M., Rolland, Y., 2009. Late evolution of the Southern European Variscan Belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Tectonics*, 341: 214-223.
- Dias, R., Ribeiro, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246: 113-128.
- Escuder Viruete, J., 1999. Hornblende-bearing leucosome development during syn-orogenic crustal extension in the Tormes Gneiss Dome, NW Iberian Massif, Spain. *Lithos*, 46: 751-772.
- Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R., Dunning, G., 1997. Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, 209: 87-109.

- Fernández, 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
- Fossen, H., Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *J. Struct. Geol.*, 15: 413-422.
- Godin, L.G., Rujic, R.D., Law, R.D., Searle, M.P., 2006. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction in Law, R. D., Searle, M. P., Godin, L. (eds) *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 268: 1–23.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., 2004. Orocline triggered lithospheric delamination. *Geological Society of America Special Paper*, 383: 121-130.
- Harris, N., 2007. Channel flow and the Himalayan-Tibetan orogen: a critical review. *Journal of the Geological Society*, 164(3): 511–523.
- Iglesias, M., Ribeiro, A., 1981. La zone de cisaillement ductile Juzbado (Salamanca) - Penalva do Castelo (Viseu): un linéament réactivé pendant l'orogénèse hercynienne? *Com. Serv. Geol de Portugal*, 67 (1), 89-93.
- Leloup, P.H., Ricard, Y., Battaglia, J., Lacassin, R., 1999. Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples. *Geophys. J. Int.*, 136: 19-40.
- Matte, P. and Ribeiro, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280: 2825-2828.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Murphy, J.B., 2014. Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Murphy, J.B. *To be or not to be Armorican: the Paleozoic Iberian question*. Gondwana 15 Conference Book, 126.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Weil, A.B., 2011. Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc. *Tectonophysics*, 507: 31–46.
- Piçarra, J.M., Sá, A., Storch, P., Gutiérrez-Marco, J.C., 2009. Silurian Stratigraphy and paleontology of the Valongo anticline and Arouca-Tamames syncline, Central Iberian Zone (Portugal and Spain). *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana*, 3 (3): 323-324.
- Ribeiro, A., 2013. A Evolução Geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora. Évora, 15-57.
- Ribeiro, A., Dias, R., Brandão Silva, J., 1995. Genesis of the Ibero-Armorican arc. *Geodinamica Acta*, 8 (4): 173-184.

- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Medina, J., Nolan, J., Martínez Catalán J.R., 2013. *O papel da Zona de Cisalhamento Juzbado - Penalva do Castelo na intrusão de granitos variscos tardi-pós-D3 da região de Viseu (Zona Centro-Ibérica)*. IX Conferência Anual do GGET, Estremoz, 127-130.
- Villar Alonso, P., Fernández Ruiz, J., Bellido, F., Carrasco, R.M., Rodriguez Fernández, L.R., 2000. *Memoria del mapa geológico de España 1:50000, Lumbrales (Hoja 475), série magna, 1ªed, 2ªsérie, 107p, Madrid.*
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Jordan Conan., 2011. New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society*, 167: 127-143.