

Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia

Mestrado em Geologia

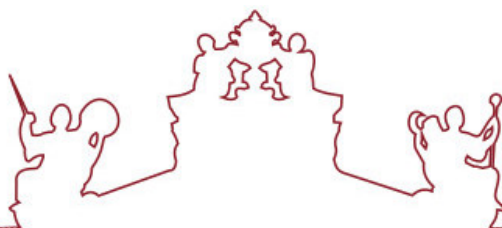
Dissertação

**Transição Ordovícico-Silúrico; Apenas um contacto
estratigráfico ou um elemento estruturante do Varisco
Ibérico?**

Vitor Tereso

Orientador(es) | Rui Manuel Dias
José Roseiro
José Manuel Correia Romão

Évora 2026



Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia

Mestrado em Geologia

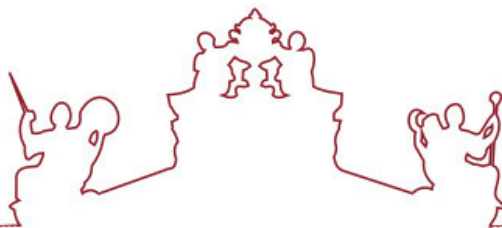
Dissertação

**Transição Ordovícico-Silúrico; Apenas um contacto
estratigráfico ou um elemento estruturante do Varisco
Ibérico?**

Vitor Tereso

Orientador(es) | Rui Manuel Dias
José Roseiro
José Manuel Correia Romão

Évora 2026



A dissertação foi objeto de apreciação e discussão pública pelo seguinte júri nomeado pelo Diretor da Escola de Ciências e Tecnologia:

Presidente | Patrícia Sofia Moita (Universidade de Évora)

Vogais | José Roseiro (Universidade de Évora) (Orientador)
Noel Moreira (Universidade de Évora) (Arguente)

“A vida é bela”

Dedico este trabalho à minha companheira, Inês Correia, pelo apoio e motivação constantes ao longo destes anos. Dedico-o também aos meus sobrinhos Gonçalo Oliveira e Lourenço Borralho, e à ‘pequena e grande’ Maria Rita, por me terem mostrado que há sempre tempo para brincar, mesmo quando o trabalho parece não ter fim.

Agradecimentos

Em primeiro lugar, endereço um agradecimento muito especial ao meu orientador, Professor Doutor Rui Dias, e aos meus coorientadores, José Roseiro e Manuel Romão, pela confiança e motivação para desenvolver este tema. Agradeço toda a ajuda e orientação prestada ao longo deste ano e, acima de tudo, os conhecimentos transmitidos durante a realização deste trabalho.

Ao Doutor Noel Moreira, um agradecimento muito especial pelo seu papel como arguente desta dissertação. A sua revisão extremamente cuidadosa, o rigor científico e as críticas construtivas apresentadas durante o processo de argumentação foram fundamentais para o esclarecimento de conceitos e para a melhoria substancial da versão final deste trabalho.

Ao Laboratório HERCULES, agradeço particularmente ao Professor Doutor José Mirão pelo apoio na interpretação e análise de difração de raios-X, bem como pela disponibilidade na utilização do equipamento. Ao Laboratório AmbiTerra, agradeço à Professora Doutora Rita Fonseca, à Joana Fonseca Araújo e ao Roberto da Silva pelo apoio na preparação e análise geoquímica de rocha total das amostras por ICP-OES.

Aos meus professores, que me acompanharam desde a licenciatura até ao mestrado, agradeço a partilha de conhecimento e os momentos que marcaram este percurso académico.

Um agradecimento à Tia Sandra, assistente técnica do laboratório de Geologia da Universidade de Évora, e novamente ao José Roseiro, por todo o apoio na preparação das lâminas e restante tratamento das amostras.

O Professor Doutor Rui Dias foi, neste percurso, mais do que um orientador; foi um verdadeiro mentor. Agradeço profundamente as palavras e ensinamentos partilhados ao longo destes anos, bem como a oportunidade de conhecer os "montes" do Norte e as suas rotas gastronómicas. Um agradecimento muito especial pela sua presença constante.

Ao José, agradeço não só como coorientador, mas como amigo. Desde o final da minha licenciatura, o José "agarrou-me" e ensinou-me a trabalhar, a estudar e a interpretar a geologia de forma rigorosa. Obrigado pelo tempo dedicado a ensinar-me que as coisas nem sempre são tão simples como parecem, e pelo cuidado e carinho, tanto a nível profissional como pessoal, que marcaram este percurso.

Ao Professor Doutor Carlos Coke, agradeço os momentos passados com o Professor Rui Dias no Marão, a hospitalidade e a cedência do seu espaço para pernoitar durante os meus dias de campo.

Aos meus colegas do Centro Ciência Viva de Estremoz, agradeço o apoio e a disponibilidade para assegurarem o trabalho em dias de campo, permitindo a recolha de dados e amostras fundamentais para este trabalho.

Aos amigos e colegas do Gabinete 211 do Departamento de Geociências — José, Noel, Marcelo, Diogo e Miguel — obrigado pela companhia, pelos conselhos e pela partilha de conhecimento científico e pessoal. À Cláudia, investigadora na Universidade do Porto, agradeço a amizade e a constante disponibilidade para ajudar e aconselhar.

A todos os amigos que fiz ao longo deste percurso, que me deram apoio e incentivo nos momentos de estudo e de lazer: Bruno, Barradas, Laurs, Rubs, Daniela, Mariana, Cuca, Mendes, Zé Pequeno, Marinho, Crostacio, Tocha, Ourives, Raquel, Migas, Martins, Vasco, Caeiro, Pica, Monginho, Gonçalo, Melão, Vânia, Patrícia, Ed, Flor, Isabel, Su, Gambiarra, Cláudio, Tanocas, Xico Pinhas, Coelho, Afonso (VC), José Pimentel e família, Tiago Pinho e família, e ao Professor António Correia. O meu muito obrigado a todos (e peço desculpa se me esqueci de algum nome).

À minha família e à família da minha companheira, agradeço o apoio e o carinho demonstrados ao longo destes anos de desenvolvimento da dissertação.

Quero também agradecer à minha psicóloga, Doutora Ana, por me ter ajudado neste percurso e por me ter auxiliado a controlar e a gerir as minhas emoções durante o desenvolvimento deste trabalho.

Por fim, um agradecimento muito especial à minha companheira, namorada e amiga, Inês Correia. Obrigado pelo apoio e motivação constantes desde o início do meu percurso académico. Foste essencial para me fazer compreender que nunca devo desistir e que, perante a frustração, podem sempre surgir coisas boas. Obrigado por, mesmo não sendo da área da geologia, teres mostrado sempre vontade de compreender este meu mundo.

Resumo

O limite Ordovícico-Silúrico na Zona Centro-Ibérica (ZCI) é considerado uma transição estratigráfica. Contudo, a cartografia estrutural em Celorico de Basto (região do Marão) demonstrou que as unidades de Ordovícico (Formação Moncorvo) e do Silúrico (Formação Campanhó) são delimitadas pela Falha do Covelo do Monte, uma zona de cisalhamento regional com cinemática normal.

O objetivo desta dissertação foi determinar a natureza deste limite e avaliar se as rochas pelíticas silúricas, ricas em matéria orgânica, condicionaram a deformação Varisca. Os métodos envolveram cartografia, análise estrutural e caracterização geoquímica e petrográfica das litologias.

A análise estrutural e os dados de campo confirmaram a natureza tectónica do contacto entre as litologias do Ordovícico e do Silúrico, materializado pela Falha do Covelo do Monte. Com o intuito de compreender as dinâmicas de deformação associadas a esta zona de cisalhamento e avaliar o papel da matéria orgânica nesse processo, procedeu-se à caracterização analítica das amostras adjacentes. A análise geoquímica revelou teores elevados de carbono orgânico no Silúrico desta região, com razões V/Cr sugestivas de deposição anóxica, enquanto a petrografia indicou evidências de deformação dúctil.

Conclui-se que a presença de matéria orgânica pode ter atuado como um facilitador na nucleação de descolamentos e condicionado a arquitetura estrutural Varisca regional. Estes resultados reforçam a hipótese de que as litologias ricas em matéria orgânica funcionam como zonas preferenciais de descolamento, justificando a necessidade de validação deste mecanismo em futuras investigações.

Palavras-Chave: Limite Ordovícico-Silúrico, Falha do Covelo do Monte, Orogenia Varisca, Zonas de Descolamento.

Ordovician - Silurian transition in the Central-Iberian Zone: Just a stratigraphic boundary or major element in the evolution of the Iberian Variscides?

Abstract

The Ordovician-Silurian boundary in the Central Iberian Zona (CIZ) is traditionally considered a stratigraphic transition. However, structural mapping in Celorico de Basto (Marão region) has demonstrated that the Ordovician (Moncorvo Formation) and Silurian (Campanhó Formation) units are bounded by the Covelo do Monte Fault, a regional shear zone with normal kinematics.

The objective of this dissertation was to determine the nature of this boundary and evaluate whether the organic matter-rich Silurian pelitic rocks influenced the Variscan deformation. The methodology involved geological mapping, structural analysis, and the geochemical and petrographic characterization of these lithologies.

Structural analysis and field data confirmed the tectonic nature of the contact between the Ordovician and Silurian lithologies, which is materialized by the Covelo do Monte Fault. In order to understand the deformation Dynamics associated with this shear zona and evaluate the role of organic matter in this process, an analytical characterization of the adjacent samples was performed. Geochemical analysis revealed high organic carbon contents in the Silurian of this region, with V/Cr ratios suggestive of an anoxic depositional environment, while petrography indicated clear evidence of ductile deformation.

It is concluded that the presence of organic matter may have acted as a facilitator for the nucleation of detachments and influenced the regional Variscan structural architecture. These results support the hypothesis that organic matter-rich lithologies act as preferential detachment zones, justifying the need to validate this mechanism in future investigations.

Keywords: Ordovician-Silurian boundary, Covelo do Monte Fault, Variscan Orogeny, Detachment Zones,

Índice

<i>Capítulo I – Introdução: A formação de orógenos e os mecanismos de descolamento... 1</i>	
I.1. Condicionantes litostratigráficas na gênese dos níveis de descolamento	4
I.2. –Problemática em Estudo: Transição Ordovícico-Silúrico na Zona Centro-Ibérica	6
<i>Capítulo II – Enquadramento Geológico</i>	<i>10</i>
II.1. A Zona Centro-Ibérica no contexto da evolução e paleogeografia durante Ordovícico-Silúrico	12
II.2. O Silúrico da Zona Centro-Ibérica: Condicionantes Paleoambientais e Litoestratigrafia	15
II.3. A zona de Campanhó-Ermelo	18
II.3.1. Evolução estrutural e metamórfica	21
<i>Capítulo III – Métodos</i>	<i>25</i>
<i>Capítulo IV – Resultados</i>	<i>29</i>
IV.1 – Cartografia e Estrutura.....	29
A – Primeira Fase de Deformação (D ₁).....	30
B –Segunda Fase de deformação (D ₂)	36
C – Terceira Fase de deformação (D ₃)	38
D – Interpretação estrutural	39
IV.2 – Caracterização macroscópica, geoquímica e petrográfica das amostras	41
2.2 – Caracterização Mineralógica	43
2.2.1 – Difração de Raios – X	43
2.2.2 – Caracterização Petrográfica	48
2.2.3 - Metamorfismo	51
2.2.4 – Caraterização Geoquímica	53
<i>V – Discussão</i>	<i>73</i>
V.1. – Papel da Matéria Orgânica.....	73
V.1.1 – Considerações Iniciais.....	74
V.1.2. – Influência do Teor em Matéria Orgânica na concentração da deformação	75
V.2. – <i>Implicações Regionais e Natureza do Contacto</i>	81
V.2.1 – Modelo Geodinâmico Regional	81

V.2.2 – Integração dos Dados do Presente Estudo	88
V.2.2.1 – Dados de campo na perspectiva dos modelos regionais	90
V.3. – <i>Implicações Gerais</i>	93
VI. – <i>Conclusão</i>	96
VII – <i>Trabalhos Futuros</i>	98
<i>Referências Bibliográficas</i>	99
<i>Apêndices</i> 107	
Apêndice A: Tabelas de Dados Geoquímicos	107
Apêndice B: Trabalhos e Resumos em Congressos	112

Lista de Figuras

- Figura 1 – Fluxo de materiais viscosos canalizados de acordo com as leis (adaptado de Morley et al., 2017): (A) lei de Poiseuille. (B) lei de Couette..... 2*
- Figura 2 – Mapa do Zonamento Tectonoestratigráfico da Península Ibérica (adaptado de Dias et al., 2022). (A) e (B) salientando ainda as áreas onde se verifica um contacto tectónico significativo ou uma discordância entre as litologias do Ordovícico e Silúrico da Zona Centro-Ibérica (parte portuguesa)..... 7*
- Figura 3 – Variação do nível eustático do mar no Silúrico e a distribuição das sequências pelíticas ricas em matéria orgânica no Silúrico na ZCI. (A) gráfico representativo da variação do nível do mar durante o Silúrico (adaptado de Ferriday & Montenari, 2016). (B) Litologias Silúricas ricas em matéria orgânica na ZCI..... 16*
- Figura 4 – Tectonoestratigrafia da ZCI e contexto autóctone/parautóctone de Campanhó (Covelo do Monte), e coluna litoestratigráfica (enquadrada na Figura 2; adaptado de Pereira, 1989)..... 19*
- Figura 5 – Sucessão de Eventos Tectónicos do ciclo Varisco na ZCI (baseado em Pereira, 1989 e em Dias et al., 2022). Padrão estrutural complexo da ZCI na zona de Celorico de Basto (Covelo do Monte – Campanhó), resultante da superposição de múltiplos eventos tectónicos durante a orogenia Varisca; e a sucessão de fases de deformação (D_1 e D_3)..... 22*
- Figura 6 – Relação deformação-magmatismo na região de Celorico de Basto (Covelo do Monte – Campanhó). Evolução do Magmatismo e da Deformação. 23*
- Figura 7 – Paragéneses minerais (retirado de Pereira, 1989) 24*
- Figura 8 – Localização dos sectores de estudo e dos pontos de amostragem no contexto da área de estudo (enquadrado na Figura 4). (A) Delimitação da área de estudo do sector Covelo do Monte, onde foi realizado o levantamento cartográfico e estrutural detalhado. (B) Delimitação da área de estudo do sector Malhada do Outeiro, Paço (Mondim de Basto) (C) Localização detalhada do ponto de recolha UC-CA, próximo ao Carreamento de Canadelo, onde foram recolhidas quatro amostras para análise. 26*

- Figura 9 – Levantamento Estrutural detalhado da área de contacto Ordovícico-Silúrico na região do Marão-Alvão (Sector Covelo do Monte), ZCI (enquadrado na Figura 8A). 30*
- Figura 10 – Projeções estereográficas (hemisfério inferior) para as estruturas de primeira fase de deformação (D_1) no sector de Covelo do Monte. (A) Polos da clivagem S_1 penetrativa ($n=73$), evidenciando a atitude média $N70^\circ W$; $60^\circ-70^\circ NE$. (B) Lineações de intersecção L_1 e eixos de dobras associadas ($n=64$). 31*
- Figura 11 – Evidências da transposição da estratificação original (S_0) pela clivagem de plano axial S_1 no sector do Covelo de Monte (A) Dobramento de veios de quartzo precoces em dobras isoclinais apertadas com plano axial definido por S_1 (B) Microfotografia em lâmina delgada mostrando o mesmo fenómeno de dobramento e transposição. (C) Dobras intrafoliais que demonstram a transposição da estratificação e o desenvolvimento de sigmoides. 32*
- Figura 12 – Esquema da heterogeneidade da deformação D_1 observada no sector do Covelo do Monte, ilustrando a relação espacial entre os diferentes domínios. 33*
- Figura 13 – Evidencias de macro e microestruturais da variação da deformação D_1 no sector do Covelo do Monte. (A) Aspetto de campo (perfil NW-SE) ilustrando a transição espacial direta entre o domínio de deformação coaxial (caracterizado pelo dobramento apertado de um veio de quartzo precoce com clivagem de plano axial subparalelo as zonas de cisalhamento) e o domínio de deformação não coaxial, onde a clivagem S_1 sofre deflexão e paralelização na aproximação à zona de cisalhamento (enquadrada no esquema da Figura 12). (B) Indicadores cinemáticos macroscópicos em afloramento, evidenciando a geometria sigmoide assimétrica desenvolvida em níveis de material mais quartzítico e plano de foliação associados a uma zona de cisalhamento com sentido de movimento nitidamente esquerdo (enquadrada no esquema da Figura 12). (C) Microfotografia em lâmina delgada evidenciando o carácter não coaxial à escala microscópica, com desenvolvimento nítido de bandas de cisalhamento do tipo C' (C' -type shear*

bands) que confirmam sistematicamente a cinemática esquerda observada em campo. 34

37

Figura 14 – Manifestações geométricas e de campo da segunda fase de deformação (D₂) no sector de Covelo do Monte. (A) Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos polos de clivagem S₂ (n = 9) e das lineações de crenulação L₂ (n=12). (B) Registo de campo na proximidade do contacto litológico, evidenciando o aparecimento de dobras amplas que afetam as estruturas D₁ preexistentes. (C) padrão de interferência entre as principais estruturas observadas na região (ver localização na Figura 9). 37

Figura 15 – Estruturas associadas à terceira fase de deformação (D₃) no sector de Covelo do Monte. (A) Dobra em litologias da Formação Campanhó, redobrando dobras isoclinais D₁. (B) Aspeto em lâmina delgada mostrando uma crenulação S₃ ténue associada a este estágio tardio afetando a foliação principal (enquadrada na Figura 11C). 38

Figura 16 – Enquadramento cartográfico regional e relações estruturais no sector de Covelo do Monte (adaptado de Pereira, 1989). A figura ilustra o traçado do contacto tectónico entre o Ordovícico e o Silúrico, definido como Falha de Covelo do Monte, cuja inclinação estimada a partir da construção de retas de contorno estrutural se situa entre 30° e 35° para NW (ver detalhe na Ribeira de Porto Velho). Estão também representadas as grandes estruturas de dobramento D₃ (anticlinais e sinclinais) que afetam a região, permitindo observar a interseção entre o plano da falha e a geometria das superfícies deformadas especialmente a Sul de Covelo do Monte. 39

Figura 17 – Exemplos de litologias e estruturas observadas nas Formações Moncorvo, Formação Campanhó e Unidade de Canadelo nos sectores estudados. Formação Moncorvo (Ordovícico): (A) amostra de ardósia/filito; (B) detalhe da S1 nas ardósias/filitos; (C) cristais de quiastolite. Formação Campanhó (Silúrico): (D) foliação em metapelito laminado; (E) estruturas nodulares em nível grafitoso; (F) veios de quartzo dobrados em lidito. Unidade de Canadelo (Devónico): (G) foliação em filito; (H) amostra de tonalidade

<i>escura; (I) amostra de tonalidade clara com afinidade quartzo-feldspática.</i>	42
<i>Figura 18 – Resultados de análise de DRX, mostrando a variação na abundância de minerais (micas, clorite, quartzo) em amostras de ardósias/filitos (Ordovícico), lilitos/metapelitos (Silúrico) e metapelitos laminados (Devónico).</i>	45
<i>Figura 19 – Fotomicrografias de amostras da Formação Moncorvo, exibindo: (A) Textura lepidoblástica com clorite em estruturas de mica-fish. (B) Pseudomorfose de andaluzite (quiasolite)(And). (C) Quiastolite (em núcleo de porfiroblasto em aparente retrogradação para clorite (Chl) (Figura enquadrada na Figura 19B). (D) Veios de quartzo com forma euédrica e textura poligonal inequigranular.</i>	48
<i>Figura 20 – Fotomicrografia de amostras da Formação Campanhó. (A) Textura predominantemente lepidoblástica e veio de quartzo (qz). (B) Níveis mais micáceos intercalados com níveis mais ricos em matéria orgânica e, possíveis porfiroclastos (azul). (C) Evidências de recristalização dinâmica do tipo bulging (BLG) em grãos de quartzo, manifestada por extinção ondulante e apresentam uma textura poligonal inequigranular. (D) Presença de matéria orgânica (MO), sugerida pelas tonalidades opacas em nicóis paralelos (NP) e nicóis cruzados (NC).</i>	49
<i>Figura 21 – Fotomicrografias de amostras da Unidade de Canadelo. (A) Textura lepidoblástica a granolepidoblástica, com possível estratificação (S₀) marcada por um bandado litológico que alterna entre níveis ricos em matéria orgânica com moscovite e níveis mais claros (microquartzo). (B) Clivagem de crenulação (S₃) bem marcada, sobreposta a uma foliação anterior (S₀/S₁), acentuada pela orientação da moscovite.</i>	50
<i>Figura 22 – Diagramas de variação de Harker (1909) para os óxidos de elementos maiores em função do teor de sílica (SiO₂).</i>	54
<i>Figura 23 – Diagramas de variação de tipo Harker (1909) para os óxidos de elementos maiores em função do teor de alumina (Al₂O₃).</i>	56
<i>Figura 24 – Classificação geoquímica de rochas metassedimentares das Formações Moncorvo (Ordovícico), Campanhó (Silúrico) e da Unidade de Canadelo</i>	

(Devónico) no diagrama Log (Fe_2O_3/K_2O) vs (SiO_2/Al_2O_3) (Herron, 1988). A dispersão de três amostras de lilitos da Formação de Campanhó em direção ao campo de quartzo-arenito (valores altos de SiO_2/Al_2O_3). Projeção das amostras em diagramas de classificação de maturidade: (A) Diagrama de classificação de arenitos e pelitos laminados (adaptado de Herron 1988). (B) Diagrama de classificação de maturidade (adaptado de Pettijhon et al., (1972)). 58

Figura 25 – Análise Geoquímica de Proveniência dos sedimentos (Diagramas de Roser & Korsch, 1986, e Razão k/Rb de Floyd & Leveridge, 1987). F1- (-1,773TiO₂ + 0,60Al₂O₃ + 0,76Fe₂O₃ - 1,5MgO + 0,616CaO + 0,509Na₂O - 1,22K₂O - 9,09). F2 - (0,445TiO₂ + 0,07Al₂O₃ - 0,25Fe₂O₃ - 1,142MgO + 0,438CaO + 1,475Na₂O + 1,426K₂O - 6,861). F1'- (30,638TiO₂/Al₂O₃ - 12,541Fe₂O₃/Al₂O₃ + 7,329MgO/Al₂O₃ + 12,03Na₂O/Al₂O₃ + 35,402K₂O/Al₂O₃ - 6,382). F2'- (56,500TiO₂/Al₂O₃ - 10,879Fe₂O₃/Al₂O₃ + 30,875MgO/Al₂O₃ - 5,404Na₂O/Al₂O₃ + 11,112K₂O/Al₂O₃ - 3,89)..... 62

Figura 26 – Diagrama de funções para proveniência de seqüências arenito-silto-argilosas para definição de ambientes geotectónico (adaptado de Bathia (1983) e Roser & Korsch (1986)). F-1 (- 0,00447SiO₂ - 0,972TiO₂ + 0,008Al₂O₃ - 0,267Fe₂O₃ + 0,208FeO - 3,082MnO + 0,140MgO + 0,195CaO + 0,719Na₂O - 0,032K₂O + 7,510P₂O₅ + 0,303). F-2 (-0,42 SiO₂ + 1,998 TiO₂ - 0,526 Al₂O₃ - 0,551 Fe₂O₃ - 1,610FeO + 2,720MnO + 0,881MgO - 0,907CaO - 0,177Na₂O - 1,840K₂O + 7,244P₂O₅ + 43,57). 64

Figura 27 – Modelo ilustrando o comportamento geoquímico de elementos traço sensíveis a condições redox (oxidação – redução) em diferentes ambientes de oxigenação. (A) Tabela de relação entre diferentes fácies de sedimentos (baseado em Algeo & Maynard, 2004). (B) Diagrama de dispersão da relação entre a razão V/Cr e as formações geológicas. 66

Figura 28 – Variação do carbono orgânico (Cor) nas formações do Ordovícico, Silúrico e Devónico. 69

Figura 29 – Diagramas multielementares de elementos-traço normalizados à Crusta Continental Superior (CCS; Rudnick & Gao, 2014) para as unidades paleozoicas estudadas. (A) Formação Moncorvo (Ordovícico): perfis das

amostras pelíticas homogéneos caracterizados por um enriquecimento relativo em Li, anomalia negativa generalizada de Zr e perfis de V-Cr marcadamente planos a ligeiramente descendentes abaixo da CCS. (B) Formação Campanhó (Silúrico): variação geoquímica contrastante evidenciando dois perfis distintos: (i) amostras pelíticas com enriquecimento generalizado em V e teores de Cr estáveis junto à CCS, e (ii) amostras de liditos (fácies siliciosas) marcadas por um empobrecimento acentuado em elementos móveis (Li, Rb, Ba) e Cr (valores próximos de 0.1), reflexo da sua composição quase monominerálica de quartzo. Destaca-se a amostra UC-CA4 com quebra acentuada em V, sugerindo episódios de reoxigenação local. (C) Unidade de Canadelo (Devónico): assinaturas pelíticas com perfis de V-Cr estáveis e uma quebra extremamente ténue em Zr, mantendo-se invariavelmente próximo dos valores de referência da crosta (linha 1). 70

Figura 30 – Relação entre o teor de carbono orgânico (Cor) nas amostras coletadas em diferentes distâncias das zonas de falha de Covelo do Monte. 77

Figura 31 -Concentração Preferencial. (A) Litologias estratificadas com níveis ricos em matéria orgânica. (B) Deslocamento de blocos controlados pelo nível reologicamente mais fraco rico em matéria orgânica..... 78

Figura 32 – Modelo de enriquecimento residual. (A) Estado inicial: Rocha com distribuição homogénea de matéria orgânica. (B) Estado após deformação: Concentração de matéria orgânica em superfícies preferenciais devido à migração de sílica e conseqüente redução de volume..... 78

Figura 33 – Gráfico ilustrativo da relação entre o teor de carbono orgânico (Cor) e sílica (SiO₂), com o objetivo de avaliar possíveis variações na concentração de sílica na transição das amostras para a zona de falha. 79

Figura 34 – Evolução Geodinâmica segundo Dias da Silva (2013 (adaptado de Dias da Silva, 2013). (A) Fase C₁ – Primeira fase compressiva. (B) Fase C₂ – Segunda fase compressiva. (C) Fase E₁ – Primeira fase extensional. (D) Fase C₃ – Terceira fase compressiva. (E) Fase E₂ – Segunda fase extensional..... 82

Figura 35 – Modelo de partição da deformação transpressiva na Zona Centro-Ibérica (ZCI) durante a primeira fase de deformação varisca (D₁) (adaptado de Dias et al., 2022). (A) Representação dos Domínios 1 e 3, onde a partição da

deformação resulta na coexistência de dobras D_1 e zonas de cisalhamento esquerdas sub-paralelas (e.g., Malpica-Lamego e Tomar-Badajoz-Córdoba); destaque para a “estrutura em flor” no plano de simetria da zona de cisalhamento Malpica-Lamego. (B) Corte esquemático do Domínio 2, caracterizado por dobras D_1 verticais e ausência de zonas de cisalhamento, evidenciando uma lineação de estiramento sub-perpendicular aos eixos das dobras. 84

Figura 36 – Estrutura da região do Marão como reflexo da partição da deformação transpressiva durante a fase D_1 (adaptado de Dias et al., 2022). Ilustração cinemática da região: em (A-C), os Domínios 1 e 3 exibem o predomínio de escape lateral de material, com lineações de estiramento horizontal associadas a zonas de cisalhamento esquerdas; em (B), o Domínio 2 destaca o escape vertical, materializado por dobras apertadas e o desenvolvimento de uma clivagem penetrativa. 86

Figura 37- Relações estruturais e cinemáticas das falhas normais na região de Mondim de Basto – Serra do Marão (adaptado de Dias et al., 2022). 87

Figura 38 – Modelos conceituais de regimes transtensivos em sistemas de desligamento esquerdo (adaptado de Burg, 2017): (A) Overstep extensional, caracterizada pelo ressalto (será mais correto?) da deformação entre dois segmentos de falha paralelos e independentes; (B) Releasing bend, definida pela deflexão geométrica ao longo do traçado de uma única superfície de falha contínua. 88

Figura 39 – (A) Localização das principais zonas de cisalhamento regionais (Mondim-Murça-Moncorvo e Amarante) e área de sobreposição onde se concentram as falhas normais tardias propostas por Dias et al. (2022) (enquadrada na Figura 37). (B) Representação detalhada da geometria e cinemática da falha normal de Covelo do Monte, que desloca a Formação Campanhó (teto) sobre a Formação Moncorvo (muro), ilustrando a posição da primeira no bloco a teto da falha de Pena Suar e a sua possível origem em duplexes extensionais na final da deformação Varisca D_1/D_2 (adaptado de Dias et al., 2022). 89

Lista de Tabelas

<i>Tabela 1 – Referências dos 11 pontos de amostragens, as suas principais características e o sistema de coordenadas (WGS 84).</i>	<i>27</i>
<i>Tabela 2 – Distribuição Percentual de Minerais (Micas, Clorite, Quartzo, Ilmenite, Ortoclase) em amostras da Formação Moncorvo, da Formação Campanhó e da Unidade Canadelo.</i>	<i>44</i>
<i>Tabela 3 – Resumo com as principais feições petrográficas e implicações metamórficas por formação.</i>	<i>52</i>
<i>Tabela 4 – Comparativo com as razões SiO_2/Al_2O_3 e Fe_2O_3/K_2O por formação, incluindo interpretação geoquímica e litológica.</i>	<i>60</i>
<i>Tabela 5 – Espessura e características dos horizontes ricos em matéria orgânica na ZCI</i>	<i>76</i>
<i>Tabela 6 – Papel de matéria orgânica em regimes compressivos e extensionais na ZCI</i>	<i>94</i>

Capítulo I – Introdução: A formação de orógenos e os mecanismos de descolamento

A formação de orógenos é um processo geológico intrínseco à tectónica de placas. Durante este processo, a crosta terrestre é sujeita a movimentos contínuos convergentes que promovem deformações intensas localizadas, resultando na génese de cadeias de montanhas que moldam a superfície topográfica do planeta. Entre os múltiplos fatores que influenciam a orogénese destacam-se as estruturas de fraqueza, como os grandes cavalgamentos e carreamentos que atuam como mecanismos cruciais para o espessamento crustal.

Estas estruturas, como cavalgamentos e carreamentos, permitem o empilhamento de massas rochosas ao longo de superfícies de descolamento, que irão contribuir para o espessamento da crosta continental. As litologias envolvidas nestes processos sofrem deformações intensas, caracterizadas principalmente por dobras, falhas, zonas de cisalhamento e metamorfismo. Os descolamentos ocorrem geralmente ao longo de falhas de baixo a moderado ângulo, que se desenvolvem acima de superfícies sub-horizontais de fraqueza mecânica.

Esses níveis de descolamento são frequentemente controlados por litologias de baixa resistência, como pelitos, evaporitos e metassedimentos de baixo grau metamórfico. Estas rochas atuam como zonas preferenciais de descolamento devido à sua fraqueza intrínseca e à capacidade de reter ou canalizar tensões elevadas (Morley et al., 2017). Embora predominem na crosta superior e média, descolamentos à escala do orógeno podem estender-se até à crosta inferior (próximo do Moho) ou mesmo à litosfera subcrustal (Cook et al., 1994). A estas profundidades, o controlo da deformação é regido pela reologia, e não pela presença de litologias sedimentares.

O comportamento reológico dos materiais é influenciado por variações consideráveis na temperatura e pressão, bem como por transformações nos processos diagenéticos e metamórficos que afetam a mineralogia das rochas. Além

disto, os ambientes tectônicos, a composição química-mineralógica, a porosidade e a litologia desempenham um papel determinante na forma como os materiais rochosos respondem à deformação (Morley et al., 2017). Para entender melhor como estes descolamentos ocorrem, é fundamental considerar princípios físicos associados ao fluxo de materiais viscosos, como as leis de Poiseuille e de Couette:

- Lei de Poiseuille (Fig. 1A): descreve o fluxo de um fluido viscoso num canal em resposta a uma diferença de pressão. A taxa de fluxo depende da viscosidade do fluido, do diâmetro e do comprimento do canal. Embora originalmente formulada para fluidos newtonianos, esta lei tem sido aplicada como analogia ao fluxo de materiais geológicos, com as devidas limitações impostas pela heterogeneidade e comportamento não-newtoniano das rochas (Morley et al., 2017).
- A lei de Couette (Fig. 1B), descreve o fluxo de um material viscoso entre duas superfícies paralelas, onde uma se move em relação à outra. Este modelo é particularmente relevante para zonas de descolamento, onde o movimento relativo entre camadas rochosas pode ser comparado ao cisalhamento entre placas paralelas, e à força de atrito entre o fluido e as placas (Morley et al., 2017).

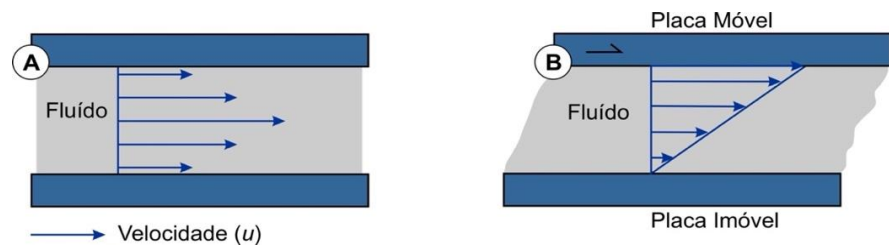


Figura 1 – Fluxo de materiais viscosos canalizados de acordo com as leis (adaptado de Morley et al., 2017): (A) lei de Poiseuille. (B) lei de Couette.

Contudo, para muitos dos descolamentos em níveis pelíticos, o mecanismo dominante é descrito com mais precisão por um modelo viscoplástico de Bingham, que combina características reológicas intrínsecas do material, incorporando também um componente relevante de atrito. A chave para a ocorrência do descolamento reside, assim, na capacidade das litologias de reter ou canalizar pressões de fluidos elevadas, que reduzem a resistência ao atrito e

facilitam o movimento ao longo das superfícies de descolamento (Morley et al., 2017).

Em contextos geológicos complexos, como bacias sedimentares ou zonas de colisão continental, as propriedades das camadas podem variar lateralmente, resultando numa sobreposição dos comportamentos descritos pelas leis de Poiseuille e Couette. Assim, os orógenos podem apresentar uma grande diversidade de estruturas, frequentemente associadas a diferentes tipos de descolamento (Cook et al., 1994):

- (1) *thin-skinned*, caracterizadas por deformações que afetam as zonas mais superficiais da crosta acima do soco cristalino, sendo típicas de regiões com espessos pacotes sedimentares, como em bacias de ante-país;
- (2) *thick-skinned*, que envolvem deformações que afetam tanto a cobertura sedimentar como o soco cristalino, sendo comuns em colisões continentais profundas.

Exemplos notáveis da aplicação destes conceitos incluem os Alpes, cuja formação resulta da colisão entre as placas Africana e Eurosiática, apresentando uma sobreposição complexa de mantos tectónicos. Outro caso emblemático é o orógeno Varisco, onde cavalgamentos e carreamentos de grande escala, envolvendo tanto a cobertura como o soco, foram essenciais para a consolidação da Pangeia.

I.1. Condicionantes litostratigráficas na gênese dos níveis de descolamento

Os cavalgamentos e carreamentos tendem a desenvolver-se ao longo de níveis litoestratigráficos específicos, aproveitando a reativação de discontinuidades preexistentes ou de horizontes de elevada incompetência reológica. Ao funcionarem como superfícies de descolamento, estas zonas de fraqueza reológica acomodam a deformação e facilitam a translação de grandes massas rochosas durante a inversão tectónica (*e.g.*, Cook et al., 1994; Morley et al., 2017).

Neste contexto há dois aspetos fundamentais a considerar:

- (i) características intrínsecas da litologia ou litoestratigrafia que favorecem a redução do atrito entre camadas/formações durante eventos orogénicos;
- (ii) pré-condicionantes tectónicas que controlam a deposição e preservação dessas sucessões suscetíveis de descolamento ao longo do tempo.

No âmbito da deformação crustal, uma das propriedades litológicas mais relevantes do ponto de vista da nucleação de falhas/ zonas de cisalhamento é o teor de carbono orgânico. Parnell & Brolly (2021) destacam que níveis ricos em carbono orgânico podem reduzir significativamente a resistência friccional da crosta, funcionando como agentes de “lubrificação” durante a deformação compressiva. Este efeito facilita o espessamento crustal e contribui para a formação de cadeias montanhosas, como observado em orógenos paleoproterozoicos (Parnell & Brolly 2021).

A mobilização do carbono orgânico durante processos de deformação e metamorfismo pode originar grafite (*e.g.*, Nakamura et al., 2015), cuja presença em zonas de cisalhamento é particularmente significativa. A evidência da influência da grafite na deformação baseia-se em dois fatores principais:

- (1) concentração de grafite em superfícies de cisalhamento, associada à redistribuição local de carbono (*i.e.*, influenciado pelos campos de tensão) sob campos de tensão elevados (Kríbek et al., 2015; Yamasaki et al., 2016);
- (2) o estado cristalino da matéria orgânica varia com o tipo de deformação. A matéria orgânica associada à deformação frágil tende a ter uma estrutura desordenada e menor maturação térmica. Em contraste, a matéria orgânica em metassedimentos deformados em profundidade exibe maior cristalinidade e pureza. (Parnell & Brolly, 2021).

Quanto maior a maturação e cristalinidade da matéria orgânica, maior a eficácia como redutor de atrito (Nakamura et al., 2015, Yamasaki et al., 2016). Assim, sedimentos ricos em matéria orgânica, quando submetidos a metamorfismo e deformação, tendem a adquirir um comportamento dúctil, favorecendo o empilhamento tectónico em orógenos.

A formação de níveis propícios ao descolamento depende também do contexto tectónico e da cronologia da sedimentação. Ambientes de bacia com elevada subsidência e acumulação de sedimentos finos e ricos em matéria orgânica (*e.g.*, pelitos, turbiditos ou evaporitos) são particularmente favoráveis. Estes ambientes podem evoluir para zonas de fraqueza reológica durante fases de compressão tectónica, sendo reativados como superfícies de descolamento.

Além disso, a preservação destes níveis depende da evolução térmica e tectónica da região. Em bacias de antepaís ou margens passivas que posteriormente sofrem inversão, níveis ricos em matéria orgânica, como os pelíticos, podem ser soterrados e metamorfizados. Este processo confere-lhes propriedades reológicas que promovem a deformação dúctil.

A investigação a realizar neste trabalho procura compreender se as unidades litológicas ricas em matéria orgânica do Silúrico autóctone da Zona Centro-Ibérica (ZCI) na região do Marão, contribuíram para a deformação localizada durante a Orogenia Varisca, facilitando o desenvolvimento de mantos de descolamento e cavalgamentos. A análise da maturação da matéria orgânica, da cristalinidade da grafite e da sua distribuição em estruturas tectónicas pode

fornecer evidências cruciais sobre os mecanismos de deformação neste segmento orogénico.

I.2. –Problemática em Estudo: Transição Ordovícico-Silúrico na Zona Centro-Ibérica

As unidades do Ordovícico e do Silúrico da Zona Centro-Ibérica (ZCI) foram fortemente deformadas, como todas as sequências pré-mesozoicas, durante a Orogenia Varisca. Estas litologias resultaram da sedimentação em ambiente de margem passiva, associadas às margens do oceano *Rheic* (e.g., Gutiérrez-Marco et al., 2019). As sequências silúricas são frequentemente compostas por litologias que contrastam com os estratos ordovícicos subjacentes, nomeadamente *shales* negros, rochas sedimentares com nódulos de fosfatos e outros litótipos que sugerem a transição de condições de deposição ricas em oxigénio para anóxicas ou euxínicas (Piçarra, 1999; Gutiérrez-Marco et al., 2019 e referências aí incluídas; Roseiro et al., 2020). Em alguns sectores da ZCI em Portugal, a transição entre o Ordovícico-Silúrico tem sido cartografada como uma discordância, que resulta da ausência do Ordovícico Superior e de parte do Silúrico Inferior. Com efeito, imediatamente acima do Ordovícico Médio (Formação Pardelhas), surgem as litologias do Venloquiano (Silúrico, Formação Campanhó), o que pode evidenciar este hiato ou discordância (Pereira, 1987, 1989, 2000, 2006).

No entanto, em algumas áreas deste contacto, tanto em Portugal como em Espanha, o limite cartográfico entre as formações de ambos os períodos têm sido considerados como um limite tectónico. Por exemplo, alguns autores (Vacas & Martínez Catalán, 1987; Antona & Martínez Catalán, 1990), descrevem a ausência de uma transição cartográfica gradual entre as sequências do Ordovícico-Silúrico no Sinforma de Alcañices (Fig. 2A), o que os levou a considerar aí a existência de um contacto tectónico, nomeadamente, um cavalgamento (embora a possibilidade de ser uma discordância não tenha sido excluída). Também na região de Espinhosela (Fig. 2A), Meireles (2006; 2011) mencionou que o limite Ordovícico-Silúrico é marcado por um importante contacto tectónico (o carreamento da Ribeira de Silos), definido por zonas de intensa deformação (descrevendo filonitos

e cataclasitos), colocando litologias do Silúrico em contacto com as do Ordovícico; este carreamento teria sido posteriormente reativado como cisalhamento durante a deformação varisca mais tardia com o desenvolvimento de brechas ferruginosas (Meireles, 2011).

Em Ribeiro (1998), na região de Vila Pouca de Aguiar, foi referida a possibilidade de existir um acidente tectónico entre as formações do Ordovícico (Unidades de Curros) e as do Silúrico (Unidade das Fragas Negras) (Fig. 2A). Em Dias da Silva (2013) e Dias da Silva et al. (2020) foi marcado também um contacto tectónico entre o Ordovícico (Formação Moncorvo) e o Silúrico (Formação Campanhó) a nordeste de Quintadas Quebradas (Fig. 2A).

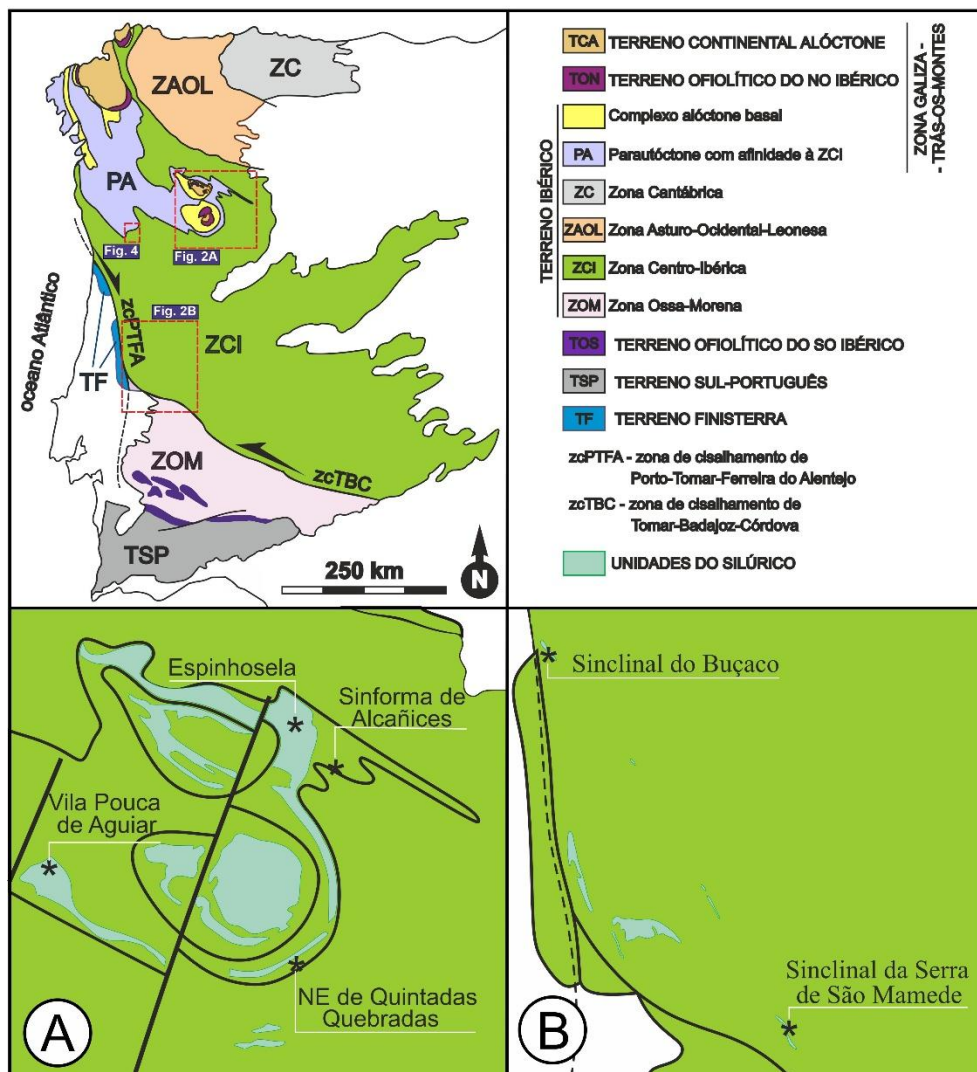


Figura 2 – Mapa do Zonamento Tectonoestratigráfico da Península Ibérica (adaptado de Dias et al., 2022). (A) e (B) salientando ainda as áreas onde se verifica um contacto tectónico significativo ou uma discordância entre as litologias do Ordovícico e Silúrico da Zona Centro-Ibérica (parte portuguesa).

Levantamentos recentes para as cartas geológicas de Portugal na escala de 1/200.000 (*e.g.*, região de Portalegre na folha 6 – Ferreira & Piçarra, 2020 – e Buçaco na folha 3 – em curso), têm vindo a mostrar que a passagem das litologias do Ordovícico aos xistos grafitosos do Silúrico encontra-se truncada tectonicamente em muitos locais, nomeadamente nos sinclinais de São Mamede e Buçaco (Fig. 2B):

- (1) no bordo sul do sinclinal da Serra de São Mamede, o contacto dos quartzitos ordovícicos com xistos do Silúrico efetua-se através de um cavalgamento com expressão quilométrica (NW-SE) com transporte de material para NE;
- (2) no flanco SW do sinclinal do Buçaco, os xistos do Silúrico truncam várias unidades, desde a base do Ordovícico até ao seu topo através de um acidente tectónico. Este mesmo acidente encontra-se no ramo NE do sinclinal, sendo responsável pelo transporte dos xistos do Silúrico sobre diabases e xistos diabásicos (*i.e.*, microgabros ou doleritos metamorfizados) do Ordovícico Médio.

As características estruturais de contacto Ordovícico-Silúrico referidas sugerem que as unidades do Silúrico Inferior da ZCI, poderão ter sido um elemento determinante na evolução do Varisco Ibérico, uma vez que os materiais pelíticos ricos em matéria orgânica podem favorecer o descolamento entre unidades em orógenos (Morley et al., 2017).

No entanto, na região de Celorico de Basto (região do Marão), a sul de Campanhó, os trabalhos realizados para o desenvolvimento das cartas geológicas de Portugal na escala de 1/50.000 (carta 10-A, Pereira, 1989) e na escala de 1/200.000 (Pereira, 2000) marcam um limite estratigráfico, no limite do Ordovícico Médio (Formação Pardelhas) com o Silúrico (Formação Campanhó).

A interpretação da cartografia desta região (Pereira, 1989, 2000, 2006) revela que os níveis superiores do Ordovícico parecem truncar as unidades do Silúrico. Esta truncatura não pode ser explicada, nem como um contacto estratigráfico normal, nem por uma simples discordância angular, uma vez que, neste último caso, seriam os níveis mais antigos do Ordovícico a serem truncados. Contudo, é constatado por Meireles (2011) um eventual contacto tectónico da

sequência Silúrica sobre o Ordovícico. Assim, coloca-se a hipótese de que este contacto corresponda a um limite tectónico.

Este trabalho visa investigar se estes contactos observados na zona de Celorico de Basto correspondem a limites estratigráficos normais ou a contactos tectónicos (*e.g.*, falhas de cavalgamento). A análise permitirá compreender se a transição Ordovícico Superior–Silúrico Inferior desempenhou um papel estruturante no desenvolvimento do orógeno Varisco Ibérico (*e.g.*, Vacas & Martínez Catalán, 1987; Antona & Martínez Catalán, 1990; Meireles, 2006, 2011).

Procura-se, complementarmente, averiguar a existência de uma correlação entre os setores com maiores evidências de zonas de cisalhamento e a abundância de matéria orgânica, em concordância com o que é reportado na literatura científica. O reconhecimento de tais mecanismos no contexto varisco português é, portanto, essencial para compreender a génese e evolução estrutural da Zona Centro-Ibérica

Capítulo II – Enquadramento Geológico

A evolução geológica pré-mesozoica da Península Ibérica encontra-se associada ao desenvolvimento do Ciclo Varisco, um evento de escala global que, ao longo do Paleozoico, moldou a arquitetura litoestratigráfica, metamórfica e estrutural do designado Maciço Ibérico (Ribeiro, 2013a; Simancas et al., 2019). Este maciço representa um dos segmentos mais completos da Cadeia Varisca, interligando-se paleogeograficamente com os domínios da Europa Central através do desenvolvimento do Arco Ibero-Armoricano (Dias et al., 2016; Simancas et al., 2019).

À escala global, o Ciclo Varisco reflete a clássica evolução de um ciclo de Wilson completo. Este iniciou-se no Paleozoico Inferior com a fragmentação do supercontinente Gonduana, a abertura e expansão do Oceano *Rheic* (fase extensional e de margem passiva) e culminou, no Paleozoico Médio a Superior, com o fecho oceânico e a consequente colisão continental entre as superestruturas da Laurússia e Gonduana, originando o supercontinente Pangeia (*e.g.*, Simancas et al., 2019).

A evolução pode ser subdividida em três grandes etapas:

- **Fase de Extensão e *Rifting* (Paleozoico Inferior):** Caracterizada pela fragmentação do supercontinente Gonduana e abertura do Oceano *Rheic*.
 - Esta etapa marca o início do Ciclo Varisco com a fragmentação do bordo do supercontinente Gonduana e a génese do Oceano *Rheic*. O processo de estiramento crustal desencadeou a formação de estruturas em *horst* e *graben* na crosta superior, resultando em bacias sedimentares de espessuras e facies variáveis (Sánchez-García et al., 2019). Esta fase foi acompanhada por um magmatismo, interpretado como reflexo da descompressão mantélica e fusão. O magmatismo segundo Sánchez-García (2019) pode ser dividido em três: um evento félsico peraluminoso (Terreneuviano), um evento principal bimodal (Câmbrico Série 2

ao Furongiano) e um evento tardio (Ordovícico Inferior), destacando a rutura final do Gondwana e o nascimento do Oceano *Rheic*.

- **Fase de Margem Passiva (Ordovícico – Devónico Inferior):** Período de subsidência térmica onde a sedimentação foi controlada principalmente por variações eustáticas globais.
 - Nesta fase de abertura oceânica, a margem continental entrou numa fase de estabilidade térmica. A sedimentação durante este período foi primariamente controlada por variações eustáticas globais, resultando na deposição de sucessões siliciclásticas contínuas. A deposição de xistos negros durante este período indica condições de plataforma marinha profunda e circulação restrita. (Ribeiro, 2013; Romão et al., 2013; Gutiérrez-Marco et al., 2019; Romão, 2000).

- **Fase Colisional (Paleozoico Médio a Superior):** Processo de inversão tectónica, marcado por deformação, metamorfismo regional e magmatismo sin- a pós-colisional, que resultou na arquitetura atual do Maciço Ibérico.
 - Esta etapa resulta da colisão entre a Laurússia e o Gondwana, resultando no fecho do Oceano *Rheic* e a inversão tectónica das bacias através da reativação de antigas falhas normais como falhas inversas (*e.g.*, Dias et al., 2016). O intenso encurtamento inicial levou ao desenvolvimento de um dobramento e metamorfismo regional. Para esta evolução final da cadeia orogénica, coexistem duas perspetivas explicativas: por um lado, o modelo que defende um encurtamento e uma colisão oblíqua, que atuou como principal motor para a génese do Arco Ibero-Armoricano (*e.g.*, Dias et al., 2022); por outro lado, um modelo alternativo que propõe que esta fase resulta de um conjunto de eventos compressivos e extensionais (Dias da Silva et al., 2020). O

encerramento deste evento colisional termina (*i.e.*, final do Carbónico Superior e o início do Pérmico), com um volumoso magmatismo granítico resultante da anatexia crustal (*e.g.*, Simancas, 2019).

A propagação da deformação e a intensidade dos processos sin- a pós-colisionais variscos não ocorreram de forma espacialmente isotrópica. A variabilidade na reativação das estruturas herdadas, bem como os diferentes graus de subsidência e magmatismo, resultaram numa profunda segmentação paleogeográfica e estrutural do orógeno. Originalmente identificada por Lotze (1945) e sucessivamente atualizada (*e.g.*, Julivert et al., 1972; Ribeiro et al., 1979; Dias et al., 2016), esta assimetria encontra-se organizada em faixas subparalelas à direção geral da cadeia, definindo o clássico zonamento tectonoestratigráfico do Maciço Ibérico: Cantábrica, Zona Oeste Astúrico-Leonesa, Zona de Galiza Trás-os-Montes, Zona Centro-Ibérica (ZCI), a Zona de Ossa-Morena (ZOM) e a Zona Sul-Portuguesa (ZSP).

II.1. A Zona Centro-Ibérica no contexto da evolução e paleogeografia durante Ordovícico-Silúrico

A ZCI é caracterizada essencialmente por um conjunto de unidades metassedimentares com expressão cartográfica significativa, intruídas por grandes corpos graníticos que se relacionam tanto com fases extensionais como colisionais do Ciclo Varisco no Maciço Ibérico (Ribeiro et al., 2007). Estruturalmente, esta zona é delimitada a sul pela zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba e a oeste pela zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (*e.g.*, Romão et al., 2013; Dias et al., 2016). Do ponto de vista paleogeográfico, a ZCI regista de forma exemplar a evolução do bordo setentrional do Gondwana durante o Ordovícico-Silúrico, período em que funcionou como uma margem passiva, marcada por uma dinâmica sedimentar controlada por flutuações eustáticas, elementos que moldaram a sua atual litoestratigrafia (Gutiérrez-Marco et al., 2019).

A evolução sedimentar do Ordovícico na ZCI reflete a instalação e o desenvolvimento de uma margem continental passiva no bordo setentrional do

Gondwana (Gutiérrez-Marco et al., 2019). Este ciclo transgressivo-regressivo pode ser descrito em três fases fundamentais:

- 1. Discordância Basal e Margem Passiva:** O ciclo inicia-se com a discordância pré-ordovícica, que tranca o soco neoproterozoico-câmbrico e assinala o fim do regime de *rift* intracontinental (Dias et al., 2013). Com a expansão do Oceano *Rheic*, a ZCI evoluiu para uma margem passiva em subsidência térmica. Nesta nova fase, a sedimentação deixou de ser influenciada pelo controlo estrutural de falhas ativas (antigos *horsts* e *grabens*), passando a ser determinada por oscilações eustáticas globais. (Gutiérrez-Marco et al., 2019).
- 2. Transgressão e Plataformas Siliciclásticas:** A subida do nível do mar resultou na deposição da Formação do Marão, equivalente ao Quartzito Armoricano (Sá et al., 2005). Estas bancadas quartzíticas, que refletem um ambiente litoral de alta energia, preservando fósseis como trilobites de forma muito residual. Em vez disso, caracterizam-se por uma abundância de icnofósseis, como *Cruziana* e *Skolithos* (e.g., Romão, 2006). No Ordovícico Médio, o aprofundamento da bacia promoveu a transição gradual para sucessões pelíticas de plataforma distal (e.g., Formação do Brejo Fundeiro) (Metodiev et al., 2009; Gutiérrez-Marco et al., 2019)
- 3. Auge Glaciar:** Embora o Ordovícico Superior se apresente frequentemente condensado, a preservação de abundantes associações de trilobites demonstra que a bacia permanecia ativa e sujeita a profundas reestruturações faunísticas (Pereira, 2018). Este período é marcado por unidades representativas da Glaciação Hirnantiana. A principal evidência física deste evento não se limita à fauna fria (*Hirnantia*). Consiste numa drástica regressão glacio-eustática que causou uma discordância erosiva regional e a deposição de diamictitos com *dropstones*. (e.g., Formação de Casal Carvalhal) (Romão, 2006; Metodiev et al., 2009). Pontualmente, associam-se a este contexto níveis carbonatados de plataforma rasa, os quais, por representarem oscilações climáticas, evidenciam a complexidade das condições

ambientais que precederam o auge da glaciação (Gutiérrez-Marco et al., 2019).

Com a progressiva transgressão marinha no Ordovícico Médio, o depocentro da bacia aprofundou, promovendo a deposição de sequências pelíticas em ambientes de plataforma distal e anóxia.

Durante o Silúrico, a rápida recuperação eustática global decorrente do degelo da calote polar hirnantiana impulsionou uma nova e ampla transgressão marinha na ZCI. A rápida submersão da bacia, associado a uma circulação oceânica global restrita e estratificada, favoreceu a generalização de condições anóxicas a disóxicas nos fundos marinhos, promovendo a deposição de sucessões de xistos negros ricos em graptólitos (Romão, 2000; Sequeira & Piçarra, 2012; Gutiérrez-Marco et al., 2019).

O registo litoestratigráfico silúrico revela uma heterogeneidade paleogeográfica significativa. Conforme Gutiérrez-Marco et al. (2019) estabeleceram, a distribuição das fácies sedimentares na bacia segue a seguinte sequência:

- Nos domínios a oeste e sudoeste da ZCI (*e.g.*, sinclinais do Buçaco, Amêndoa-Carvoeiro e Vila Velha de Ródão): O ambiente correspondia a uma plataforma interna ou proximal. Por esta razão, a sedimentação neste setor é mais espessa e culmina invariavelmente com unidades siliciclásticas no topo da sucessão silúrica (*e.g.*, os quartzitos da Formação de Vale da Ursa, no Buçaco, ou da Formação da Carregueira, mais a sul) (Sequeira & Piçarra, 2012; Romão et al., 2013).
- Nas áreas posicionadas a este e nordeste da ZCI: O ambiente transacionava para uma plataforma distal e profunda. Por se encontrarem mais distantes das fontes, estas zonas são dominadas por sucessões altamente condensadas de pelitos negros finos com intercalações de calcários escuros (Gutiérrez-Marco et al., 2019).
- Na região de Murça-Moncorvo: A sedimentação de carácter redutor é representada pela Formação de Campanhó, constituída por intercalações

de argilitos, xistos carbonosos, liditos e ampelitos (Gutiérrez-Marco et al., 2019; Pereira et al., 2025). A recente identificação nesta unidade do primeiro registo de trilobites silúricos em Portugal demonstra que existiram episódios de oxigenação relativa ou correntes locais que permitiram a colonização pontual por estas comunidades (Pereira et al., 2025).

Sob o ponto de vista mecânico, o contraste reológico entre as bancadas quartzíticas ordovícicas (competentes) e as sucessões pelíticas silúricas sobrejacentes (incompetentes) criou uma forte anisotropia na bacia. Consequentemente, durante a Orogenia Varisca, estas massas pelíticas silúricas poderão ter desempenhado um papel estrutural crucial, funcionando como níveis de descolamento preferenciais que absorveram grande parte do encurtamento colisional e condicionaram a arquitetura tectónica do Maciço Ibérico.

II.2. O Silúrico da Zona Centro-Ibérica: Condicionantes Paleoambientais e Litoestratigrafia

O registo silúrico na ZCI destaca-se pela acumulação persistente de sedimentos ricos em matéria orgânica, um fenómeno que não é restrito à Ibéria, mas transversal às margens gonduánicas (Meyer & Kump, 2008; Li et al., 2017; Gutiérrez-Marco et al., 2019; Zhao et al., 2023). A formação destas sequências é interpretada como o resultado de uma conjugação de fatores eustáticos, paleoclimáticos e tectónicos descritos por diversos autores (*e.g.*, Romão, 2000; Gutiérrez-Marco et al., 2019).

Durante o Silúrico Inferior, as oscilações glacio-eustáticas associadas à instabilidade climática pós-glaciação hirnântiana provocaram transgressões sucessivas que submeteram vastas áreas da plataforma continental a condições de circulação oceânica restrita (Fig. 3A).

A entrada abrupta de grandes volumes de água doce, proveniente da fusão de calotes glaciares, terá induzido a estratificação da coluna de água em bacias epicontinentais, inibindo a ventilação do fundo oceânico (Ferriday & Montenari,

2016). Este ambiente anóxico a euxínico, caracterizado pela baixa renovação oceânica, foi determinante para a preservação de elevadas concentrações de matéria orgânica, impedindo a sua degradação biológica (Meyer & Kump, 2008; Zhao et al., 2023).

A litoestratigrafia destas sequências revela um carácter diacrónico na bacia ibérica. Enquanto na ZOM e em certas áreas da Zona Oeste Astúrico- Leonesa (ZOAL) a sedimentação silúrica se iniciou durante o Rhuddaniano (Llandovery Inferior), na ZCI este domínio expandiu-se progressivamente (Pereira et al., 2023). Nestes sectores, as sucessões correspondentes ao Llandovery, Wenlock e parte do Ludlow são marcadas pela predominância de *shales* grafitosos e pelitos negros, frequentemente associados a fosséis (*e.g.*, Pereira et al., 2023).

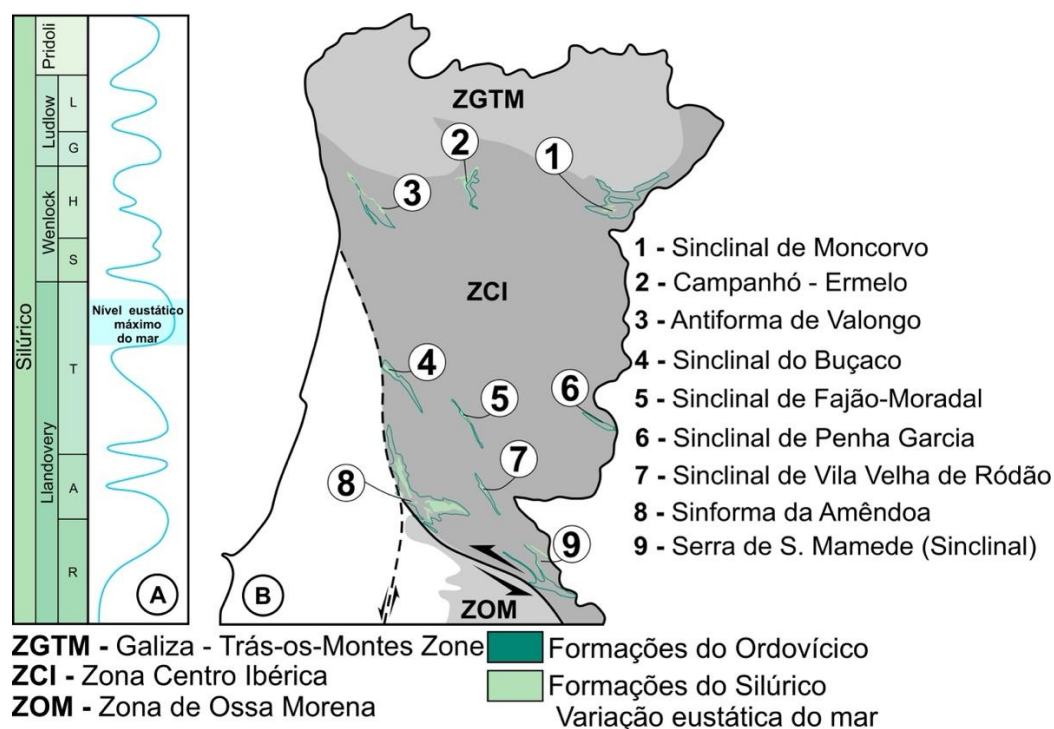


Figura 3 – Variação do nível eustático do mar no Silúrico e a distribuição das sequências pelíticas ricas em matéria orgânica no Silúrico na ZCI. (A) gráfico representativo da variação do nível do mar durante o Silúrico (adaptado de Ferriday & Montenari, 2016). (B) Litologias Silúricas ricas em matéria orgânica na ZCI.

O elevado teor em matéria orgânica nestas litologias do Silúrico é um traço marcante, amplamente reconhecido nas principais macroestruturas da ZCI (Romão, 2000; Fig. 3B):

- (1) o Silúrico no Sinclinal de Moncorvo é constituído por xistos ardósíferos (Formação de Moncorvo), xistos negros e intercalações de calcários negros (Pereira et al., 2014);
- (2) em Campanhó-Ermelo na região do Marão, área de estudo, o Silúrico é definido por xistos carbonosos e siliciosos negros, liditos e ampelitos, apresentando no seu topo intercalações de calcários com crinoides e quartzitos cinzentos (Pereira, 1987; Pereira, 2006; Meireles, 2011)
- (3) no Antiforma de Valongo, caracterizado por xistos negros ou grafitosos e xistos ampelitosos/carbonosos (Pereira & Moreira 1980; Romão, 2000);
- (4) no Sinclinal do Buçaco, o Silúrico é composto por quartzitos brancos (Formação Vale da Ursa) e pelitos negros carbonosos (Formação de Sazes) (Sequeira & Piçarra, 2012; Sequeira & Medina., 2023);
- (5) no Sinclinal de Fajão-Moradal, o Silúrico é marcado por quartzitos cinzentos (Formação de Vale da Ursa) e pelitos e siltitos negros grafitosos (Formação da Aboboreira) (Metodiev et al., 2010);
- (6) no Sinclinal de Penha Garcia, as litologias são caracterizadas por quartzitos com clastos de argilitos (Formação Vale de Ursa) e argilitos negros grafitosos (Formação da Foz de Sertã/Aboboreira) (Pereira, et al., 2023; Neto de Carvalho, 2022);
- (7) no Sinclinal de Vila Velha de Ródão, o Silúrico é evidenciado por quartzitos cinzentos e a Formação da Aboboreira, composta por pelitos negros grafitosos (Metodiev et al., 2009).
- (8) no Sinforma da Amêndoa, o período Silúrico é definido pelas Formações de Vale da Ursa, Aboboreira, Castelo e Chão de Lopes, caracterizadas por quartzitos e pelitos negros e grafitosos (Romão, 2000, 2006). Em Dornes, também pertencente ao Sinforma da Amêndoa, o Silúrico apresenta quartzitos escuros, xistos ampelitosos e quartzo-arenitos, pertencentes à Formação de Foz de Sertã (Romão, 2000).

(9) na Serra de S. Mamede (Sinclinal), o Silúrico é caracterizado por quartzitos escuros e pelitos ampelitosos, bem como um conjunto pelítico laminado com nódulos (Xistos com Nódulos da Portagem) (Piçarra et al., 1999; Romão, 2000);

II.3. A zona de Campanhó-Ermelo

A estrutura complexa do Norte da ZCI é o resultado do empilhamento de mantos alóctones sobre unidades autóctones e parautóctones, um processo tectónico fundamental da Orogenia Varisca responsável pela formação de grandes estruturas de carreamento e encurtamento crustal na região (Dias et al., 2016).

A região de Campanhó-Ermelo, situada na vizinhança de unidades autóctones/sub-autóctones e parautóctone, e insere-se na ZCI. Em Campanhó (Fig. 4), a sucessão tectonoestratigráfica é composta por unidades autóctones/sub-autóctones e parautóctones (Pereira, 1987, 1989, 2006). As sequências autóctones são representadas por metassedimentos da Formação da Desejosa (Câmbrico Médio a Superior com base em fosseis de trilobite mal conservados, parte superior do Supergrupo Douro-Beiras; Silva et al., 1987/89), que são sequencialmente sobrepostos pela Formação de Marão, pela Formação Pardelhas (Ordovícico Médio; atualmente integrada na Formação Moncorvo, Pereira 2009; Meireles 2011), pela Formação de Campanhó (Silúrico) e pela Formação de Santos e Curros (Unidade sub-autóctone) (Devónico Inferior; Pereira, 1987, 1989, 2006).

imperceptível no terreno (Pereira, 1987; Meireles 2011). Todavia, noutros setores de Trás-os-Montes, sobrejacentes à Formação Moncorvo, o topo do Ordovícico é representado pelas formações de Chão do Amieiral, Santo Adrião, Maceiras e Guadramil (Meireles, 2011; Gutiérrez-Marco et al., 2019). Embora estas unidades se encontrem ausentes na cartografia regional da Folha 2 (Pereira, 2000), Meireles (2011) constata, na região de Pardelhas (Serra do Marão), a presença de diamictitos (mistura de filitos e psamitos com forte componente de matéria carbonosa) equivalentes à Formação de Guadramil (Ordovícico Superior), embora esta unidade não esteja detalhadamente cartografada de forma isolada nesta região. O mesmo autor refere ainda um eventual contacto tectónico entre as sequências ordovícicas e silúricas (Formação Campanhó) na Serra do Marão.

A Formação Campanhó, na região do Marão, a idade é estabelecida pela ocorrência de graptólitos do Wenlock Superior nos níveis de xistos negros inferiores subjacentes aos calcários e, nos calcários, pela identificação de crinóides, o que indica idades do Ludlow-Prídoli (Pereira, 1989, Pereira, 2006; Meireles, 2011). Na região do Marão (faixa Marão-Alvão), a sua idade está delimitada ao Silúrico Médio (Wenlock Superior) através da fauna graptolítica de *Monograptus flemingi flemingi* e *Monograptus mutuliferus mutuligerus*, não existindo evidências seguras do Silúrico Inferior (Llandovery) nesta faixa (Pereira, 2006). Esta cronologia contrasta com o setor de Moncorvo, onde a formação apresenta fácies mais condensadas que abrangem desde o Llandovery ao Prídoli (topo do Silúrico), datação esta sustentada por graptólitos, conodontes e pelo recente achado de trilobites do Ludlow na parte superior da formação (Pereira et al., 2025), como já mencionado anteriormente. Embora, esta formação tenha sido considerada como sinónimo das formações de Maceiras e de Guadramil (Sá et al., 2005), esta equivalência não teve em consideração trabalhos anteriores que a consideravam de idade Silúrica (Pereira, 2006 e referências aí inclusas).

O limite superior da formação é definido por um contacto tectónico em discordância, materializado pelo cavalgamento de Canadelo-Teixeiró. Esta estrutura coloca as sequências turbidíticas da Formação de Santos e Curros sobre a Formação Campanhó (Pereira, 1989; Pereira, 2006; Meireles, 2011).

Na região estudada, a Formação de Santos e Curros, que cavalga a Formação Campanhó, é por sua vez truncada superiormente por estruturas mais

tardias. Esta truncatura é definida pelo carreamento de Canadelo, uma estrutura posterior que sobrepõe as Unidades parautoctones de Mouquim e Canadelo (Silúrico Superior-Devónico) ao conjunto anterior (Pereira e Ribeiro, 1983; Pereira, 1989, 2006). Este carreamento representa uma etapa significativa de encurtamento crustal varisco, evidenciando a progressão da sobreposição de mantos tectónicos na Zona Centro-Ibérica.

Esta sucessão tectonoestratigráfica evidencia a importância da região de Campanhó-Ermelo na compreensão dos processos de empilhamento tectónico e a da reativação de litologias dúcteis durante a Orogenia Varisca.

II.3.1. Evolução estrutural e metamórfica

O padrão estrutural dominante da ZCI resultou da superposição de múltiplos eventos tectónicos variscos, cuja interpretação — em termos de número de fases e respetiva cinemática (compressiva e/ou extensional) — tem sido objeto de debate (*e.g.* Ribeiro et al., 2007; Dias da Silva et al., 2020). Por questões de proximidade geográfica/temática, neste trabalho, adota-se a sucessão de eventos tectónicos recentemente proposta para a região da Serra do Marão, que sintetiza três principais fases de deformação pré-mesozoicas (Coke, 2000; Moreira et al., 2010; Dias et al., 2022):

- (1) D₁ – Primeira fase de deformação, responsável pela geração de uma clivagem S₁ penetrativa de plano-axial, associada a dobras subverticais a muito inclinadas com planos axiais bem definidos.
- (2) D₂ – Segunda fase de deformação, caracterizada por uma deformação dominada por uma tectónica tangencial associada a cavalgamentos e carreamentos sub-horizontais, com maior intensidade nas proximidades dos complexos alóctones e parautoctone.
- (3) D₃ – Terceira fase, caracterizada por dobras de planos axiais subverticais que intersectam as estruturas anteriores. Nesta fase, a deformação D₃ dobra os planos de cavalgamento originado em D₂, frequentemente associando-se a dobras de primeira ordem (*e.g.*, Noronha et al., 1981; Ribeiro et al., 1990; Ribeiro, 2013b; Dias et al., 2013).

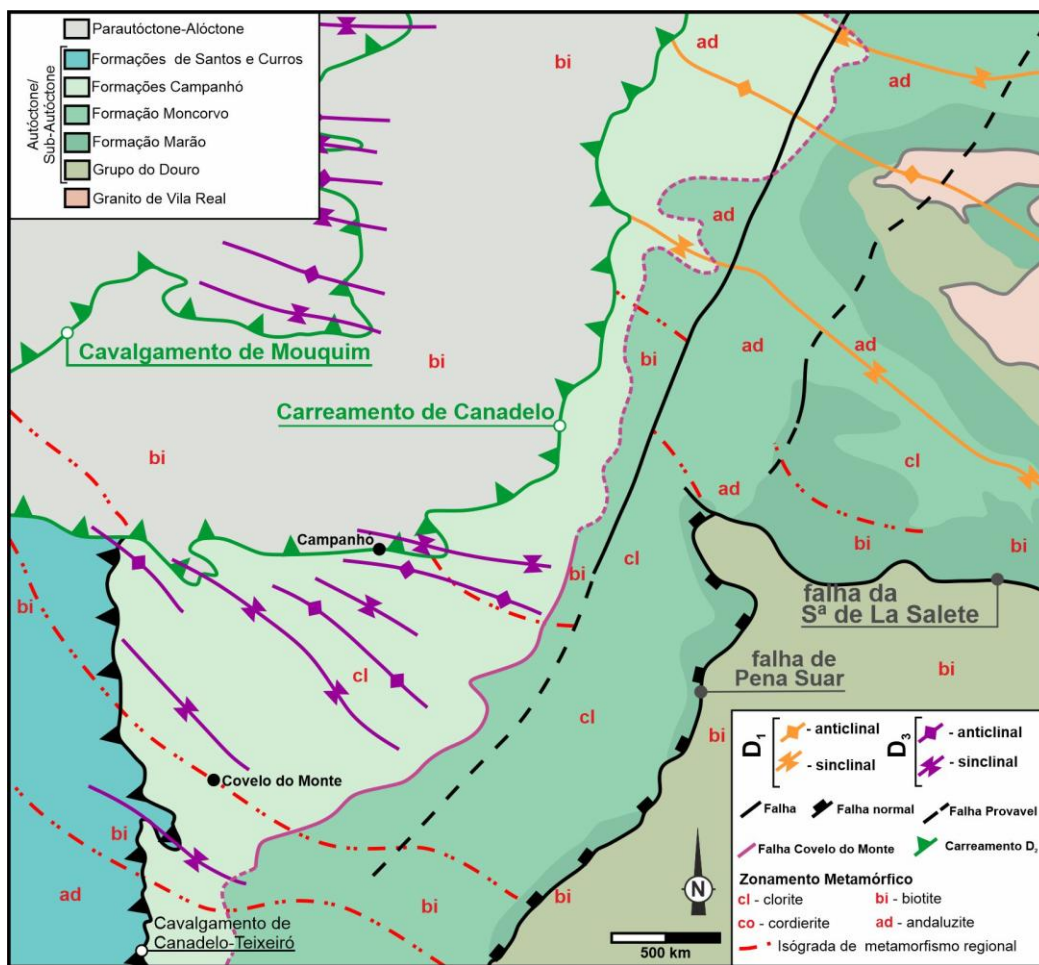


Figura 5 – Sucessão de Eventos Tectónicos do ciclo Varisco na ZCI (baseado em Pereira, 1989 e em Dias et al., 2022). Padrão estrutural complexo da ZCI na zona de Celorico de Basto (Covelo do Monte – Campanhó), resultante da superposição de múltiplos eventos tectónicos durante a orogenia Varisca; e a sucessão de fases de deformação (D_1 e D_3).

A evolução temporal do plutonismo varisco na ZCI pode ser sistematizada em duas etapas principais:

1. Plutonismo Sin-tectónico (D_2 a D_3): O início do magmatismo varisco, conhecido como fase Sin- D_2 , ocorreu precocemente no Carbonífero Inferior, por volta dos 300 Ma, conforme identificado pelos leucogranitos sin-cinemáticos por Pereira et al. (2018). A fase Sin- D_3 ocorreu durante o Carbonífero Superior. Segundo Neiva (2009), este plutonismo, incluindo granitos de Vila Real, ocorreu entre 321 Ma e 300 Ma. Este período é detalhado, que define a fase

sin-D₃ estrita entre 321 Ma e 312 Ma, evidenciando pulsações locais, como o Complexo de Ansiães e o Complexo de Cabeceiras de Basto.

2. O plutonismo tardi- a pós-tectónico (Tardi-D₃ a Pós-D₃), conforme descrito por Pereira (2018) e Ribeiro (2019), ocorreu entre 312 Ma e 300 Ma. Neiva (2009) e Ribeiro (2019) referem que a última fase do ciclo magmático ocorreu na transição para o Pérmico Inferior, entre 299 Ma e 290 Ma. Este magmatismo tardio, controlado por falhas frágeis regionais, é representado pelos maciços de Vila Pouco de Aguiar (299 Ma), Peneda-Gerês (296 Ma) e Castro Daire (294 Ma).

O magmatismo e a deformação da região estão intrinsecamente ligados, sendo o plutonismo varisco definido como o evento geológico preponderante entre o Carbonífero e o Pérmico Inferior (Fig. 6).

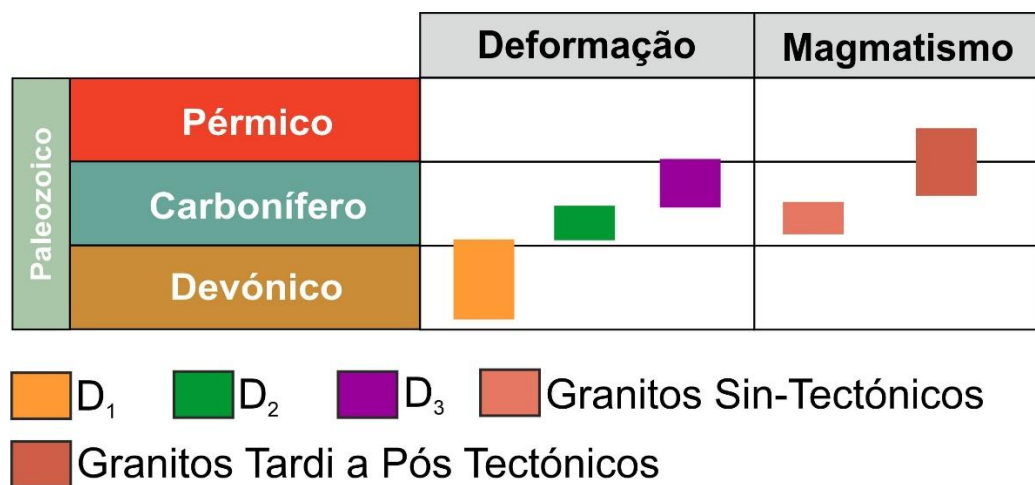


Figura 6 – Relação deformação-magmatismo na região de Celorico de Basto (Covelo do Monte – Campanhó). Evolução do Magmatismo e da Deformação.

O metamorfismo na região de Celorico de Basto é classificado como metamorfismo regional orogénico de baixa pressão e alta temperatura, do tipo Bucaniano – Abukuma. Este evento foi condicionado pela subida das isotérmicas durante o processo de magmatismo, estando a cristalização das paragénese minerais associada às fases de deformação D₂ e D₃ (Pereira, 1989).

O zonamento metamórfico, estabelecido pela cartografia de Pereira (1989), apresenta variações distintas entre os domínios tectónicos (Fig. 7):

- Terrenos Autóctones: Caracterizam-se por um gradiente que evolui da zona da clorite para a zona da biotite, seguindo-se a zona de almandina/andaluzite e, nas proximidades das massas graníticas, a zona da silimanite (fibrolite)-moscovite.
- Terrenos Alóctones/Parautóctones: Apresentam tipicamente um metamorfismo de grau intermédio a alto, com as zonas da biotite, andaluzite e cordierite-andaluzite. Nestes terrenos, observa-se frequentemente que as superfícies de carreamento coincidem com as isógradas, o que demonstra o controlo tectónico sobre a distribuição do calor.

As associações minerais descritas (presença de andaluzite e cordierite e ausência de distena/cianite) confirmam o carácter de baixa pressão (tipo Abukuma) deste setor da Zona Centro-Ibérica.

Fases de deformação	Terrenos Autóctones			Terrenos Alóctones		
	D ₁	D ₂	D ₃	D ₁	D ₂	D ₃
Biotite	■			■		
Andaluzite	■			■		
Granada (Espessartite-Grossulária)				■		
Granada (Almadina)		■				
Cordierite				■		
Silimanite (Fibrolite)			■			■

Figura 7 – Paragéneses minerais (retirado de Pereira, 1989)

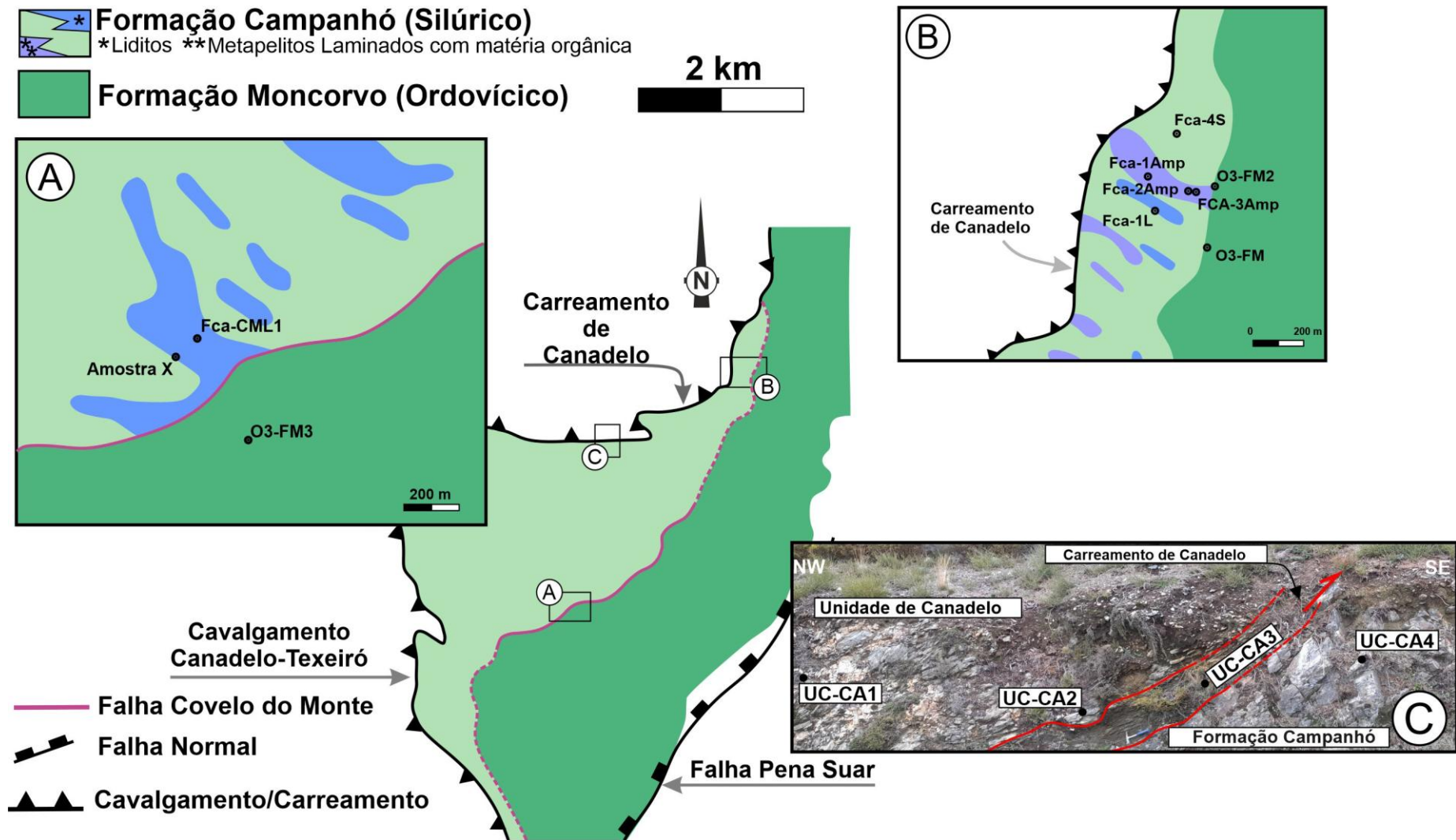
Esta evolução estrutural e metamórfica reflete a complexidade dos processos variscos na ZCI, onde a interação entre deformação, magmatismo e metamorfismo foi determinante para a arquitetura final da crosta ibérica.

Capítulo III – Métodos

Este estudo teve como objetivo caracterizar a evolução do contacto Ordovícico-Silúrico através de uma abordagem multidisciplinar que permitisse uma perspetiva abrangente e integrada. Para isso, foram conduzidas técnicas de cartografia geológica, petrografia e geoquímicas.

O enquadramento dos trabalhos de cartografia e interpretação geológica implementados no âmbito deste trabalho, basearam-se nas cartas geológicas de Portugal nas escalas 1: 1.000.000, 1:500.000 (Folha Norte) e 1:50.000 (Folha 10-A Celorico de Basto, Pereira et al., 1987). Neste contexto, a área de estudo foi dividida em dois sectores: Covelo do Monte (no concelho de Amarante), onde se realizou um levantamento cartográfico estrutural detalhado (Fig. 8A); e Malhada do Outeiro, Paço (no concelho de Mondim de Basto), onde foram recolhidos dados estruturais complementares (Fig. 8B). A Figura 8 apresenta a localização dos sectores e dos pontos de amostragem.

Foram recolhidas 14 amostras distribuídas por 11 pontos de amostragem, (Tabela 1, que inclui as suas coordenadas WGS 84, formação, idade provável e tipo de rocha). No ponto UC-CA, junto ao Carreamento de Canadelo, foram recolhidas quatro amostras com objetivo de avaliar variações no teor de matéria orgânica junto às zonas de cisalhamento. A amostra FCA-3amp foi subdividida em duas devido à presença aparente de nódulos constituídos por material fino e escuro, o que permitiu efetuar análise mais detalhadas.



1
2 **Figura 8** – Localização dos sectores de estudo e dos pontos de amostragem no contexto da área de estudo (enquadrado na Figura 4). (A) Delimitação da área
3 de estudo do sector Covelo do Monte, onde foi realizado o levantamento cartográfico e estrutural detalhado. (B) Delimitação da área de estudo do sector Malhada do
4 Outeiro, Paço (Mondim de Basto) (C) Localização detalhada do ponto de recolha UC-CA, próximo ao Carreamento de Canadelo, onde foram recolhidas quatro
5 amostras para análise.
6

Tabela 1 – Referências dos 11 pontos de amostragens, as suas principais características e o sistema de coordenadas (WGS 84).

Amostra	Formação	Idade	Tipo de Rocha	Area	Latitude	Longitude
UC-CA	Formação de Canadelo e Formação de Campanhó	Devónico e Silúrico	Metapelitos laminados com matéria orgânica e Liditos	Carreamento de Canadelo	41.32426	-7.91927
Fca-1L	Formação de Campanhó	Silúrico	Liditos	B	41.33227	-7.90780
Fca-1Amp	Formação de Campanhó	Silúrico	Metapelitos laminados com matéria orgânica	B	41.33359	-7.90803
Fca-2Amp	Formação de Campanhó	Silúrico	Liditos	B	41.3331	-7.90615
Fca-3Amp	Formação de Campanhó	Silúrico	Metapelitos laminados com matéria orgânica	B	41.33306	-7.90579
Fca-4S	Formação de Campanhó	Silúrico	Metapelitos laminados com matéria orgânica	B	41.33519	-7.90677
Fca-CML1	Formação de Campanhó	Silúrico	Liditos	A	41.30353	-7.93657
Amostra -X	Formação de Campanhó	Silúrico	Metapelitos laminados com matéria orgânica	A	41.30295	-7.93751
O3-FM	Formação de Moncorvo	Ordovícico	Ardósias/Filitos	B	41.33107	-7.90526
O3-FM2	Formação de Moncorvo	Ordovícico	Ardósias/Filitos	B	41.33326	-7.90491
O3-FM3	Formação de Moncorvo	Ordovícico	Ardósias/Filitos	A	41.30023	-7.93436

A preparação laboratorial das amostras foi realizada nos laboratórios da Universidade de Évora. Para análise petrográfica, as amostras foram cortadas, removidas as capas de alteração e preparadas para elaborar as lâminas delgadas segundo métodos tradicionais. Os fragmentos restantes foram secos, triturados em moinho de maxilas e pulverizados em moinho de ágata para análises de difração de raios-X (DRX) e *Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy* (ICP-OES). As análises de DRX foram conduzidas no laboratório HERCULES, utilizando equipamento *Bruker B8 Discover* e software *DIFFRAC.SUITE EVA*, com base de dados ICDD PDF-2, para identificação e semiquantificação mineralógica. As análises geoquímicas de rocha total foram realizadas no Laboratório Ambiterro, aplicando métodos de fusão alcalina e digestão ácida. Devido a limitações logísticas e instrumentais, nem todos os elementos químicos foram analisados, tendo sido quantificados os seguintes:

Os elementos maiores:

- SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, K₂O, Na₂O, TiO₂, MnO, P₂O₅.

Os elementos traço:

Metais Alcalinos e Alcalino-Terrosos

- Li, Rb, Sr, Ba.

Metais de Transição e Pós-Transição

- Ni, Cr, V, Zr, Nb, Ta, Cu, Zn, Pb

Semimetais

- As

Os valores de perda ao rubro (LOI, *i.e.*, substâncias que se evaporam ou se decompõem por calor) foram calculados com base na diferença de peso antes e após secagem. Os dados geoquímicos obtidos foram comparados com dados anteriores de formações autóctones (Ribeiro, 1998) e parautóctones (Meireles, 2011). As litologias das unidades são caracterizadas essencialmente por quartzofilitos, liditos, filito-arenitos, xistos, grauvaques e pelitos.

Capítulo IV – Resultados

IV.1 – Cartografia e Estrutura

Conforme referido na introdução, o contacto entre as formações do Ordovícico e do Silúrico na região do Marão-Alvão constitui um elemento-chave para compreender o significado geodinâmico deste limite durante os eventos tectónicos relacionados com a Orogenia Varisca. Deste forma, a caracterização da transição Ordovícico-Silúrico na ZCI, no que diz respeito aos dados estruturais, deverá permitir distinguir se este contacto é caracterizado por uma transição estratigráfica normal ou tectónica e, no segundo caso, qual poderá ser a geometria e cinemática. A cartografia geológica deste setor que se apresenta neste trabalho não foi muito alterada no que diz respeito às unidades lito-estratigráficas envolvidas em comparação com a realizada por Pereira (1989), que foi utilizada como base do levantamento estrutural efetuado. Contudo, foram identificadas algumas diferenças relevantes (Fig. 9): foi reconhecida uma nova lente de material com matéria orgânica e os limites litológicos de certos níveis de liditos foram ajustados, sobretudo a nordeste da lentícula mencionada. O limite sudeste dos liditos junto à Formação Moncorvo também foi ligeiramente redefinido. Além disso, foi registada a ocorrência de quiastolite/andaluzite na Formação Moncorvo, cuja frequência diminui progressivamente para nordeste, na Formação Campanhó.

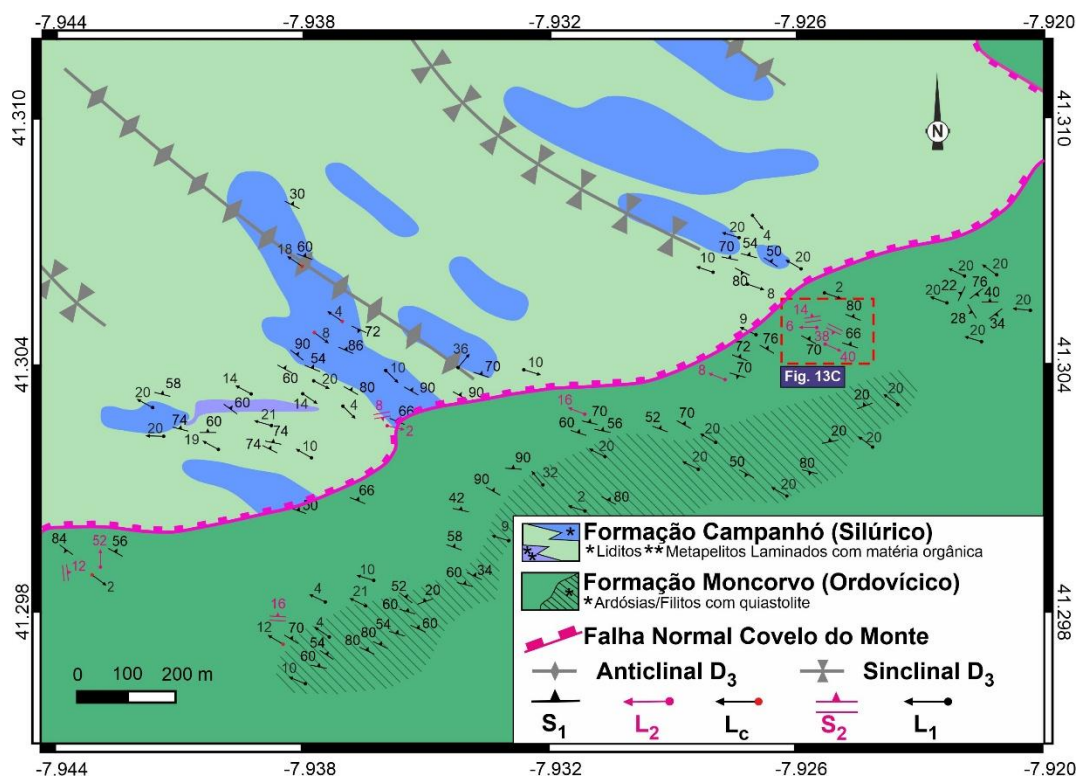


Figura 9 – Levantamento Estrutural detalhado da área de contacto Ordovícico-Silúrico na região do Marão-Alvão (Sector Covelo do Monte), ZCI (enquadrado na Figura 8A).

A – Primeira Fase de Deformação (D₁)

A primeira fase de deformação (D₁) é a única com carácter penetrativo identificada no sector de Covelo do Monte, exibindo, contudo, uma distribuição heterogénea, principalmente a nível da sua intensidade.

Manifesta-se essencialmente através de uma clivagem (S₁) extremamente desenvolvida e penetrativa. Do ponto de vista geométrico, revela uma orientação média muito homogénea (Fig. 9) de N70°W com inclinação forte, variando entre 60° e 70° para NNE (Fig. 10A). Associada a esta foliação principal, define-se uma lineação de intersecção, resultante da intersecção entre os planos S₀ e S₁ (L₁-S₀∧S₁). A projecção destas lineações (Fig. 10B) demonstra um pendor suave e constante, situando-se entre 15° e 20° para N60°W. O carácter muito homogéneo da orientação de L₁ evidencia que a clivagem S₁ é de plano axial dos dobramentos desta fase, uma situação que tem vindo a ser descrita para a região (Coke, 2000 e Dias et al, 2022 e referências incluídas)

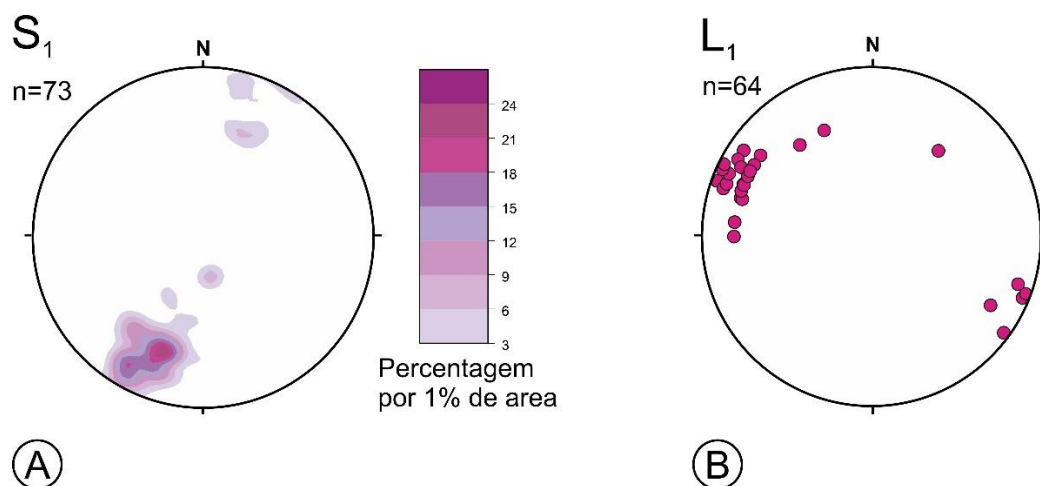


Figura 10 – Projeções estereográficas (hemisfério inferior) para as estruturas de primeira fase de deformação (D_1) no sector de Covelo do Monte. (A) Polos da clivagem S_1 penetrativa ($n=73$), evidenciando a atitude média $N70^\circ W$; 60° - $70^\circ NE$. (B) Lineações de interseção L_1 e eixos de dobras associadas ($n=64$).

Esta foliação frequentemente transpõe a estratificação (S_0), bem como os veios de quartzo gerados durante as fases mais precoces da deformação, um processo que se evidencia a diferentes escalas (Fig. 11). À escala do afloramento, está bem marcado pelo dobramento de veios de quartzo gerados nas fases precoces em dobras isoclinais apertadas, cujo plano axial é estritamente definido pela clivagem S_1 , o que testemunha a transposição da estratificação (Fig. 11A). Em lâmina delgada, constata-se o mesmo fenómeno de dobramento precoce e transposição à escala microscópica (Fig. 11B e C), sendo esta geometria ainda corroborada pela presença de dobras intrafoliais que confirmam a transposição sistemática da estratificação no sector (Fig. 11C).

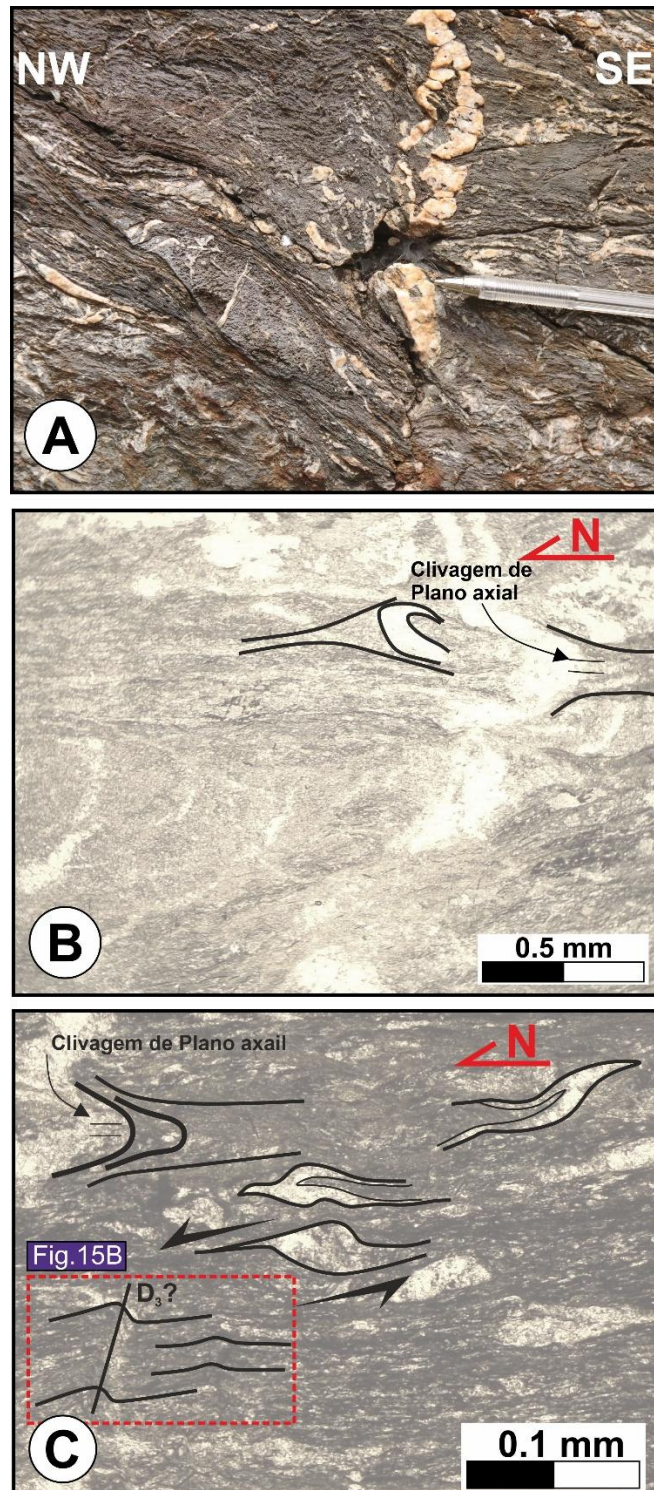


Figura 11 – Evidências da transposição da estratificação original (S_0) pela clivagem de plano axial S_1 no sector do Covelo de Monte (A) Dobramento de veios de quartzo precoces em dobras isoclinais apertadas com plano axial definido por S_1 (B) Microfotografia em lâmina delgada mostrando o mesmo fenómeno de dobramento e transposição. (C) Dobras intrafoliais que demonstram a transposição da estratificação e o desenvolvimento de sigmóides.

A heterogeneidade mencionada anteriormente traduz-se por um aumento progressivo e localizado da intensidade da deformação em faixas estreitas e subparalelas à tendência estrutural regional (Fig. 12), onde o desenvolvimento e a definição da clivagem S_1 se tornam muito mais evidentes. É precisamente o reconhecimento destas faixas de deformação intensa que aparenta indicar a existência de zonas de cisalhamento no terreno, domínios nos quais se verifica que a clivagem S_1 roda progressivamente até se dispor de uma forma subparalela aos limites dessas mesmas zonas.

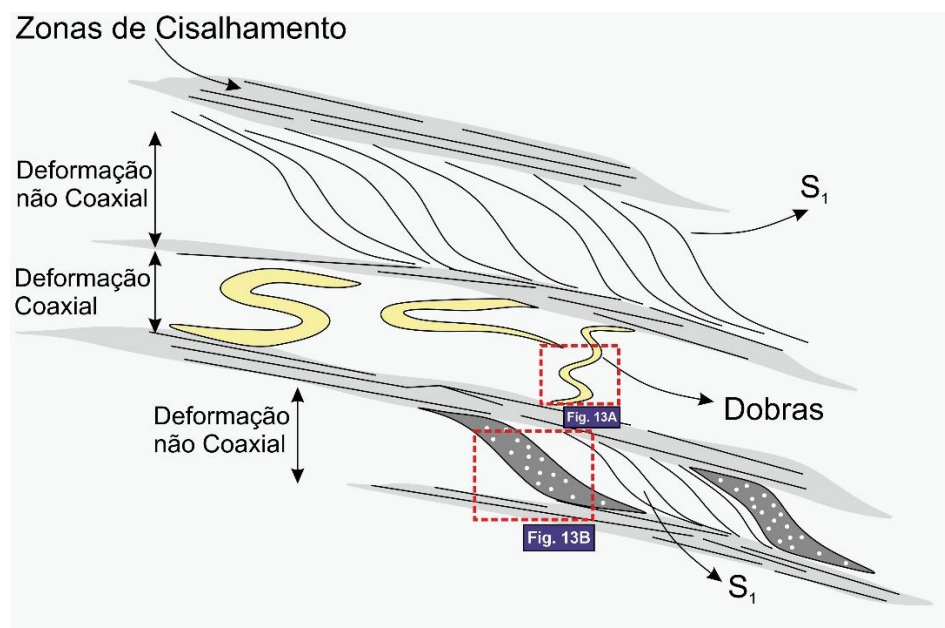


Figura 12 – Esquema da heterogeneidade da deformação D_1 observada no sector do Covelo do Monte, ilustrando a relação espacial entre os diferentes domínios.

De um forma geral, a análise da geometria das estruturas e a sua relação com estas zonas de cisalhamento, permite descrever duas situações estruturais marcadamente distintas do ponto de vista do regime de deformação que, em termos espaciais ocorrem justapostas (Fig. 12):

- **Domínios de deformação coaxial:** nos domínios menos deformados, situados entre as zonas de cisalhamento, o registo estrutural é diferente. Nalguns destes sectores observa-se o aparecimento de dobras muito apertadas da estratificação (S_0) e também, com particular destaque, de veios de quartzo precoces dobrados (Fig 13A e A_1). Estas dobras afetam os veios gerados nos estádios iniciais da

deformação e exibem planos axiais dispostos de forma subparalela às zonas de cisalhamento envolventes, o que aparenta um predomínio de uma componente de deformação essencialmente coaxial.

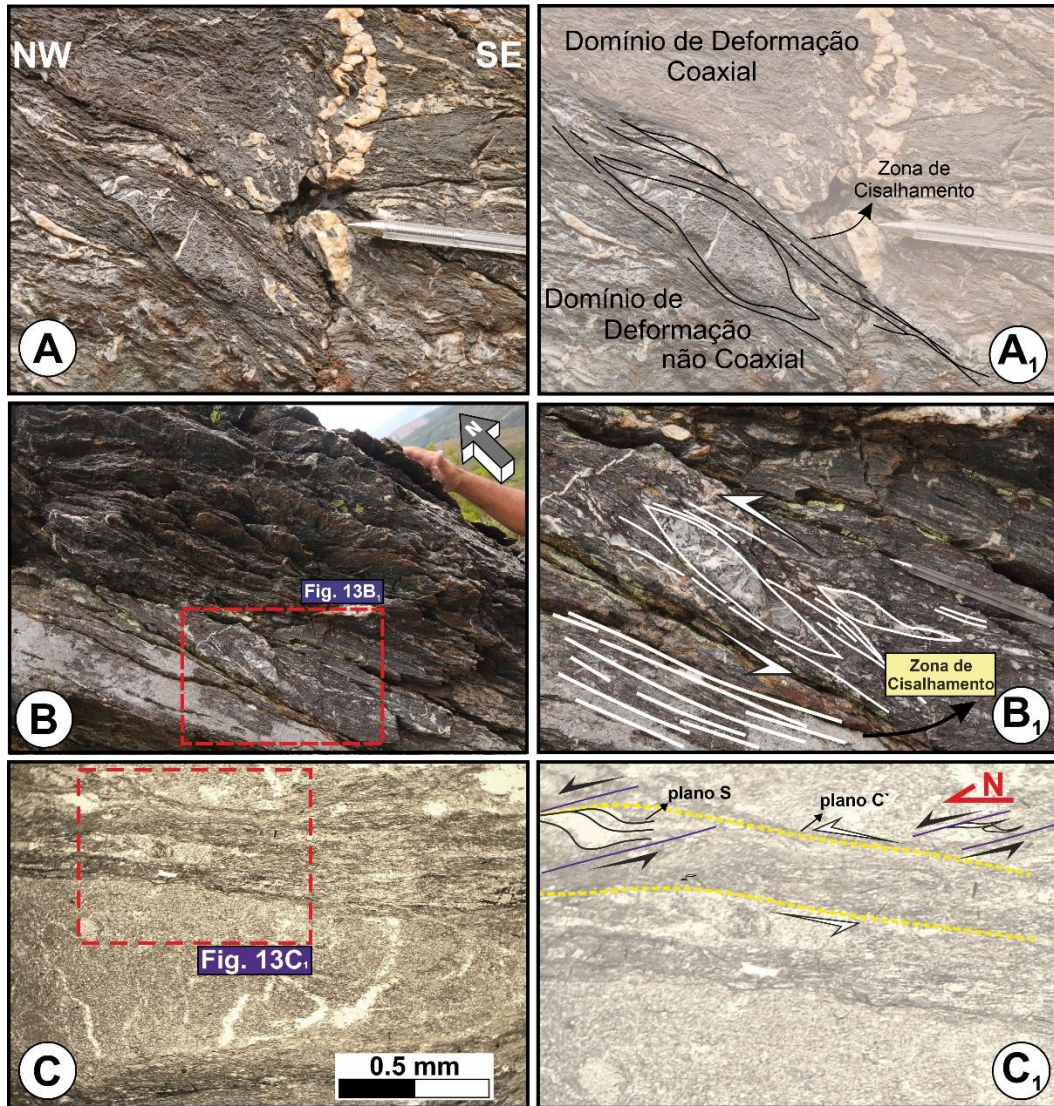


Figura 13 – Evidências de macro e microestruturais da variação da deformação D_1 no sector do Covelo do Monte. (A) Aspeto de campo (perfil NW-SE) ilustrando a transição espacial direta entre o domínio de deformação coaxial (caracterizado pelo dobramento apertado de um veio de quartzo precoce com clivagem de plano axial subparalelo as zonas de cisalhamento) e o domínio de deformação não coaxial, onde a clivagem S_1 sofre deflexão e paralelização na aproximação à zona de cisalhamento (enquadrada no esquema da Figura 12). (B) Indicadores cinemáticos macroscópicos em afloramento, evidenciando a geometria sigmoide assimétrica desenvolvida em níveis de material mais quartzítico e plano de foliação associados a uma zona de cisalhamento com sentido de movimento nitidamente esquerdo (enquadrada no esquema da Figura 12). (C) Microfotografia em lâmina delgada evidenciando o carácter não coaxial à escala microscópica, com desenvolvimento nítido de bandas de cisalhamento do tipo C' (C'-type shear bands) que confirmam sistematicamente a cinemática esquerda observada em campo.

- **Domínios de deformação não coaxial:** Por outro lado, também nos domínios menos deformados entre as zonas de cisalhamento, observa-se por vezes o predomínio de geometrias que indicam uma componente de deformação não coaxial. Estas características materializam-se por geometrias sigmoides bem marcadas, visíveis com especial evidência nos níveis de material mais quartzítico (Fig. 13B e B₁), bem como na deflexão da própria clivagem S₁. Neste domínios, sobressai uma cinemática nitidamente esquerdo na geometria das lenticulas e dos planos de foliação. Esta observação de campo é confirmada à escala microscópica através da análise petrográfica em lâmina delgada, onde o mesmo sentido de cisalhamento esquerdo se manifesta pelo desenvolvimento de bandas de cisalhamento de tipo C' (*C'-type shear bands*), (Fig. 13C e C₁) e por arranjos sigmoides microestruturais (*i.e.*, na Figura 11C, além do desenvolvimento de dobras intrafoliais próximas de zonas de cisalhamento, ocorre o desenvolvimento de sigmoides que apresenta o mesmo sentido de cisalhamento).

Sintetizando, o comportamento descrito pela deformação D₁ traduz-se na justaposição de zonas subparalelas, onde alternam domínios de deformação maioritariamente coaxial e não coaxial, separados e limitados pelas faixas mais deformadas que definem as zonas de cisalhamento esquerdas.

O argumento que demonstra que estes domínios estruturais são contemporâneos reside no facto de se observar o aumento contínuo e progressivo da intensidade da clivagem S₁ em direcção às zonas de cisalhamento, comprovando que o desenvolvimento da clivagem principal e a actividade destas faixas decorrem em simultâneo ao longo do mesmo evento tectónico.

B – Segunda Fase de deformação (D₂)

Na vizinhança do contacto entre as formações de Moncorvo e de Campanhó, localmente, as estruturas D₁, são afetadas por uma segunda fase de deformação pouco intensa, que é possível de observar particularmente nas litologias mais ardosíferas/filíticas. Esta deformação traduz-se essencialmente por uma lineação de crenulação sobreposta aos planos de clivagem S₁, que chega a desenvolver uma clivagem nas litologias mais pelíticas. Por estas estruturas estarem afetadas pelos dobramentos regionais normalmente atribuíveis à terceira fase de deformação regional contemporânea das principais intrusões graníticas (D₃; Noronha et al., 1981; Ribeiro et al., 1990; Dias et al., 2013) serão aqui consideradas como uma S₂ e uma L₂, embora a sua correlação com as deformações regionais, nomeadamente com a D₂ regional, vá ser discutida no capítulo V.2.1 no contexto do modelo geodinâmico regional

Do ponto de vista geométrico, a foliação S₂ caracteriza-se por ser uma clivagem de baixo pendor, apresentando uma variação sistemática resultante da sobreposição dos dobramentos mais tardios atribuíveis à D₃, que define duas populações principais de atitudes na projeção estereográfica (Fig. 14A): uma que inclina suavemente para norte (S₂ = N88°W, 14°N) e outra com pendor moderado para sul (S₂ = N66°W, 38S).

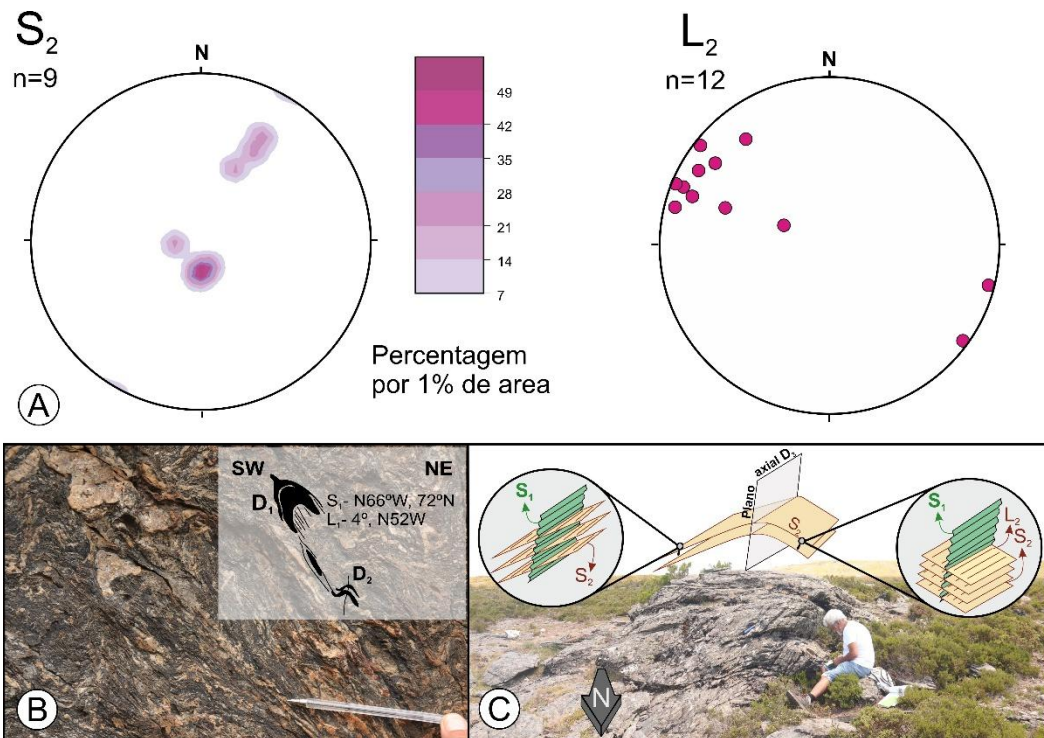


Figura 14 – Manifestações geométricas e de campo da segunda fase de deformação (D_2) no sector de Covelo do Monte. (A) Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos polos de clivagem S_2 ($n = 9$) e das lineações de crenulação L_2 ($n=12$). (B) Registo de campo na proximidade do contacto litológico, evidenciando o aparecimento de dobras amplas que afetam as estruturas D_1 preexistentes. (C) padrão de interferência entre as principais estruturas observadas na região (ver localização na Figura 9).

Associadas a este evento desenvolve-se uma lineação de crenulação (L_2), resultante da interseção entre os planos S_1 e S_2 ($L_2 - S_1 \wedge S_2$), que apresenta mergulhos fracos a moderados (2° a 34°) para WNW (Fig. 14A). Esta variação nos valores de mergulho da lineação L_2 resulta essencialmente do condicionamento geométrico provocado pela orientação e ondulação da clivagem S_1 preexistente.

Como já foi referido, a distribuição e a intensidade destas estruturas revelam um forte controlo espacial. À medida que se faz a aproximação progressiva ao contacto entre as formações de Moncorvo (Ordovícico) e Campanhó (Silúrico), começam a surgir dobras ténues que afetam as dobras D_1 preexistentes (Fig. 14B). A sobreposição entre as estruturas desenvolvidas na região é evidente, naquele que pode ser considerado um afloramento-chave deste sector (Fig. 14C).

C – Terceira Fase de deformação (D₃)

A terceira fase de deformação (D₃) foi responsável pelas macroestruturas regionais (anticlinais e sinclinais) que controlam a distribuição cartográfica da região, incluindo no sector de Covelo do Monte onde dobram o contacto entre o Ordovícico e o Silúrico (Figs. 5 e 9). Por esta fase de deformação não ter tido uma influência significativa no tema principal deste trabalho (*i.e.*, a caracterização da natureza do contacto entre as formações de Moncorvo e Campanhó), não foram realizados estudos detalhados sobre os aspetos geométricos e cinemáticas associados.

Esta fase D₃ caracteriza-se essencialmente pelo desenvolvimento de dobras macroscópicas a mesoscópicas (Fig. 15A), por vezes assimétricas (Fig. 15B), gerando frequentemente uma clivagem de plano axial S₃ associada.

Como já foi referido, esta fase de deformação explica diretamente a dispersão de orientações registada para a foliação S₂ e lineação L₂

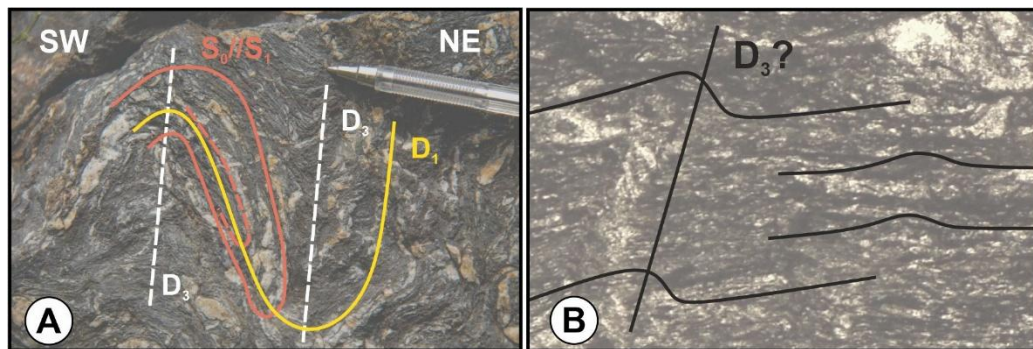


Figura 15 – Estruturas associadas à terceira fase de deformação (D₃) no sector de Covelo do Monte. (A) Dobra em litologias da Formação Campanhó, redobrando dobras isoclinais D₁. (B) Aspeto em lâmina delgada mostrando uma crenulação S₃ ténue associada a este estágio tardio afetando a foliação principal (enquadrada na Figura 11C).

D – Interpretação estrutural

A evolução estrutural registada no sector de Covelo do Monte traduz uma história de deformação polifásica progressiva que permite caracterizar a natureza do contacto entre as unidades do Ordovícico (Formação Moncorvo) e do Silúrico (Formação Campanhó). A integração dos dados cartográficos e estruturais confirma a questão principal orientadora desta tese, demonstrando que este limite não corresponde apenas a uma transição estratigráfica, mas sim a um importante acidente tectónico, aqui designado por Falha de Covelo do Monte que apresenta uma componente de movimentação normal predominante (Fig. 16).

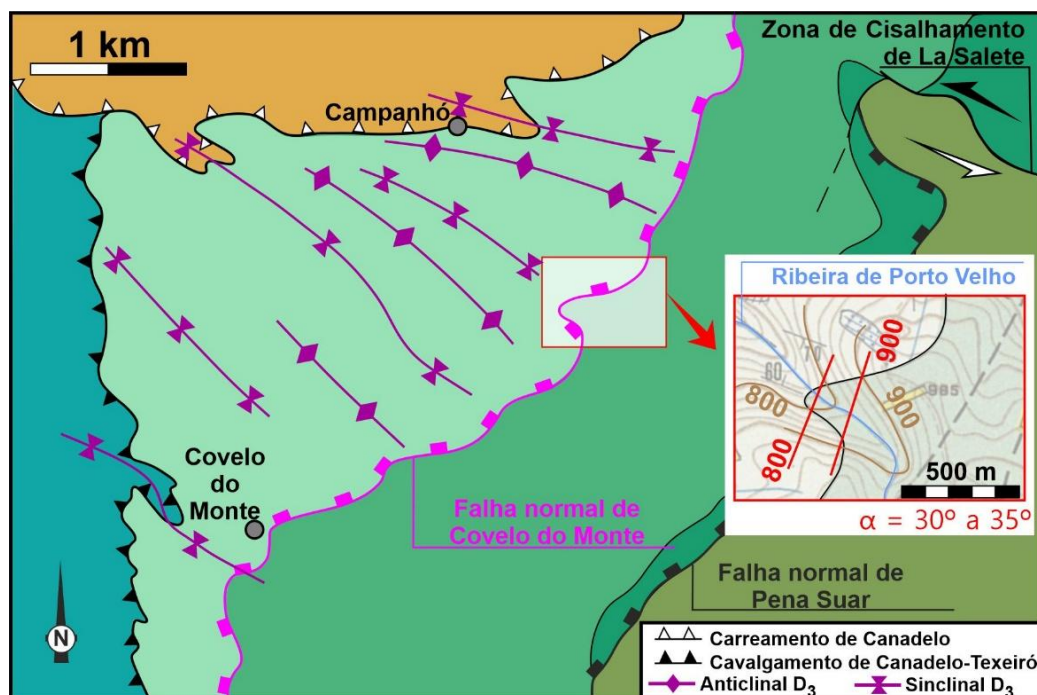


Figura 16 – Enquadramento cartográfico regional e relações estruturais no sector de Covelo do Monte (adaptado de Pereira, 1989). A figura ilustra o traçado do contacto tectónico entre o Ordovícico e o Silúrico, definido como Falha de Covelo do Monte, cuja inclinação estimada a partir da construção de retas de contorno estrutural se situa entre 30° e 35° para NW (ver detalhe na Ribeira de Porto Velho). Estão também representadas as grandes estruturas de dobramento D₃ (anticlinais e sinclinais) que afetam a região, permitindo observar a interseção entre o plano da falha e a geometria das superfícies deformadas especialmente a Sul de Covelo do Monte.

Esta interpretação, que deve ser vista no contexto da evolução estrutural da região, sustenta-se nos seguintes pontos principais:

- **Regime compressivo penetrativo e zonas de cisalhamento sin-D₁:** A fase D₁ estabelece-se através de uma clivagem de plano axial (S₁) muito penetrativa e de uma transposição muito frequente da estratificação (S₀). A presença de importantes zonas de cisalhamento esquerdas sin-D₁, subparalelas à orientação estrutural regional, indica um regime cinemático complexo. A justaposição de sectores onde predomina um regime coaxial a outros onde predomina um regime de deformação não esquerda, evidência a existência de processos de partição da deformação. A ocorrência desta situação tem vindo a ser referida a várias escalas no autóctone da zona Centro-Ibérica (e.g. Dias e Ribeiro, 2013; Dias et al. 2022). A deformação penetrativa gerada durante a D₁, definindo a estruturação regional, influenciará os eventos seguintes.
- **Desenvolvimento localizado de D₂:** A clivagem de crenulação de baixo pendor (S₂) afeta a clivagem S₁, mas não possui carácter regional, pois apenas se desenvolve e aumenta de intensidade na proximidade do limite entre as formações de Moncorvo e Campanhó. Esta situação é uma forte evidência de uma zona com movimentação tectónica associada ao contacto.
- **Superposição geométrica de D₃ sobre D₂:** O facto de a foliação S₂ se encontrar dobrada pelas macroestruturas D₃ explica a variação das suas atitudes em campo (Fig. 14). Esta relação geométrica confirma a posição cronológica do que temos vindo a considerar D₂ como anterior ao dobramento regional D₃.
- **Contraste angular no contacto:** O mergulho significativo estimado para o contacto da falha, situado entre 30° e 35° para NW (observável na Ribeira de Porto Velho) (Fig. 16), contrasta com atitude de muito baixo pendor que caracteriza a clivagem de crenulação S₂ na proximidade do contacto.
- **Truncamento litológico e sobreposição:** Observa-se o truncamento de camadas silúricas e de níveis de liditos contra a formação ordovícica, acompanhado pela sobreposição mecânica de formações mais recentes a topo de formações mais antigas.

A nível cinemático, a disposição do Silúrico (mais recente) a topo do Ordovícico (mais antigo) com o correspondente truncamento dos liditos indica que a Falha de Covelo do Monte atuou com uma componente de movimentação normal. Esta movimentação é também suportada pela existência de clivagem S₂ subhorizontal nas imediações deste contacto. Mesmo do ponto de vista litoestratigráfico, o facto de não existirem na região estudada as formações que em Trás-os-Montes têm vindo a ser descritas como sendo do Ordovícico superior (Sá et al., 2005), é também um elemento que sugere a existência de uma falha do tipo normal, que tendem a levar à supressão de unidades geológicas.

IV.2 – Caracterização macroscópica, geoquímica e petrográfica das amostras

Na Formação Moncorvo, as amostras analisadas revelam uma natureza predominantemente pelítica, consistindo em ardósias e filitos com colorações que oscilam entre os cinza-claro e o escuro. O brilho, que varia de baço a sedoso, indicia a presença de minerais micáceos finos, não visíveis macroscopicamente (Fig. 17A). Estas rochas exibem uma foliação bem marcada, resultante da recristalização tectono-metamórfica associada aos eventos deformacionais da região, conforme descrito por Pereira (1989) (Fig. 17B). Localmente, destaca-se a ocorrência de profiroblastos de quiastolite (milimétricos a centimétricos) que truncam a foliação principal (Fig. 17C), sendo interpretados como um efeito pós-D₁ local.

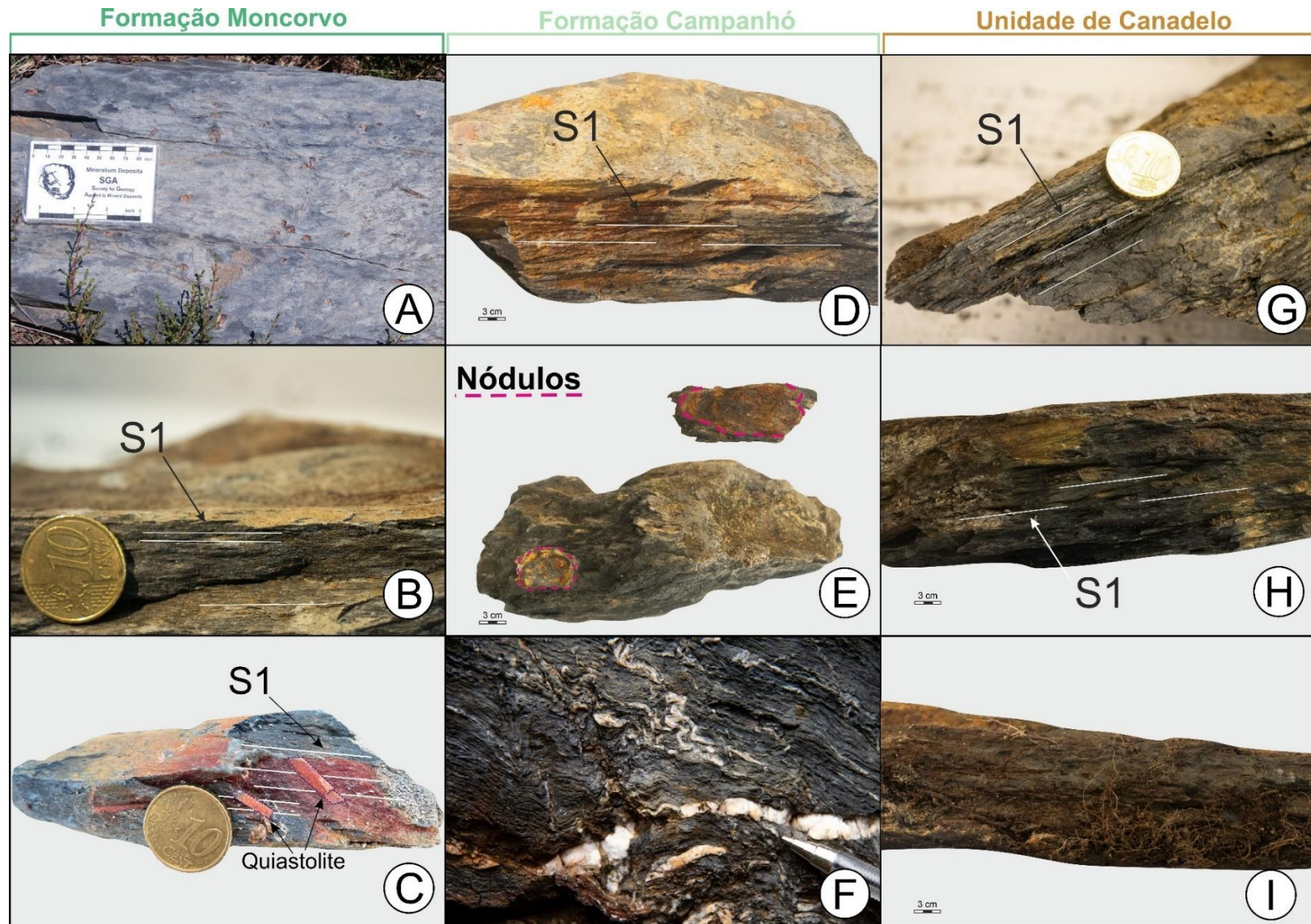


Figura 17 – Exemplos de litologias e estruturas observadas nas Formações Moncorvo, Formação Campanhó e Unidade de Canadelo nos sectores estudados. Formação Moncorvo (Ordovícico): (A) amostra de ardósia/filito; (B) detalhe da S1 nas ardósias/filitos; (C) cristais de quiastolite. Formação Campanhó (Silúrico): (D) foliação em metapelito laminado; (E) estruturas nodulares em nível grafitoso; (F) veios de quartzo dobrados em lidito. Unidade de Canadelo (Devónico): (G) foliação em filito; (H) amostra de tonalidade escura; (I) amostra de tonalidade clara com afinidade quartzo-feldspática.

Na Formação Campanhó (Silúrico), observa-se uma maior variabilidade litológica em comparação com as unidades do Ordovícico, refletindo uma maior diversidade de processos sedimentares e/ou metamórficos. Nos locais estudados, identificam-se liditos, metapelitos laminados e metapelitos laminados ricos em matéria orgânica dispersa, cujas tonalidades variam entre tons escuros e cinza-verdeados, sugerindo diferenças na composição mineralógica e no teor de matéria orgânica. Nos metapelitos laminados e grafitosos, destaca-se uma foliação bem marcada (Fig. 17D), indicativa de deformação tectónica e recristalização sob condições metamórficas de baixo a médio grau. Além da clivagem, algumas amostras com matéria orgânica exibem estruturas nodulares (Fig. 17E), possivelmente relacionadas à concentração local de minerais como carbonatos ou sulfetos, ou à segregação metamórfica durante a deformação. Já os liditos apresentam foliação incipiente, mas revelam veios de quartzo milimétricos a centimétricos, frequentemente dobrados pelas fases variscas (Fig. 17F), evidenciando episódios de circulação de fluidos e deformação dúctil.

Por outro lado, na Unidade de Canadelo (Devónico), predominam rochas pelíticas, como filitos, caracterizadas por uma foliação bem desenvolvida (Fig. 17G), típica de metamorfismo regional em condições de baixo grau. As amostras variam cromaticamente entre tons escuros e cinza-claro, sendo que as tonalidades mais escuras (Fig. 17G, 17H) podem indicar maior concentração de matéria orgânica ou presença de minerais opacos, em contraste com as amostras mais claras (Fig. 17I), que sugerem menor teor de carbono ou maior proporção de minerais quartzo-feldspáticos.

2.2 – Caracterização Mineralógica

2.2.1 – Difração de Raios – X

Com o objetivo de obter uma caracterização mineralógica detalhada das formações rochosas da região, as amostras foram submetidas à técnica de Difração de Raios X (DRX), complementando a análise petrográfica. Esta abordagem permitiu identificar as fases cristalinas presentes e quantificar os principais minerais constituintes, fornecendo dados essenciais para compreender a evolução metamórfica e sedimentar das unidades estudadas (Tabela 2; Fig. 18).

Resultados e interpretação

Tabela 2 apresenta a distribuição percentual dos minerais mais representativos (micas, clorite, quartzo, ilmenite e ortoclase) em amostras das formações de Moncorvo (Ordovícico), Campanhó (Silúrico) e Canadelo (Devónico). A Figura 18 ilustra graficamente a variação na abundância relativa desses minerais.

Tabela 2 – Distribuição Percentual de Minerais (Micas, Clorite, Quartzo, Ilmenite, Ortoclase) em amostras da Formação Moncorvo, da Formação Campanhó e da Unidade Canadelo.

	Minerais	Micas %	Clorite %	Quartzo %	Ilmenite %	Ortoclase %
Ordovícico	O3-FM3	82	11.2	6.8	-	-
	O3-FM2	73.9	14.9	11.1	-	-
	O3-FM	74.1	18.1	6.3	-	1.5
Silúrico	UC-CA4	-	0.8	98.2	-	-
	Fca-1L	-	-	100	-	-
	Fca-2Amp	1.6	0.7	97.7	-	-
	Fca-4S	78.3	14.6	7	0.1	-
	Amostra-x	80.1	15.7	4.2	-	-
	Nod (Fca-3amp)	28.7	47.2	24.1	-	-
	Fca-CML1	82.2	8.3	9.5	-	-
	Fca-1Amp	80.8	12.1	7.2	-	-
	Fca-3Amp	73.6	16.9	9.5	-	-
Devónico	UC-CA3	65.5	15.4	19.1	-	-
	UC-CA2	52.5	33.7	13.8	-	-
	UC-CA1	37.9	44.1	18	-	-

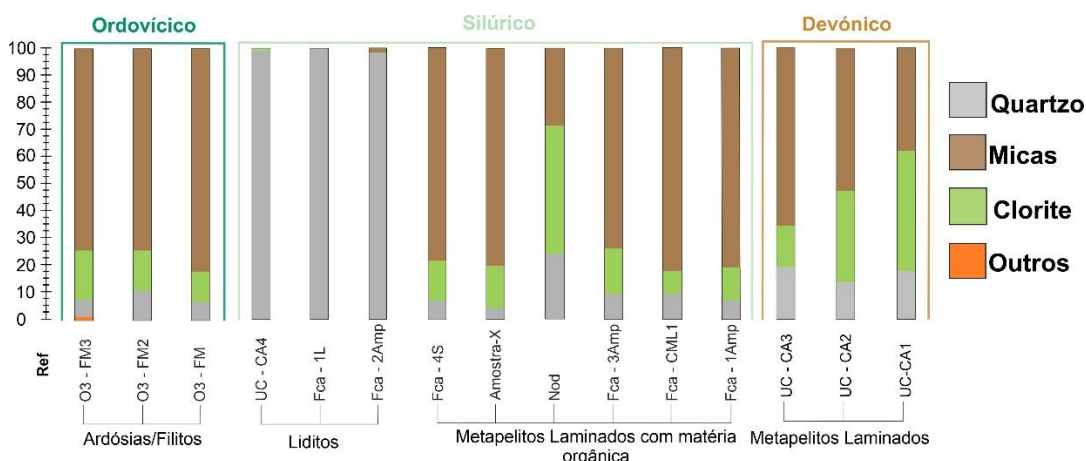


Figura 18 – Resultados de análise de DRX, mostrando a variação na abundância de minerais (micas, clorite, quartzo) em amostras de ardósias/filitos (Ordovícico), liditos/metapelitos (Silúrico) e metapelitos laminados (Devónico).

- **Ordovícico (Formação Moncorvo)**

As três amostras de ardósias e filitos revelam composição bastante homogênea dominada por micas (>73%), acompanhadas por clorite (11–18%) e quartzo (6–11%).

A presença residual de ortoclase (1,5% na amostra O3-FM) sugere pequenas contribuições detríticas ou recristalização incipiente. Esta mineralogia é típica de metamorfismo de baixo grau, com predominância de filossilicatos, indicando condições de temperatura moderada e pressão relativamente baixa. Embora as existências de cristais macroscópicos de quiastolite sejam visíveis em afloramento e amostra de mão, estes minerais não foram indexados nas análises de DRX. Esta interpretação poderá estar associada a processos generalizados de retrogradação metamórfica ou alteração hidrotermal tardia, o qual transformou as fases originais em pseudomorfoses constituídos por agregados finos (*e.g.*, clorite)

- **Silúrico (Formação Campanhó)**

A análise das nove amostras colhidas demonstrou uma diferença pronunciada entre dois conjuntos, marcados por duas litologias principais:

- (1) Liditos: As três amostras relativas aos liditos revelam uma composição predominantemente de quartzo (superior a 97%), com percentagens muito baixas de micas e clorite. Esta pureza

mineralógica reflete deposição de sílica e recristalização sob metamorfismo de baixo grau.

(2) Metapelitos Laminados Grafíticos: As restantes seis amostras silúricas são dominadas por metapelitos laminados grafíticos, compostos maioritariamente por minerais micáceos (73–82%) e clorite (8–6%), com percentagens reduzidas de quartzo (4–9%). O termo “metapelitos grafíticos” é atribuído a estes níveis baseado na presença de matéria orgânica dispersa de baixíssima cristalinidade. Devido ao baixo grau metamórfico regional, o carbono orgânico não atingiu as temperaturas necessárias para se reorganizar na estrutura estável de grafite puro, permanecendo sob uma forma essencialmente amorfa que não gera picos de difração nos espectros de DRX.

Contudo, a amostra com referência de Nod (que corresponde à Fca-3Amp no gráfico) exhibe maior componente de clorite (47%) em comparação com as restantes rochas pelíticas. Uma justificação plausível é estar associada a condições de génese metamórfica ou enriquecimento em Mg/Fe durante a recristalização.

É importante notar que a maior representação das rochas pelíticas nos resultados (6 amostras de metapelitos contra 3 amostras de lilitos) é uma consequência da estratégia de amostragem. As amostras foram intencionalmente seleccionadas para obter dados das litologias onde seria mais expectável encontrar maior conteúdo em matéria orgânica, bem como de zonas afastadas do contacto, de modo a avaliar a influência na progressão da deformação.

Devónico (Unidade de Canadelo)

As três amostras de metapelitos laminados exibem composição variável: micas (37–66%), clorite (15–45%) e quartzo (13–19%). Observa-se uma tendência de diminuição das micas e aumento da clorite da amostra UC-CA3 para UC-CA1, sugerindo um gradiente metamórfico ou diferenças na composição original dos sedimentos. Esta variação pode indicar condições de metamorfismo progressivo ou heterogeneidade na química dos protólitos.

Considerações gerais

Os resultados de DRX evidenciam contrastes significativos entre as amostras recolhidas nas várias formações, refletindo diferenças nos ambientes deposicionais e nos processos metamórficos.

- Ordovícico: Predomínio de filossilicatos → metamorfismo de baixo grau em rochas pelíticas.
- Silúrico: Liditos quase monominerálicos vs metapelitos grafitosos → reflete a alternância entre a sedimentação pelítica e episódios de precipitação quimiogénica de sílica durante diagénese, e recristalização.
- Devónico: Maior variabilidade mineralógica → possível evolução metamórfica ou variação composicional dos sedimentos.

É ainda de notar uma componente mineral diferente em algumas amostras comparativamente com a cartografia de Pereira (1987):

- (1) É de notar que amostra Fca-CML1, que foi recolhida na Área A (Fig. 8A e Tabela 2), baseando-se na cartografia de Pereira (1987), seria de esperar uma composição predominantemente de quartzo. Todavia, esta amostra exhibe uma maior componente de micas (82.2%), comparativamente a clorite (8.3%) e quartzo (9.5%).
- (2) A amostragem da Fca-2Amp ocorre numa lenticula de metapelitos laminados com matéria orgânica (Fig. 8B e Tabela 2), mas quanto à componente predominante verifica-se percentagens em quartzo elevadas (~98%). O que gera uma discrepância elevada em quartzo comparativamente com as amostras recolhidas ao longo da mesma lenticula metapelítica (*i.e.*, FCA-1Amp e FCA-3Amp). Esta observação poderá indicar que esta lenticula é caracterizada por intercalações de níveis metapelíticos e níveis mais siliciosos.

Estes dados constituem uma base para interpretações mais robustas, que serão aprofundadas com análises geoquímicas e estudos de proveniência e dinâmica sedimentar (incluindo ambientes tectónicos deposicionais) no capítulo seguinte.

2.2.2 – Caracterização Petrográfica

Formação Moncorvo

As amostras da Formação Moncorvo exibem predominantemente clivagem de crenulação fraca e textura lepidoblástica dominada por minerais micáceos, com ocorrência frequente de clorite (por vezes em estruturas em *mica-fish*) e evidências de cloritização de minerais micáceos (Fig. 19A).

Em algumas lâminas delgadas, observa-se a pseudomorfose de porfiroblastos de andaluzite (quiasolite) (Fig. 19B). A ausência de andaluzite nos resultados de DRX confirma que estes porfiroblastos correspondem a pseudomorfoses, nas quais a quiasolite original sofreu processos de retrogradação generalizada para clorite e micas (Fig. 19C), indicando possível evolução metamórfica regressiva.

Os porfiroblastos apresentam microboudinagem e zonamento mineral, características que sugerem crescimento pré-cinemático. Em outras amostras, ocorrem veios de quartzo euédricos com textura poligonal inequigranular (Fig. 19D), compatíveis com recristalização tardia.

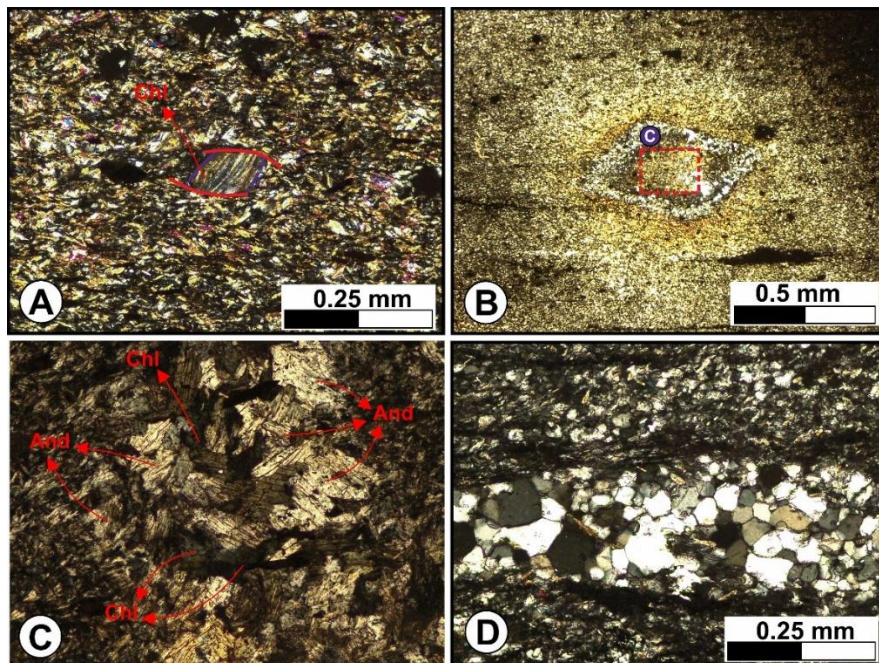


Figura 19 – Fotomicrografias de amostras da Formação Moncorvo, exibindo: (A) Textura lepidoblástica com clorite em estruturas de *mica-fish*. (B) Pseudomorfose de andaluzite (quiasolite) (And). (C) Quiasolite (em núcleo de porfiroblasto em aparente retrogradação para clorite (Chl) (Figura enquadrada na Figura 19B). (D) Veios de quartzo com forma euédrica e textura poligonal inequigranular.

Formação Campanhó

As amostras da Formação de Campanhó exibem predominantemente texturas lepidoblásticas (Fig. 20A), evoluindo localmente para xistosidade com porfiroclastos estirados (Fig. 20B). A cloritização é recorrente e algumas lâminas revelam mecanismos de deformação dúctil, evidenciados por:

- Extinção ondulante em grãos de quartzo
- *Bulging* – BLG (Fig. 20C)
- Desenvolvimento de neoblastos

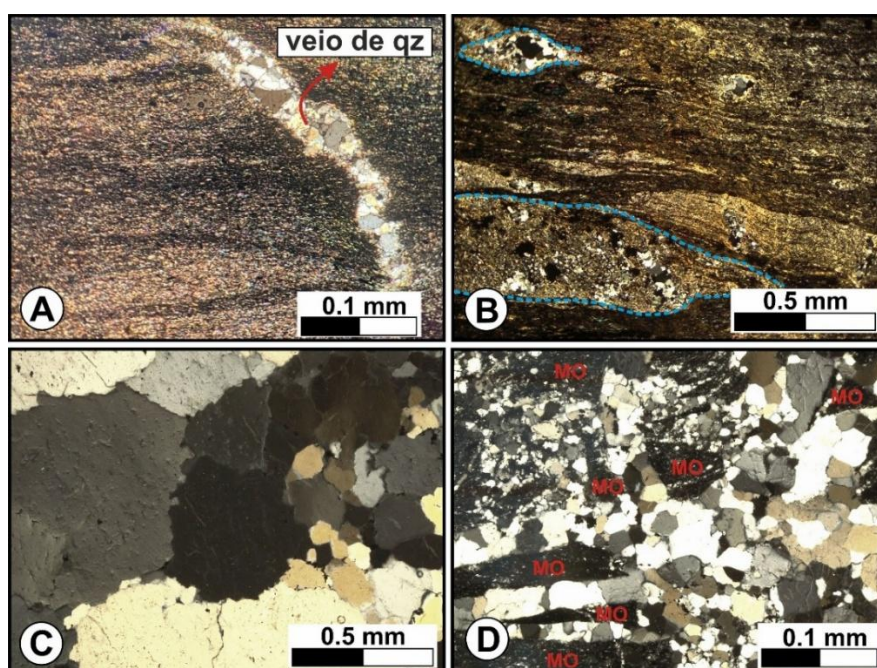


Figura 20 – Fotomicrografia de amostras da Formação Campanhó. (A) Textura predominantemente lepidoblástica e veio de quartzo (qz). (B) Níveis mais micáceos intercalados com níveis mais ricos em matéria orgânica e, possíveis porfiroclastos (azul). (C) Evidências de recristalização dinâmica do tipo *bulging* (BLG) em grãos de quartzo, manifestada por extinção ondulante e apresentam uma textura poligonal inequigranular. (D) Presença de matéria orgânica (MO), sugerida pelas tonalidades opacas em nicóis paralelos (NP) e nicóis cruzados (NC).

Os aspetos anteriores indicam recristalização dinâmica (*bulging* – BLG), um mecanismo característico de deformação plástica de quartzo sob temperaturas moderadas a baixas (entre 300°C e 400°C), marcando o início das condições reológicas da fácies dos xistos verdes (Passchier & Trouw, 2005).

Macroscopicamente, as amostras apresentam tons escuros e cinza-esverdeados. Em secção delgada, tonalidades opacas em nicóis paralelos (NP) e quanto em nicóis cruzados (NC) sugerem a presença de matéria orgânica dispersa (Fig. 20D), coerente com a natureza carbonosa de baixa cristalinidade dos metapelitos.

Unidade de Canadelo

As amostras da Formação de Canadelo apresentam predominantemente texturas lepidoblásticas a granolepidoblásticas, compostas essencialmente por microcristais de quartzo e moscovite. A variação composicional observada entre camadas indica que o protólito destas rochas metassedimentares poderia ter sido de natureza pelítica.

É possível identificar uma estratificação primária (S_0) (Fig. 21A), marcada por alternância entre níveis ricos em matéria orgânica com moscovite e níveis claros dominados por quartzo.

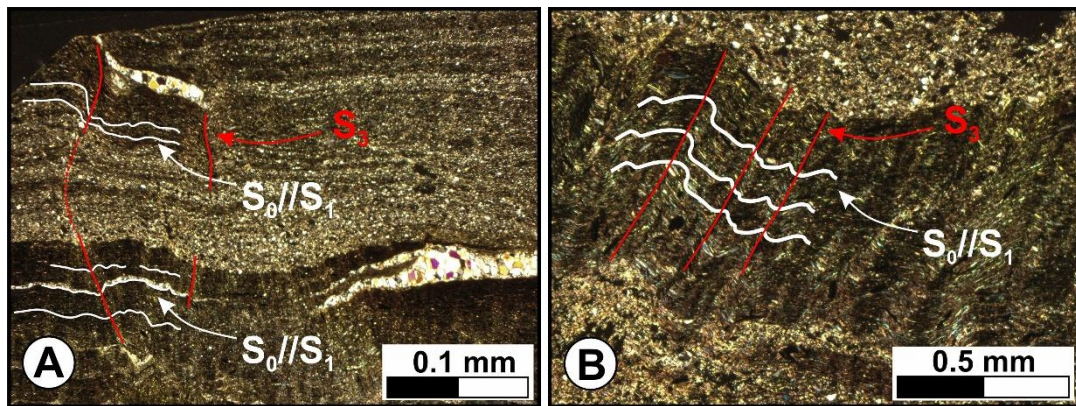


Figura 21 – Fotomicrografias de amostras da Unidade de Canadelo. (A) Textura lepidoblástica a granolepidoblástica, com possível estratificação (S_0) marcada por um bandado litológico que alterna entre níveis ricos em matéria orgânica com moscovite e níveis mais claros (microquartzo). (B) Clivagem de crenulação (S_3) bem marcada, sobreposta a uma foliação anterior ($S_0//S_1$), acentuada pela orientação da moscovite.

Observa-se uma clivagem de crenulação (S_3) muito bem desenvolvida, sobreposta a uma foliação anterior ($S_0//S_1$) (Fig. 21B), acentuada pela orientação de moscovite.

2.2.3 - Metamorfismo

O metamorfismo regional que caracteriza a área de estudo atingiu condições da fácies dos xistos verdes, conforme evidenciado pela análise petrográfica e pela mineralogia (DRX), que revelou uma abundância de clorite e processos de cloritização generalizada em lamina delgada.

A natureza sin-cinemática deste evento é suportada pela presença de texturas de deformação dúctil no quartzo e em algumas micas observadas. Destacando-se a observação de mecanismo de recristalização dinâmica no quartzo, como *bulging* (BLG), indica que as temperaturas ultrapassaram os 300°C (Fig. 20C, 2.2.2 – Caracterização Petrográfica), limite a partir do qual o quartzo transita para o regime de deformação plástica (Passchier & Trouw, 2005).

Sobrepondo-se a este quadro regional, ocorre um metamorfismo de contacto de carácter tardi-varisco, associado à instalação de batólitos graníticos (Pereira, 1989; Palin & Dyck, 2020). Na Formação Moncorvo (Ordovícico), este evento é caracterizado pela formação de quistolite, que se manifesta com um aumento progressivo da dimensão e da abundância dos cristais sistematicamente em direção aos corpos magmáticos (Dasgupta & Bhowmik, 2020). A frequência diminui progressivamente para nordeste, na Formação Moncorvo. Petrograficamente, o carácter pós-cinemático deste reaquecimento relativamente à estruturação inicial é confirmado pelo facto de os porfiroblastos de quistolite truncarem de forma nítida e estática as foliações penetrativas preexistentes (S_1) sem apresentar sinais cinemáticos, rotações ou caudas de recristalização. Importa salientar que, tanto em trabalho de campo como na análise petrográfica, não foram observados critérios microestruturais que permitam classificar estes minerais como sín- D_2 ou pós- D_2 , sendo apenas possível evidenciar que o seu desenvolvimento é pós- D_1 , dado o corte nítido da foliação S_1 . A preservação desta assinatura estrutural reforça que o desenvolvimento mineral não acompanhou a deformação regional precoce, sendo impulsionado exclusivamente pelo fluxo térmico das intrusões (Ridley, 2020; Harley, 2020).

Este posicionamento tardi-orogénico justifica o facto de as isogradas do metamorfismo cortarem obliquamente as estruturas associadas à fase D_2 e se mapearem de forma grosseiramente paralela às trajetórias e dobramento da fase

D₃ (Fig. 5), demonstrando um estrito controlo estrutural e cronológico por parte desta última fase no posicionamento e progressão do fluxo térmico regional.

Tabela 3 – Resumo com as principais feições petrográficas e implicações metamórficas por formação.

Formação/ Unidade	Textura Predominante	Minerais Principais	Estruturas Observadas	Grau Meta- mórfico	Implicações Tectono- Metamór- ficas
Moncorvo (Ordovícico)	Lepidoblástica	Micas, Clorite, Quartzo, Andaluzite (pseudomor- fose)	Clivagem fraca, microbou- dinage, veios de quartzo euédricos	Baixo grau (Fácies dos Xistos Verdes) com influência de batólitos	Metamorfism o de contacto local, preservação de Pórfiro- blastos
Campanhó (Silúrico)	Lepidoblástica → Xistosidade	Micas, Clorite, Quartzo, Matéria Orgânica recristalizada , e grafite	Porfiroclastos estirados, recristalizaçã o dinâmica neoblastos	Baixo grau (Fácies dos Xistos Verdes; 300°C a 400°C)	Deformação dúctil, recristalizaçã o dinâmica tectónica compressiva
Canadelo (Devónico)	Lepidoblástica a Granolepido- blástica	Quartzo Moscovite, Matéria Orgânica	Bandado litológico (S0), foliações S1- S3, crenulação	Baixo grau (Fácies dos Xistos Verdes)	Deformação dúctil

2.2.4 – Caracterização Geoquímica

Diagramas de Harker

A caracterização geoquímica das unidades foi realizada com base em análises geoquímicas de rocha total, utilizando diagramas de Harker para interpretar a variação dos elementos maiores e suas correlações. Estes diagramas, construídos a partir dos teores de óxidos principais, permitem analisar correlações (positivas ou negativas) ou agrupamentos entre elementos. São ferramentas clássicas para avaliar diferenciação química, maturidade sedimentar e agrupamentos litológicos (Harker, 1909). É de salientar, como referido anteriormente, os dados obtidos neste trabalho serão projetados juntamente dos dados das unidades autóctones de Ribeiro (1998) e parautóctones de Meireles (2011)

Ao analisar os diagramas projetados em função de SiO_2 , observa-se uma distribuição dos elementos com tendência geral negativa. À medida que o teor de SiO_2 aumenta, todos os outros óxidos (Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O e LOI's) diminuem, apresentando uma correlação negativa acentuada (Fig. 22).

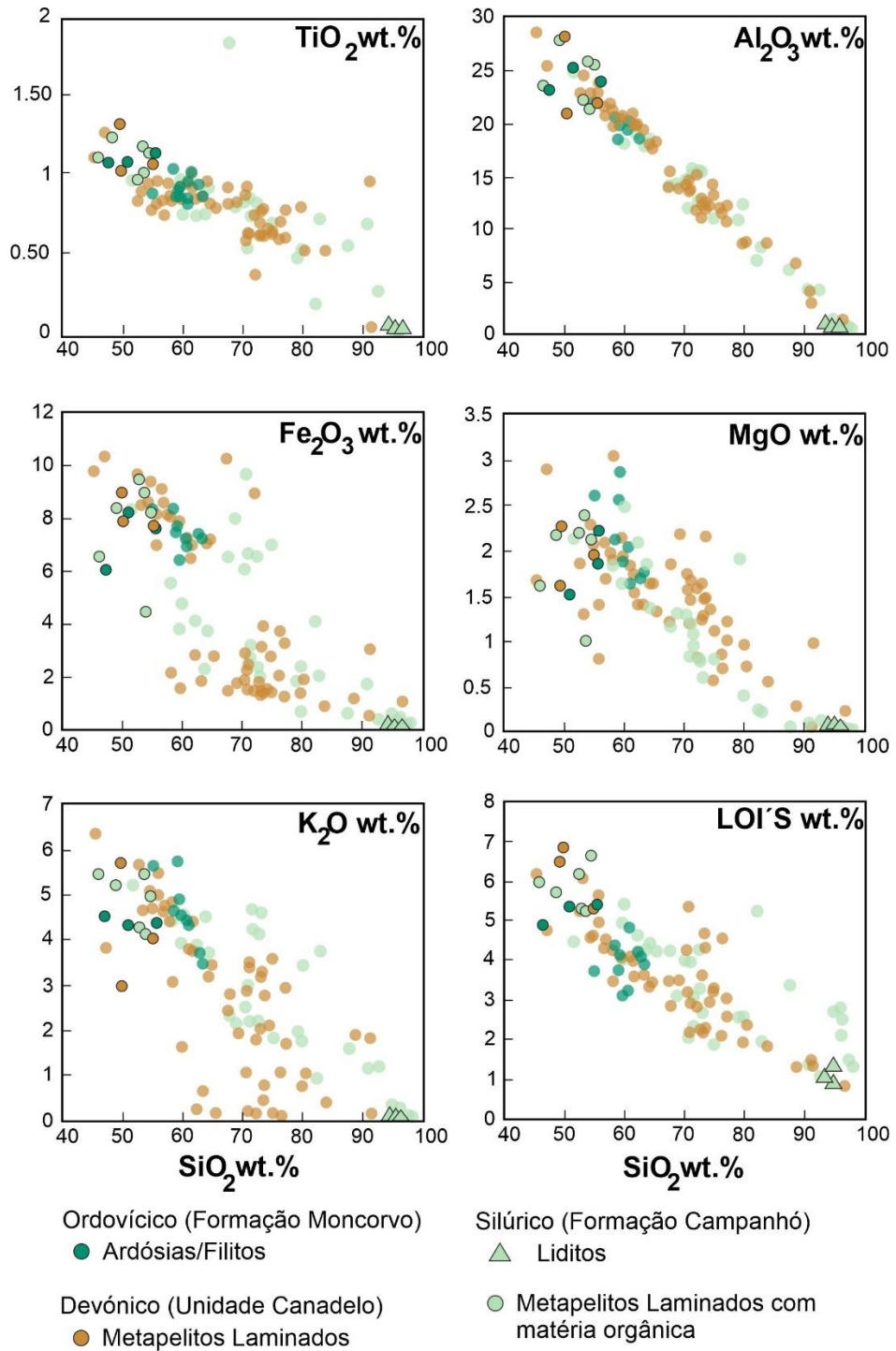


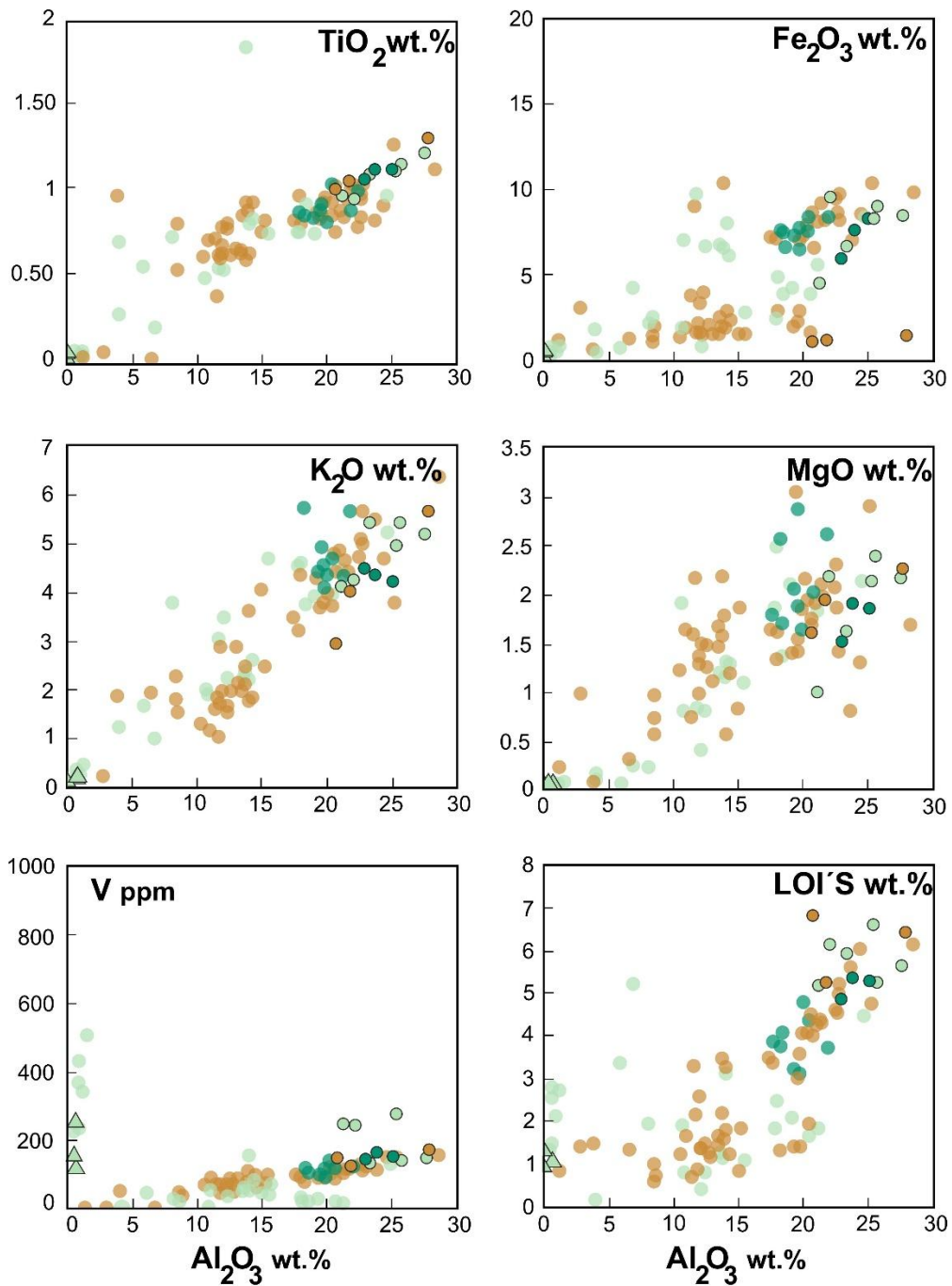
Figura 22 – Diagramas de variação de Harker (1909) para os óxidos de elementos maiores em função do teor de sílica (SiO_2).

Esta tendência é particularmente evidente nas amostras de liditos da Formação Campanhó, que apresentam $\text{SiO}_2 > 90\%$ e teores residuais dos demais óxidos, refletindo sua natureza quase monominerálica.

Nas amostras pelíticas, destaca-se a maior dispersão de K_2O e MgO em relação ao Al_2O_3 , sugerindo variação na proporção de micas (ricas em K) e clorite/argilas (ricas em Mg).

Quando projetadas em função do Al_2O_3 , as relações se invertem: TiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO e LOI 's exibem correlação positiva com alumina (Fig. 22), confirmando a sua associação em minerais aluminosos. A relação Fe_2O_3 vs Al_2O_3 apresenta maior correlação nas amostras da Unidade de Canadelo, possivelmente relacionada à presença de minerais opacos. Com o intuito de caracterizar as condições de oxigenação da bacia (paleorredox) e a sua relação com preservação da matéria orgânica, projetou-se Al_2O_3 versus Vanádio (V). As projeções de Al_2O_3 versus Vanádio (V) (Fig. 23) evidenciam o desenvolvimento de dois conjuntos distintos entre as amostras. O grupo basal, com teores mais baixos de V, reúne as amostras da Unidade de Canadelo, da Formação Moncorvo e algumas amostras da Formação de Campanhó. Por outro lado, a Formação de Campanhó define um segundo grupo marcadamente enriquecido, cujos teores de vanádio oscilam entre os 124 ppm e os 271 ppm, caracterizando-se em simultâneo por teores notavelmente baixos Al_2O_3 .

Este enriquecimento em vanádio em determinadas amostras de Campanhó poderá refletir a ocorrência de episódios de restrição hidrodinâmica e anoxia no fundo da coluna de água durante o silúrico. A associação destes valores mais elevados de V a teores muito baixos de Al_2O_3 poderá sugerir um cenário de paragem ou redução drástica no transporte de material clástico terrígeno (fração argilosa).



- | | |
|-----------------------------------|--|
| Ordovício (Formação de Pardelhas) | Silúrico (Formação de Campanhó) |
| ● Ardósias/Filitos | ▲ Liditos |
| Devónico (Formação de Canadelo) | ● Metapelitos Laminados com matéria orgânica |
| ● Metapelitos Laminados | |

Figura 23 – Diagramas de variação de tipo Harker (1909) para os óxidos de elementos maiores em função do teor de alumina (Al_2O_3).

A observação mais relevante é a semelhança geoquímica entre as amostras pelíticas da Formação Moncorvo (Ordovício), da Formação de Campanhó (Silúrico), e da Unidade de Canadelo (Devónico) que se sobrepõem amplamente nos diagramas.

Esta similaridade geoquímica forte sugere que estas sequências partilharam uma fonte de material sedimentar comum ou muito próxima. Esta conclusão é coerente com estudos prévios realizados em formações autóctones e parautóctones da ZCI, como em Ribeiro (1998) e Meireles (2011), que documentam a proximidade geoquímica das sequências Ordovícicas e Silúricas, existindo semelhanças com as sequências do Devónico. Verificando-se valores mais consistentes nas sequências do Ordovício e maior dispersão no Silúrico e Devónico.

Diagramas de classificação de maturidade

A avaliação da composição geoquímica dos sedimentos é um critério fundamental para compreender a evolução dos protólitos. Um dos parâmetros mais utilizados é a razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, que indica a abundância relativa de quartzo (mineral mais estável) em relação a minerais de argila e feldspatos. Nas sequências detriticas (siliciclástica), valores elevados desta razão refletem tradicionalmente uma maior maturidade química, típica de sedimentos bem selecionados e retrabalhados, enquanto valores baixos sugerem uma composição tipicamente mais argilosa. No entanto, quando aplicada a rochas de precipitação (bio)química (como os liditos/chertes), este razão reflete primariamente a pureza do precipitado silicioso e não o transporte mecânico.

O diagrama $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ vs $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ proposto por Pettijohn et al. (1972) é tradicionalmente usado para classificar arenitos e pelitos, considerando a soma dos álcalis como indicador de maturidade. Contudo, autores como Meireles (2011) e Herron (1988) alertam para limitações deste critério, pois os álcalis podem ser remobilizados durante a diagénese e metamorfismo, comprometendo a interpretação primária.

Para superar esta limitação, Herron (1988) propôs substituir a relação $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ por $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, uma vez que os minerais ferromagnesianos são mais

suscetíveis à meteorização. Assim, sedimentos mais ricos em quartzo e feldspatos potássicos apresentam relações Fe_2O_3/K_2O mais baixas, enquanto sedimentos imaturos, com maior proporção de minerais instáveis, exibem valores elevados.

Resultados e Interpretação

A projeção das amostras no diagrama de Herron (1988) (Fig. 24A) evidencia dois padrões distintos:

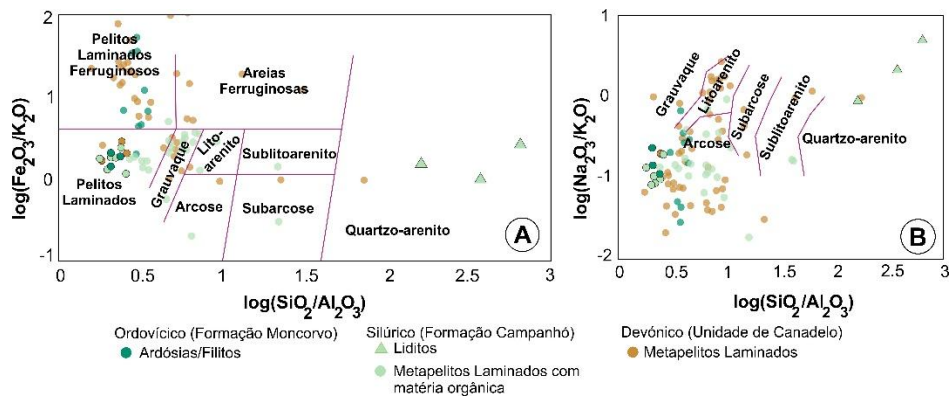


Figura 24 – Classificação geoquímica de rochas metassedimentares das Formações Moncorvo (Ordovícico), Campanhó (Silúrico) e da Unidade de Canadelo (Devónico) no diagrama Log (Fe_2O_3/K_2O) vs (SiO_2/Al_2O_3) (Herron, 1988). A dispersão de três amostras de liditos da Formação de Campanhó em direção ao campo de quartzo-arenito (valores altos de SiO_2/Al_2O_3). Projeção das amostras em diagramas de classificação de maturidade: (A) Diagrama de classificação de arenitos e pelitos laminados (adaptado de Herron 1988). (B) Diagrama de classificação de maturidade (adaptado de Pettijhon et al., (1972)).

- Liditos da Formação de Campanhó posicionam-se no campo de quartzo-arenito devido aos valores extremamente elevados de SiO_2/Al_2O_3 . As amostras pelíticas (Formações Moncorvo, Campanhó e Unidade de Canadelo) concentram-se predominantemente no campo dos pelitos laminados. O termo “baixa maturidade” não se aplica adequadamente a estas rochas, visto que a sua assinatura geoquímica reflete a sua natureza litológica primária (*i.e.*, protólitos marcadamente argilosos e ricos em filossilicatos (micas e argilas)).
- Na análise detalhada do posicionamento das unidades na Figura 24A, salta à vista o incremento da componente arenosa exibido pela Unidade de Canadelo (Devónico). Ao contrário das formações do Ordovícico e Silúrico, as amostras de Canadelo mostram uma dispersão nítida com um

incremento nos valores de $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ e $\text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$. Este padrão evidencia uma variação composicional sistemática nesta unidade, caracterizada por umas maiores frações detríticas quartzosas (silte/areia) misturadas na matriz pelítica, sugerindo uma alteração na dinâmica deposicional da bacia durante o Devónico. Porções de quartzo na matriz das rochas foram confirmados petrograficamente (Fig. 20B).

No diagrama de Pettijhon et al. (1972) (Fig. 24B), observa-se uma tendência semelhante, embora com maior dispersão dos dados, o que reforça a limitação do critério baseado nos álcalis. Ainda assim, os liditos mantêm sua posição destacada no campo do quartzo-arenito devido à sua composição quase monominerálica siliciosa, enquanto as restantes amostras mantêm a assinatura predominantemente pelítica/argilosa, com menor proporção de quartzo.

As implicações sedimentares das projeções realizadas indicam:

- Liditos (Campanhó): Assinatura geoquímica siliciosa extrema que reflete a precipitação quimiogénica da sílica numa bacia marinha distal profunda e de baixa energia hidrodinâmica, em momentos de baixa entrada de detritos vindos do continente para o fundo do mar. A sua mineralogia atual foi consolidada durante a diagénese progressiva de material silicioso.
- Metapelitos (Moncorvo e Canadelo): Composição tipicamente argilosa, indicando uma sedimentação hemipelágica normal a partir da decantação de material fino em bacias calmas de baixa energia.
- Unidade de Canadelo (Devónico): Evidencia uma assinatura geoquímica mista com um incremento areias/siltes detríticos, marcando uma rutura na homogeneidade pelítica observada nas formações mais antigas.
- Metapelitos com matéria orgânica dispersa (Campanhó): O enriquecimento em Vanádio (V) nestas rochas pelíticas apoia a existência de condições de forte anoxia e abundância de matéria orgânica no fundo da bacia silúrica, o que é perfeitamente coerente e geneticamente compatível com o ambiente calmo e confinado onde os liditos associados se formaram.

Tabela 4 – Comparativo com as razões SiO_2/Al_2O_3 e Fe_2O_3/K_2O por formação, incluindo interpretação geoquímica e litológica.

Formação	SiO_2/Al_2O_3	Fe_2O_3/K_2O	Interpretação Geoquímica e Litológica
Moncorvo (Ordovícico)	3.61	1.25	Natureza tipicamente pelítica (argilosa); composição homogénea de baixa energia; estabilidade mineralógica moderada
Campanhó (Silúrico) – Liditos	47.50	1.00	Fácies siliciosa não-clástica (cherte); extrema pureza química por precipitação (bio)química e enriquecimento diagenético; estabilidade mineralógica moderada
Campanhó (Silúrico) – Metapelitos	7.50	1.50	Natureza pelítica (argilosa) em ambiente anóxico; deposição em bacia confinada rica em matéria orgânica (V); estabilidade mineralógica moderada
Canadelo (Devónico)	4.67	1.71	Composição pelítica com incremento material arenoso; assinatura mista com maior fornecimento de frações clásticas quartzosas (siltes); estabilidade mineralógica moderada

A análise das razões SiO_2/Al_2O_3 e Fe_2O_3/K_2O (Tabela 4) permite avaliar a maturidade química e a estabilidade mineralógica das formações estudadas. Os resultados indicam contrastes marcantes entre as litologias.

As amostras de liditos da Formação Campanhó apresentam uma razão SiO_2/Al_2O_3 extremamente elevada ($\approx 47,5$). Conforme discutido, este valor reflete o carácter monomineralico de quartzo microcristalino. A relação Fe_2O_3/K_2O

próximo de 1 reflete a baixa representatividade de fases acessórias ou argilosas nesta fácies química.

Por outro lado, as amostras pelíticas das Formações Moncorvo, Campanhó (metapelitos) e da Unidade de Canadelo exibem razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ baixas (entre 3,6 e 7,5), normais para rochas cujo protólito era dominado por minerais de argila micas. As relações $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ variam entre 1,25 e 1,71, refletindo a assinatura geoquímica típica da fração pelítica fina, onde os traços da composição original dos sedimentos e a presença de minerais ferromagnesianos foram preservados da meteorização extrema.

Em síntese, os dados confirmam que o contraste químico entre as unidades silúricas (deve-se à alternância de mecanismos de fornecimento (precipitação química ou sedimentação pelítica) num mesmo ambiente de bacia profunda, anóxica e calma. Adicionalmente, o ligeiro aumento da razão de sílica na Unidade de Canadelo (Devónico) apoia a entrada de fluxos siliciclásticos mais grosseiros no topo da sequência sedimentar estudada.

Diagramas de proveniência dos sedimentos

A determinação da proveniência dos sedimentos é essencial para compreender a evolução tectono-sedimentar das unidades estudadas. Para este fim, foram aplicados dois métodos clássicos:

- Diagramas de funções discriminantes de Roser & Korsch (1986), baseados na composição de elementos maiores, que permitem diferenciar fontes ígneas (máficas, félsicas, intermédias) e sedimentares.
- Gráficos da razão K/Rb de Floyd & Leveridge (1987), que avaliam a estabilidade química e o comportamento dos elementos durante a sedimentação.

A análise geoquímica aplicada aos diagramas de proveniência revela padrões consistentes sobre a origem dos sedimentos das formações estudadas. Os diagramas de funções discriminantes de Roser & Korsch (1986) (Fig. 25), baseados em elementos maiores, indicam que a maioria das amostras se agrupa no campo de proveniência ígnea intermédia, sugerindo uma fonte

predominantemente continental, possivelmente associada a rochas vulcânicas ou plutônicas de composição intermédia. Algumas amostras apresentam dispersão para os campos félsico e máfico, refletindo variações locais na composição da fonte ou mistura de materiais.

Por outro lado, três amostras de liditos da Formação Campanhó destacam-se nitidamente, posicionando-se no campo de “Rochas Sedimentares Quartzosas” (Fig. 25). Esta classificação matemática, baseada em funções discriminantes de elementos maiores, é uma consequência direta da geoquímica quase exclusiva em SiO₂ destas rochas.

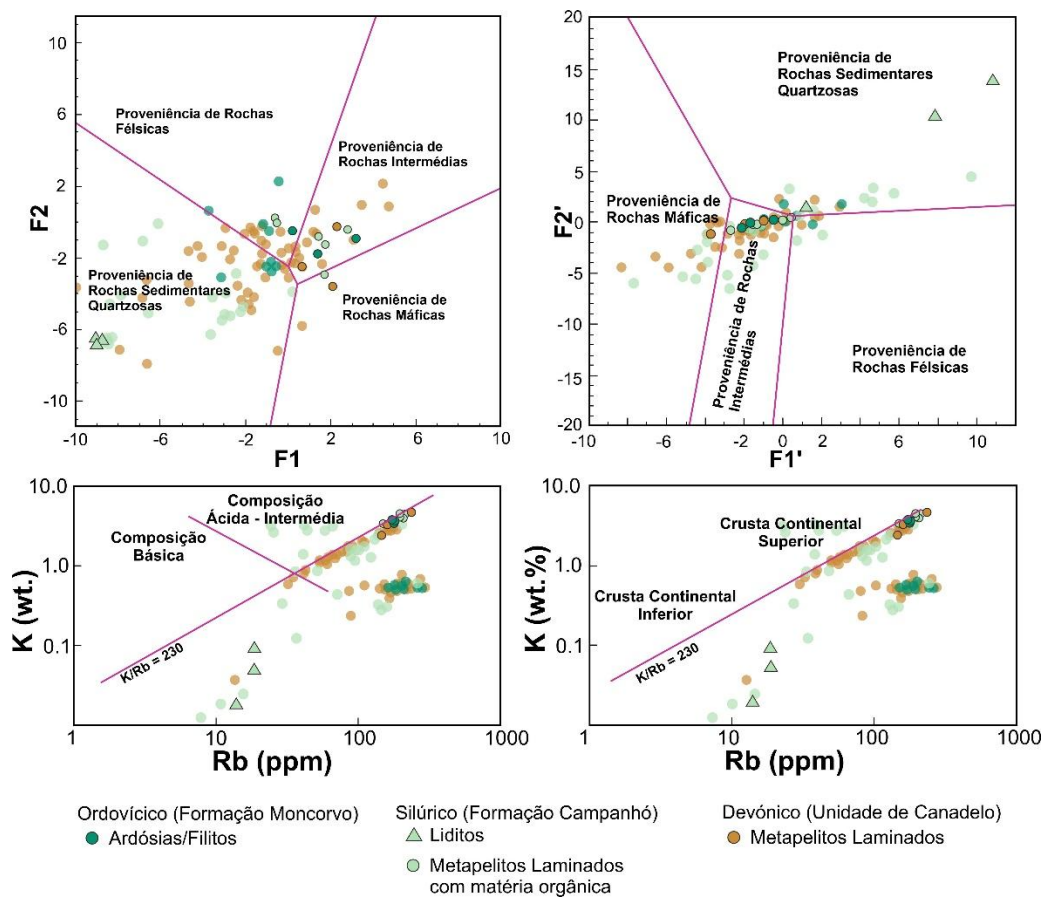


Figura 25 – Análise Geoquímica de Proveniência dos sedimentos (Diagramas de Roser & Korsch, 1986, e Razão k/Rb de Floyd & Leveridge, 1987). **F1**- $(-1,773\text{TiO}_2 + 0,60\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,76\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,5\text{MgO} + 0,616\text{CaO} + 0,509\text{Na}_2\text{O} - 1,22\text{K}_2\text{O} - 9,09)$. **F2** - $(0,445\text{TiO}_2 + 0,07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,25\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,142\text{MgO} + 0,438\text{CaO} + 1,475\text{Na}_2\text{O} + 1,426\text{K}_2\text{O} - 6,861)$. **F1'**- $(30,638\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,541\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7,329\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12,03\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35,402\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6,382)$. **F2'**- $(56,500\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10,879\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30,875\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5,404\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11,112\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3,89)$.

O segundo diagrama discriminante, que utiliza razões normalizadas por Al_2O_3 , reflete esta mesma segregação geoquímica: enquanto os metapelitos confirmam a tendência de proveniência a partir de fontes ígneas intermédias, os liditos projetam-se no campo correspondente às rochas sedimentares quartzosas.

Complementarmente, os gráficos de Floyd & Leveridge (1987) indicam que as amostras pelíticas das Formações de Moncorvo, Campanhó (metapelitos) e da Unidade de Canadelo apresentam valores próximos à reta $K/Rb = 230$, característica da crosta continental superior (Fig. 25). Esta coerência sugere que, apesar do metamorfismo varisco, os sedimentos preservaram sua assinatura geoquímica original. Os liditos foram excluídos desta análise devido à sua natureza estritamente siliciosa, que não acompanha a relação geoquímica K/Rb.

Em síntese, os dados apontam para a proveniência continental predominantemente ígnea intermédia para as rochas pelíticas, coerente com fontes associadas à crosta continental superior. Por sua vez, a projeção dos liditos no campo das rochas sedimentares quartzosas deve-se à assinatura química de cherte.

Esta interpretação global é consistente com a evolução tectono-sedimentar da ZCI, onde as sequências ordovícicas e silúricas partilham fontes comuns, ao contrário, as unidades devónicas revelam uma maior variabilidade composicional, possivelmente relacionada com a instabilidade tectónica e a consequente reorganização da bacia.

Diagrama de funções para proveniência para definição de ambientes geotectónicos

Os processos sedimentares são condicionados por múltiplos fatores, incluindo a composição da fonte, a paleogeografia da região de origem e o trajeto dos sedimentos até às bacias de deposição. Contudo, são as condições geotectónicas que, ao exercerem influência direta sobre a fonte e a configuração paleogeográfica, deixam uma assinatura geoquímica nos sedimentos através de dois mecanismos interligados: a proveniência e o tipo de evolução sedimentar (Ribeiro, 1998; Bathia & Crook, 1986).

Os processos sedimentares são influenciados por múltiplos fatores, que incluem:

- a composição da fonte;
- a paleogeografia da região de origem;
- o trajeto dos sedimentos até às bacias de sedimentação
- e as condições geotectónicas.

Estas últimas condições exercem influência direta sobre a composição da fonte e a configuração paleogeográfica, deixando uma assinatura geoquímica nos sedimentos através de dois mecanismos interligados:

- a origem dos sedimentos (proveniência)
- e o tipo de evolução sedimentar (Ribeiro 1998 e referências aí incluídas).

Tal como descrito em Ribeiro (1998) e Bathia & Cook (1986), as bacias sedimentares podem ter contextos geotectónicos diferentes:

- arcos insulares oceânicos (AIO)
- arcos insulares continentais (AIC)
- margens continentais ativas (MCA)
- margens continentais passivas (MCP)

Para caracterizar estes ambientes, foram aplicados os diagramas discriminantes de Bathia (1983) e Roser & Korsch (1986), baseados em funções calculadas a partir de elementos maiores.

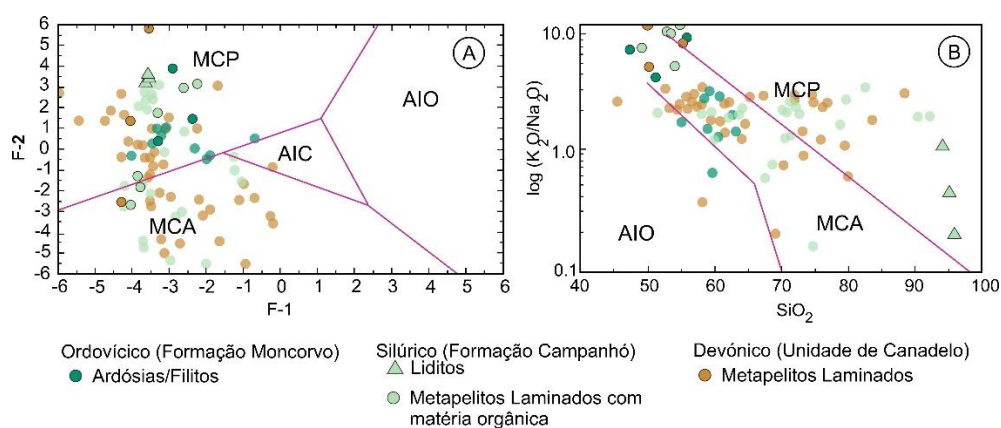


Figura 26 – Diagrama de funções para proveniência de sequências arenito-silto-argilosas para definição de ambientes geotectónico (adaptado de Bathia (1983) e Roser & Korsch (1986)). **F-1** ($-0,00447\text{SiO}_2 - 0,972\text{TiO}_2 + 0,008\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,267\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,208\text{FeO} - 3,082\text{MnO} + 0,140\text{MgO} + 0,195\text{CaO} + 0,719\text{Na}_2\text{O} - 0,032\text{K}_2\text{O} + 7,510\text{P}_2\text{O}_5 + 0,303$). **F-2** ($-0,42\text{SiO}_2 + 1,998\text{TiO}_2 - 0,526\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,551\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,610\text{FeO} + 2,720\text{MnO} + 0,881\text{MgO} - 0,907\text{CaO} - 0,177\text{Na}_2\text{O} - 1,840\text{K}_2\text{O} + 7,244\text{P}_2\text{O}_5 + 43,57$).

No diagrama discriminante para sequências arenito-silto-argilosas da Figura 26B, observa-se uma discrepância na comparação com o que se verifica no diagrama da Figura 26A. Algumas amostras continuam a apresentar um quimismo do tipo MCP, mas outras demonstram um quimismo do tipo MCA.

Geoquímica Redox e Paleoambientes: Utilização de elementos traço e razões elementares

A geoquímica de elementos traço sensíveis às condições redox (oxidação – redução) serve como um indicador relevante do nível de oxigenação em ambientes geológicos. A capacidade destes elementos alterarem o seu comportamento químico em resposta à disponibilidade de oxigénio, manifestada pela variação dos seus estados de oxidação, torna-os cruciais na interpretação dos ambientes de deposição (Algeo & Maynard, 2004).

Em ambientes onde o oxigénio é abundante, estes elementos traço tendem a permanecer dissolvidos na água. No entanto, em ambientes anóxicos ou euxínicos, caracterizados pela ausência ou escassez de oxigénio, estes elementos precipitam e acumulam-se nos sedimentos (Fig. 27A)

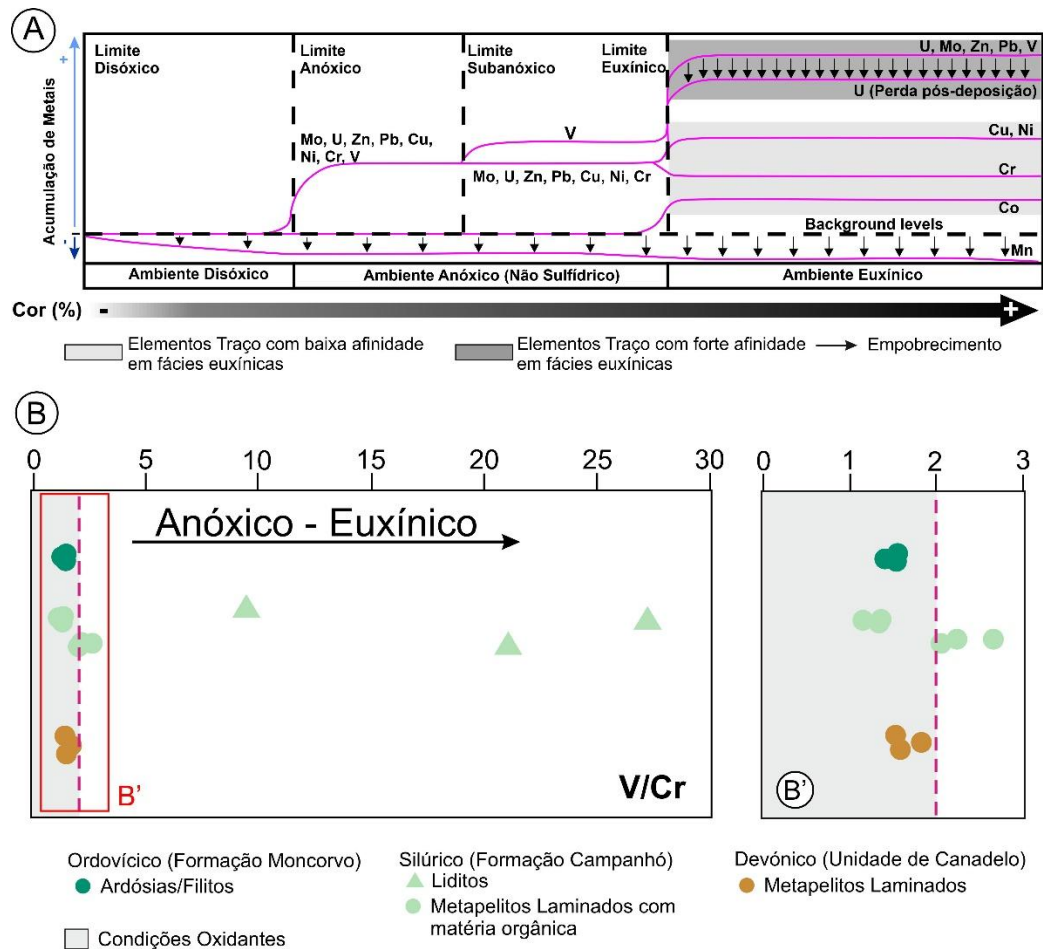


Figura 27 – Modelo ilustrando o comportamento geoquímico de elementos traço sensíveis a condições redox (oxidação – redução) em diferentes ambientes de oxigenação. (A) Tabela de relação entre diferentes fácies de sedimentos (baseado em Algeo & Maynard, 2004). (B) Diagrama de dispersão da relação entre a razão V/Cr e as formações geológicas.

Esta acumulação ocorre frequentemente sob a forma de sulfuretos, óxidos ou hidróxidos, sendo particularmente pronunciada em sedimentos ricos em matéria orgânica, especialmente aqueles formados em condições euxínicas, onde a presença de sulfuretos intensifica a precipitação (Algeo & Maynard, 2004).

Elementos como U, Mo, Zn, Pb, V, Cu, Ni, Cr, Co e Mn são especialmente sensíveis às condições redox, às variações nos estados de oxidação, bem como à solubilidade, permitindo inferir as condições dos ambientes de deposição em função da disponibilidade de oxigénio (Fig. 27A).

A presença de matéria orgânica ou carbono orgânico (Cor), exerce uma influência significativa na complexação e adsorção destes elementos traço. A matéria orgânica pode formar complexos estáveis com alguns elementos,

aumentando a sua solubilidade e mobilidade, como é o caso do U, Mo e V (*e.g.*, Langmuir, 1997).

Por outro lado, a matéria orgânica oferece superfícies de adsorção que podem reduzir a mobilidade de outros elementos, como o Zn, Pb, Ni e Cr. Além disso, a preservação da matéria orgânica pode promover o desenvolvimento de condições redutoras, favorecendo a formação de sulfuretos e influenciando a distribuição dos elementos traço (*e.g.*, Langmuir, 1997).

A análise das razões entre elementos como U/Th, V/Cr, Ni/Co e (Cu + Mo)/Zn permite identificar ambientes redox (Algeo & Maynard, 2004). Estas razões fornecem informações detalhadas sobre as condições de oxigenação durante a deposição dos sedimentos, contribuindo para uma compreensão mais completa dos ambientes de deposição.

Contudo, a razão de V/Cr foi calculada com o objetivo de reconstruir as condições redox dos paleoambientes durante a sedimentação para cada formação geológica (Fig. 27B).

O Cr é geralmente incorporado na fração detrítica clástica de um sedimento, onde pode substituir o alumínio dentro das argilas, ser adsorvido ou ocorrer como cromite. O V pode estar ligado à matéria orgânica pela incorporação do V^{4+} , e é concentrado em sedimentos depositados sob condições redutoras (Algeo & Maynard, 2004).

Apesar disso, a sua concentração não se restringe à matéria orgânica, podendo também ocorrer em minerais detríticos de silicatos. Algeo & Maynard (2004) sugerem que valores de razão V/Cr acima de 2 (>2) são considerados como representativos de condições de deposição anóxicas, com H_2S presente na água e, valores inferiores a 2 (<2), indicam condições mais oxidantes.

A Formação Moncorvo (Ordovício) apresenta um valor de razão V/Cr entre os 0,35 wt% - 0,59 wt%, a Formação de Campanhó (Silúrico) exhibe valores de 0,74 wt% e os 1,13 wt%. A Formação de Canadelo (Devónico) regista valores entre os 0,29 wt% e os 0,90 wt%.

Estes valores de V/Cr indicam que as ardósias/filitos do Ordovício e os metapelitos laminados do Devónico revelam um ambiente de deposição com condições mais oxidantes (Fig. 27B). A Formação de Campanhó (Silúrico),

embora apresente valores comuns neste intervalo oxidante, demonstra uma maior variabilidade. Porém, três amostras de metapelitos laminados com matéria orgânica dispersa do Silúrico (Amostra-X, Fca-1Amp, Fca-4S) apresentam características de condições oxidantes (Fig. 27B'); contudo, verifica-se uma evolução para ambientes anóxicos-euxínicos em outras três amostras do Silúrico. Em contraste, os liditos demonstram razões V/Cr bastante elevadas (~ 10-27 wt%).

Os dados indicam que as sequências pelíticas do Ordovícico e Devónico foram depositadas em ambientes oxigenados, associados a bacias relativamente abertas. Em contraste, os metapelitos com matéria orgânica do Silúrico revelam heterogeneidade paleoambiental, com transição local para condições redutoras.

Variação do carbono orgânico (Cor) e comportamento dos elementos traço

A análise dos ambientes redox previamente caracterizados revela uma variação significativa nos teores de carbono orgânico (Cor) ao longo das formações do Ordovícico, Silúrico e Devónico (Fig. 28).

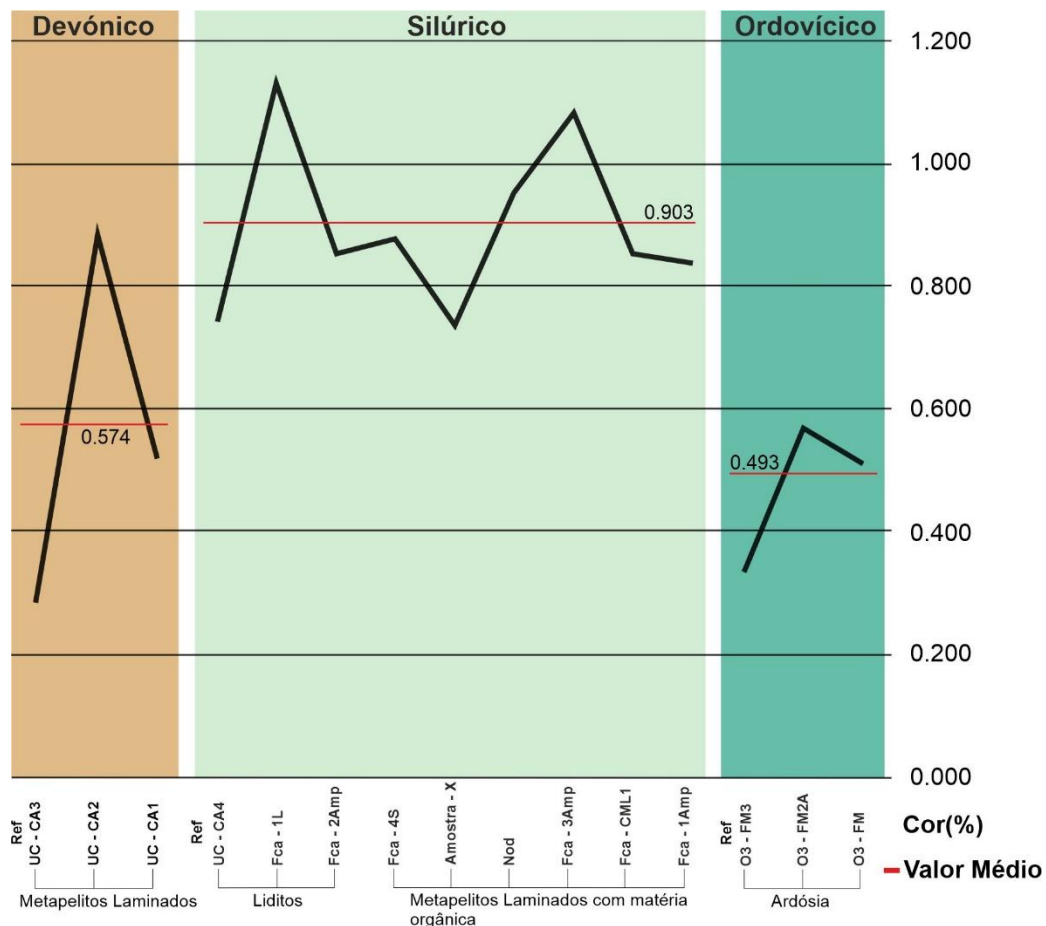


Figura 28 – Variação do carbono orgânico (Cor) nas formações do Ordovícico, Silúrico e Devónico.

As amostras da Formação Moncorvo (Ordovícico) exibem os menores teores de Cor (valor médio = 0.493 %), corroborando com um ambiente deposicional marcadamente oxidante, aberto e sob condições desfavoráveis à preservação e acumulação de matéria orgânica. Em contrapartida, a Formação Campanhó (Silúrico) destaca-se pelo registo dos valores mais elevados de Cor (valor médio = 0.903 %), embora acompanhada por uma variabilidade interna. Esta oscilação traduz a forte heterogeneidade paleoambiental da unidade, documentando a transição local e episódio de sequências pelíticas normais para horizontes marcadamente anóxicos e euxínicos. Por fim, a Unidade de Canadelo (Devónico) posiciona-se num domínio intermédio abaixo de abundância de carbono (valor médio = 0.574%) indicando um ambiente predominantemente disóxico a oxidante, onde a dinâmica sedimentar ativa limitou a preservação estável da fração orgânica.

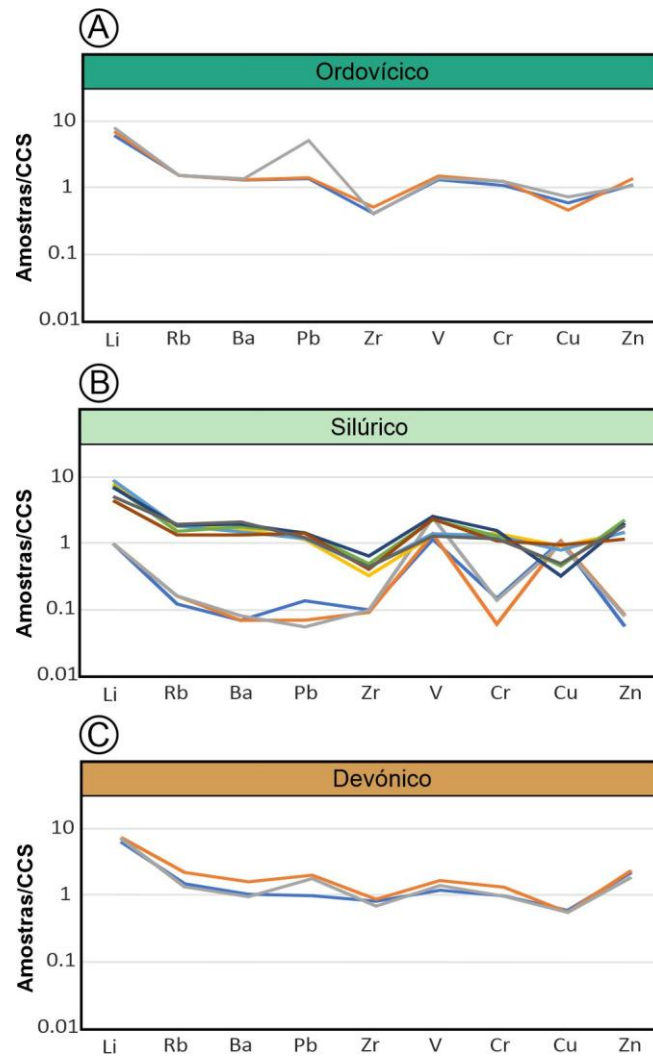


Figura 29 – Diagramas multielementares de elementos-traço normalizados à Crusta Continental Superior (CCS; Rudnick & Gao, 2014) para as unidades paleozoicas estudadas. (A) Formação Moncorvo (Ordovícico): perfis das amostras pelíticas homogêneos caracterizados por um enriquecimento relativo em Li, anomalia negativa generalizada de Zr e perfis de V-Cr marcadamente planos a ligeiramente descendentes abaixo da CCS. (B) Formação Campanhó (Silúrico): variação geoquímica contrastante evidenciando dois perfis distintos: (i) amostras pelíticas com enriquecimento generalizado em V e teores de Cr estáveis junto à CCS, e (ii) amostras de liditos (fácies siliciosas) marcadas por um empobrecimento acentuado em elementos móveis (Li, Rb, Ba) e Cr (valores próximos de 0.1), reflexo da sua composição quase monomineralica de quartzo. Destaca-se a amostra UC-CA4 com quebra acentuada em V, sugerindo episódios de reoxigenação local. (C) Unidade de Canadelo (Devónico): assinaturas pelíticas com perfis de V-Cr estáveis e uma quebra extremamente ténue em Zr, mantendo-se invariavelmente próximo dos valores de referência da crosta (linha 1).

A projeção destes dados no diagrama multielementar normalizado à Crusta Continental Superior (CCS; Rudnick & Gao, 2014) discrimina visualmente as unidades estudadas. Esta descrição baseia-se no comportamento dos elementos

incompatíveis (Li, Rb, Ba Pb, Zr, V, Cr, Cu, Zn). A avaliação detalhada de cada elemento revela o seguinte comportamento descritivo:

O Li, Rb, Ba Demonstram um perfil normalizado à CCS com enriquecimentos de Li em relação ao Rb e Ba. As amostras de liditos apresentam empobrecimento nestes elementos face à CCS. No que toca ao Zr, identifica-se uma anomalia negativa generalizada relativamente ao valor 1 de crusta superior. Contudo, o comportamento deste elemento estabelece um contraste nítido entre amostras: enquanto as rochas do Ordovícico e do Silúrico dispõem valores abaixo da CCS, as amostras do Devónico (Unidade de Canadelo) registam uma quebra extremamente ténue, mantendo os seus valores muito próximos da CCS. Os outros elementos (V, Cr, Cu, Zn) Estes apresentam as flutuações e assimetrias geoquímicas mais marcantes. Nas amostras do Silúrico (Formação Campanhó), verifica-se um enriquecimento generalizado V na quase totalidade das amostras, com enriquecimentos relativos à CCS. A única exceção a esta projeção acima da unidade ocorre na amostra UC-CA4. No que respeita ao Cr, as amostras de liditos revelam um empobrecimento acentuado, distanciando-se das restantes amostras pelíticas (Ordovícico, Silúrico e Devónico), cujos teores de Cr concentram-se de forma constante e estável em torno dos valores da CCS. Por fim, as sequências de Ordovícico e do Devónico separam-se, exibem um perfil de V marcadamente plano ou descendente face ao Cr.

Síntese e Interpretação

A integração das anomalias descritas com os dados de DRX, petrografia e enquadramento estrutural regional permite traduzir as flutuações químicas em processos geológicos e geotectónicos concretos:

O empobrecimento dos elementos móveis (Li, Rb, Ba) e do Cr para valores próximos de 0.1 nas fácies silúricas é totalmente justificado pela composição quase monomineralica de quartzo (> 97% a 100% no DRX). Nas restantes sequências pelíticas, a retenção estável destes elementos junto à referência CCS é garantida pelo predomínio da matriz filossilicatada (micas > 70% no DRX).

A aparente ausência de grafite nas análises de DRX e o decorrer do baixo grau metamórfico regional, sugerem que a matéria orgânica está sob a forma amorfa ou dispersa (Beysac et al., 2002). Esta fase orgânica dispersa, validada petrograficamente pela observação de fases opacas, atuou como o ligante indispensável para o sequestro metalífero eficaz de V e U. Por sua vez, as duas amostras silúricas com empobrecimento em V até à linha 1 expõem a heterogeneidade da Formação de Campanhó, assinalando episódios de reoxigenação temporária da coluna de água onde o V deixou de ser eficientemente retido (Algeo & Maynard, 2004). Os perfis de V e Cr junto à referência CCU, poderá refletir colunas de água globalmente oxidantes em bacias abertas, consistentes com as baixas razões V/Cr.

V – Discussão

Os resultados obtidos em Covelo do Monte vêm contextualizar o debate sobre a natureza do limite Ordovícico-Silúrico neste sector da ZCI. Do ponto de vista reológico, os dados geoquímicos sustentam a hipótese de que estes níveis pelíticos com matéria orgânica dispersa funcionam como horizontes de menor resistência, facilitando a nucleação da deformação e servindo como superfícies preferências de descolamento.

V.1. – Papel da Matéria Orgânica

Tendo em consideração o objetivo, principal deste trabalho, esta discussão irá incidir essencialmente na influência da composição das unidades litoestratigráficas da região estudada durante a estruturação varisca. As unidades silúricas da ZCI apresentam concentrações significativas de matéria orgânica (conforme descrito na Figura 3B e também por Gutiérrez-Marco et al., 2019; Pereira et al., 2023), característica que é reforçada e corroborada pelos dados obtidos no presente estudo (*e.g.*, observado na Figura 28).

Este enriquecimento em carbono orgânico é acompanhado por uma concentração de elementos sensíveis às condições redox, como o vanádio e o zinco (Fig. 27A; Fig. 28). Estas concentrações indicam uma deposição sob condições predominantemente anóxicas (*i.e.*, como demonstra a Figura 27B'). A existência destas condições anóxicas durante o Silúrico, atualmente registada nas sucessões metassedimentares da região favoreceu a acumulação de matéria orgânica, criando vários horizontes milimétricos a centimétricos ricos neste material, que se encontram intercalados em metapelitos e metassiltitos (*e.g.*, Romão, 2000)

A distribuição estratigráfica destes níveis ricos em matéria orgânica, que apresentam uma menor competência mecânica (contraste reológico) em relação aos níveis mais quartzosos adjacentes, sugere que estes funcionaram como planos preferenciais de descolamento durante a deformação Varisca. Esta fragilidade mecânica intrínseca terá condicionado a nucleação e a propagação de zonas de cisalhamento na região.

V.1.1 – Considerações Iniciais

A presença de matéria orgânica exerce um papel crucial na redução da coesão e fricção das rochas, funcionando como zonas de fraqueza mecânica (Morley et al., 2017). De forma semelhante, a grafite recristalizada contribui para a diminuição do atrito ao longo de planos de deformação, promovendo a nucleação de zonas de cisalhamento (Kříbek et al., 2015; Yamasaki et al., 2016; Nakamura et al., 2015). Estas observações sugerem que as condições deposicionais originais podem influenciar significativamente os processos tectônicos subsequentes, sugerindo que o ambiente anóxico do Silúrico poderá ter condicionado a localização da deformação durante a orogenia Varisca na ZCI.

Considerando que durante o Silúrico, as águas marinhas anóxicas eram desenvolvidas nas bacias epicontinentais, é possível inferir que estas bacias reuniam os pré-requisitos necessários para que os sedimentos aí depositados viessem a facilitar a sua inversão durante fases orogénicas. Este fenómeno não é exclusivo do Silúrico, pois outras períodos geológicos caracterizados por acumulação significativa de matéria orgânica e grafite em rochas metassedimentares têm sido associados à formação de zonas de cisalhamento e à edificação de orógenos. Um exemplo relevante é o Paleoproterozoico, marcado pelo Grande Evento de Oxigenação no final do Arcaico (Lyons et al., 2014). Esta transição para uma atmosfera oxidante promoveu um aumento substancial da biomassa oceânica e a deposição de grandes quantidades de carbono orgânico em ambientes marinhos (Parnell & Brolly, 2021). Para alguns autores, a acumulação deste carbono, posteriormente transformado em grafite, está associada ao início da tectónica de placas moderna (Parnell & Brolly, 2021). Estes níveis ricos em matéria orgânica e grafite atuaram como zonas de fraqueza mecânica, facilitando a formação de descolamentos e, conseqüentemente, a edificação de montanhas durante o Paleoproterozoico, como evidenciado pela formação do supercontinente Nuna (Large et al., 2022).

A influência destas litologias é também encontrada em orógenos posteriores, uma vez que estruturas geológicas antigas podem ser reativadas. Tal comportamento é observado nos orógenos Grenville e Caledónico, onde metapelitos laminados do Paleoproterozoico foram reativados e reestruturados, demonstrando a suscetibilidade destas rochas a múltiplos ciclos de deformação

(Parnell & Brolly, 2021). A abundância de matéria orgânica depositada no Paleoproterozoico sublinha o seu papel determinante na dinâmica tectónica e na formação de orógenos, tanto antigos quanto recentes.

O objetivo principal deste trabalho consistiu em caracterizar a nucleação e o desenvolvimento de descolamentos estruturais na região estudada, avaliando se estes foram condicionados pelo teor em matéria orgânica das formações metassedimentares. Esta hipótese foi formulada com base em evidências bibliográficas e em levantamentos geológicos regionais (e.g., Buçaco e Codes-Bando dos Santos no sinforma de Envendos Carvoeiro, informação oral de Romão), que sugerem um possível controlo litológico e químico sobre a localização das estruturas. A discussão que se segue será orientada por duas linhas condutoras principais:

(i) a relação entre condições deposicionais anóxicas e a formação de zonas de fraqueza mecânica;

(ii) as implicações destes processos na deformação Varisca e na evolução estrutural da ZCI.

V.1.2. – Influência do Teor em Matéria Orgânica na concentração da deformação

Para cumprir os objetivos definidos, foi implementada uma amostragem das litologias com duas finalidades principais:

(i) Caracterização geoquímica das principais unidades litoestratigráficas, com enfoque no teor em carbono orgânico (Cor), abrangendo formações dos domínios autóctone (Formação Moncorvo – Ordovícico Superior; Formação Campanhó – Silúrico) e parautóctone (Unidade de Canadelo – Devónico);

(ii) Avaliação da variação do comportamento composicional das amostras na vizinhança de estruturas tectónicas relevantes, nomeadamente a falha normal de Covelo do Monte e o Carreamento de Canadelo.

Com base na literatura sobre sucessões silúricas da ZCI e, em estudos análogos noutras regiões (e.g., Morley et al., 2017; Kríbek et al., 2015), os horizontes ricos em matéria orgânica e grafite apresentam espessuras variáveis entre alguns centímetros e até 1–2 metros, dependendo da posição estratigráfica e do grau de preservação original. Horizontes carbonosos laminados são tipicamente finos (5–30 cm), ocorrendo associados a metapelitos laminados, enquanto camadas com matéria orgânica dispersa mais concentradas podem atingir 0,5–2 m, sobretudo em níveis de maior estabilidade deposicional ou zonas de acumulação prolongada de matéria orgânica (em síntese na Tabela 5). Estes horizontes ocorrem intercalados em sequências metassiltíticas e metapelíticas, formando níveis discretos de baixa resistência mecânica que atuaram como planos preferenciais de descolamento durante a deformação Varisca.

Embora a malha de amostragem existente não seja suficientemente densa para permitir uma análise estatística significativa, os resultados obtidos permitem inferir relações e a localização da deformação. Estes resultados deverão ser confirmados e aprofundados em trabalhos futuros utilizando uma rede de amostragem mais robusta. Ainda assim, os dados obtidos permitem inferir relações significativas entre composição química das unidades geológicas e a localização da deformação.

Tabela 5 – Espessura e características dos horizontes ricos em matéria orgânica na ZCI

Tipo de Horizonte	Espessura Média	Litologia Associada	Características Estruturais
Horizontes carbonosos laminados	5-30 cm	Metapelitos finamente laminados	Alta <u>laminabilidade</u> planos discretos de baixa resistência mecânica
Camadas grafíticas concentradas	0,5 – 2 m	Metassiltitos metapelitos	Níveis contínuos; maior estabilidade deposicional; zonas preferenciais de descolamento

Horizontes intercalados	Centimétricos a métricos	Sequências metassiltíticas metapelíticas	Distribuição heterogênea; condicionam anisotropia estrutural e nucleação de cisalhamento
--------------------------------	--------------------------	--	--

V.1.2.1 – Distribuição do carbono orgânico nas zonas de falha

Tendo-se verificado a existência de controlo primário na concentração da deformação, importa quantificar o enriquecimento em carbono orgânico (Cor) associado às zonas de cisalhamento. Embora o número de amostras seja limitado, os dados obtidos sugerem que a deformação ter-se-á concentrado nos níveis com teores mais elevados de carbono orgânico. Com efeito, verifica-se um aumento do teor em carbono orgânico (Cor) nas proximidades da falha normal do Covelo do Monte, tanto nas amostras do Silúrico como do Ordovício (Fig. 30).

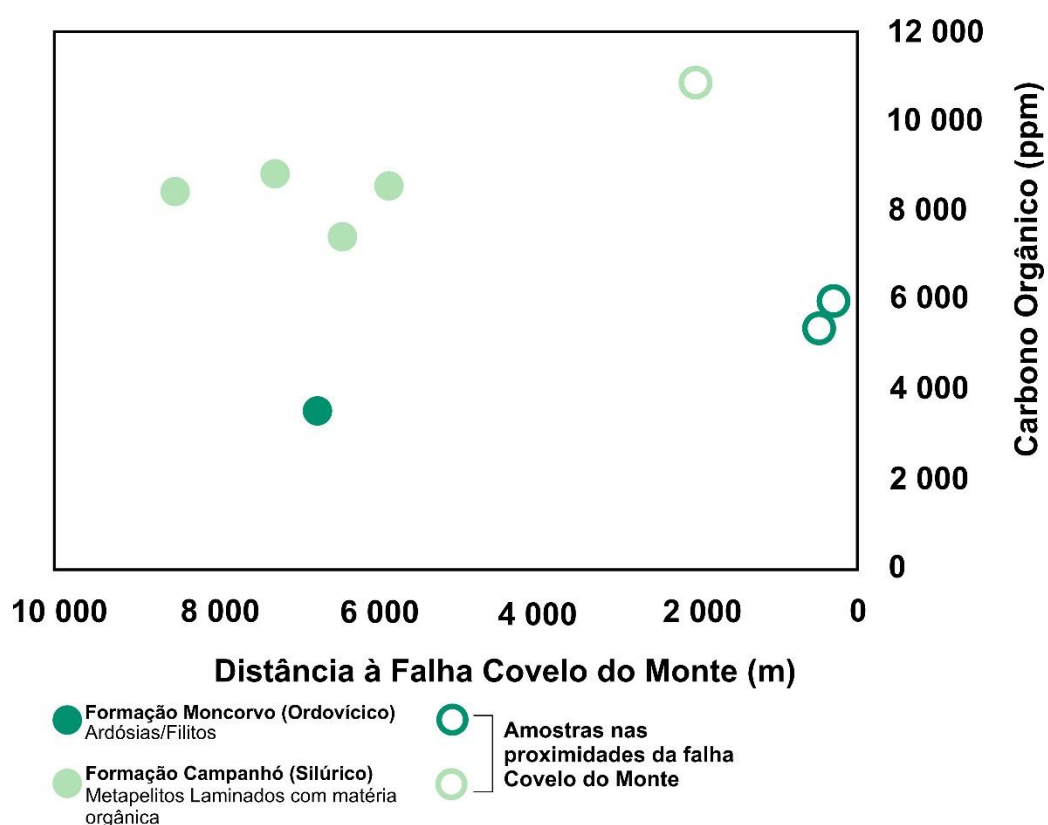


Figura 30 – Relação entre o teor de carbono orgânico (Cor) nas amostras coletadas em diferentes distâncias das zonas de falha de Covelo do Monte.

V.1.2.2 - Hipóteses para enriquecimento em matéria orgânica.

Na interpretação dos resultados é importante ter em consideração que o enriquecimento em Carbono Orgânico (Cor) na proximidade de acidentes poderá ter duas origens distintas:

1. **Concentração Preferencial:** A deformação nucleou em níveis primariamente ricos em matéria orgânica, que apresentam menor resistência mecânica e maior anisotropia reológica (Fig. 31A e 31B);

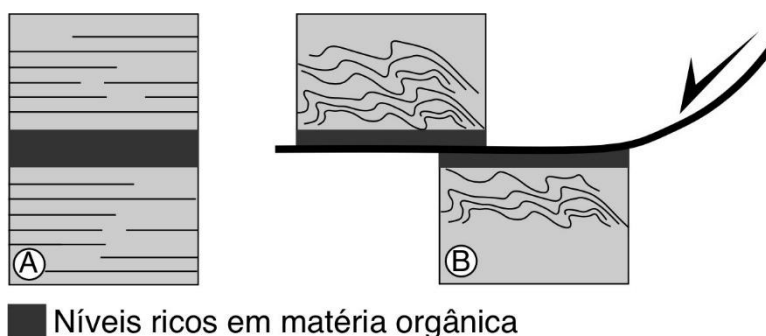


Figura 31 -Concentração Preferencial. (A) Litologias estratificadas com níveis ricos em matéria orgânica. (B) Deslocamento de blocos controlados pelo nível reologicamente mais fraco rico em matéria orgânica.

2. **Enriquecimento Relativo:** A deformação ocorreu em formações originalmente homogêneas, quanto ao teor de carbono orgânico (Cor). Neste caso o processo principal terá sido a dissolução por pressão (*pressure solution*) para fora das zonas de maior tensão. Esta remoção de material resulta numa perda de volume localizada, levando à concentração residual da matéria orgânica insolúvel ao longo dos planos de descolamento (Seybold et al., 2019), conforme ilustrado na Figura 32.

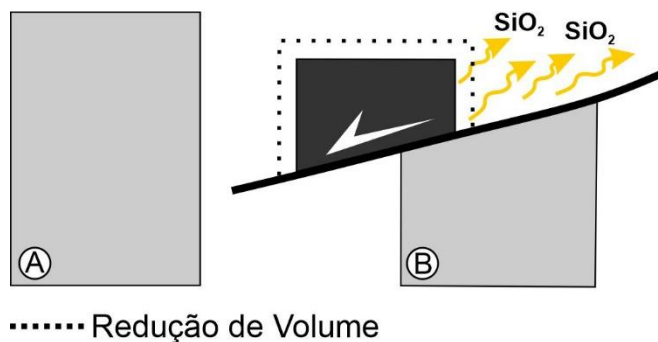


Figura 32 – Modelo de enriquecimento residual. (A) Estado inicial: Rocha com distribuição homogênea de matéria orgânica. (B) Estado após deformação: Concentração de matéria orgânica em superfícies preferenciais devido à migração de sílica e consequente redução de volume.

V.1.2.3 – Variação de sílica e implicações tectónicas

A distinção entre os modelos de concentração preferencial e enriquecimento residual baseou-se na análise comparativa dos teores de sílica (SiO_2) relativamente ao carbono orgânico (Cor) na proximidade das estruturas e ao tipo de estrutura tectónica considerada (*i.e.*, a falha normal de Covelo do Monte e o carreamento de Canadelo). Caso o enriquecimento fosse meramente residual, a proporção de sílica deveria diminuir passivamente à medida que o carbono se concentra.

As amostras coletadas foram utilizadas como controlo, dado que em observações de campo indicam que este último acidente se instalou em níveis ricos em matéria orgânica (*i.e.*, como observado na Figura 8C).

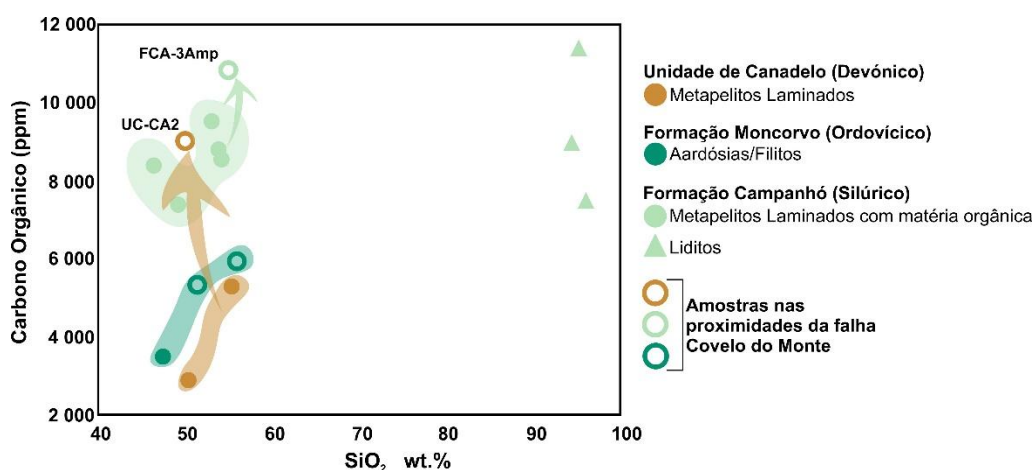


Figura 33 – Gráfico ilustrativo da relação entre o teor de carbono orgânico (Cor) e sílica (SiO_2), com o objetivo de avaliar possíveis variações na concentração de sílica na transição das amostras para a zona de falha.

A análise do gráfico da Figura 33 indica que:

- Junto ao Carreamento de Canadelo (que carrega formações para autóctones para cima de formações autóctones): Os valores regionais de base de carbono orgânico (Cor) situam-se entre 3 ppm e 5,5 ppm, aumentando significativamente para 9 ppm, junto à zona de cisalhamento.

- Na Formação Campanhó (Silúrico): O teor em carbono orgânico (Cor) passa de um intervalo de 7,5 ppm – 9,5 ppm para cerca de 11 ppm, junto à falha normal de Covelo do Monte, representado um enriquecimento relativo na ordem dos 50%.

Este comportamento indica que o enriquecimento em carbono na vizinhança dos acidentes é uma característica primária, e não o resultado de um processo de enriquecimento relativo devido à deformação. Consequentemente, a localização dos acidentes estruturais da região não é aleatória, sendo fortemente condicionada pelo comportamento reológico das camadas ricas em carbono orgânico (Cor), o que corrobora estudos prévios noutras regiões (Morley et al., 2017; Parnell & Brolly, 2021).

Tendo como objetivo avaliar se ocorre variação significativa na concentração de sílica associada à deformação, a análise do gráfico revela ausência de variação sistemática ou significativa no teor de sílica entre as amostras próximas e afastadas das zonas de falha. Este comportamento indica que processos de dissolução por pressão não foram volumetricamente relevantes ao ponto de alterar a composição global das amostras (Seybold et al., 2019), pois caso tais processos tivessem ocorrido de forma expressiva, seria expectável uma redução progressiva do teor de sílica nas amostras mais próximas da zona de cisalhamento, acompanhada por um enriquecimento residual em carbono orgânico (Cor). Isto indica que o controlo da deformação tem precedentes, ou seja, as estruturas terão nucleado preferencialmente em níveis estratigráficos originalmente ricos em matéria orgânica, devido à sua menor resistência mecânica e maior anisotropia reológica (Morley et al., 2017; Parnell & Brolly, 2021). Este resultado reforça a hipótese de que a presença de horizontes grafitosos e carbonáceos primários desempenhou um papel determinante na localização das zonas de cisalhamento durante a deformação Varisca.

V.2. – Implicações Regionais e Natureza do Contacto

O modelo geodinâmico para a deformação varisca na Zona Centro-Ibérica (ZCI) tem evoluído com base em novas perspetivas que procuram explicar a complexidade das estruturas observadas nesta zona. Um dos debates que tem vindo a tomar lugar nos últimos anos, consiste na interpretação dos diferentes mecanismos de deformação que estiveram ativos durante os principais eventos da deformação varisca. Neste contexto, têm imperado duas perspetivas principais, opondo modelos de evolução por colapsos gravitacionais orogénicos (*e.g.*, Dias da Silva, 2013; Dias da Silva et al., 2020) com modelos de partição em regimes transpressivos (*e.g.*, Dias et al., 2022). Tendo como base ambos os modelos geodinâmicos para a evolução da ZCI, pretende-se verificar a sua compatibilidade com os dados obtidos neste trabalho, com objetivo de tentar validar a aplicação destes na região de Covelo do Monte.

V.2.1 – Modelo Geodinâmico Regional

Os estudos que têm vindo a ser realizados mostram que a complexidade da evolução geodinâmica da Zona Centro-Ibérica (ZCI) durante a orogenia Varisca pode ser discutida essencialmente através de duas perspetivas que oferecem interpretações completamente distintas sobre os mecanismos de deformação regional.

O modelo geodinâmico regional, sintetizado por Dias da Silva (2013) e Dias da Silva et al (2020), descreve a deformação como uma sucessão de eventos compressivos e extensionais bem definidos (Fig. 34):

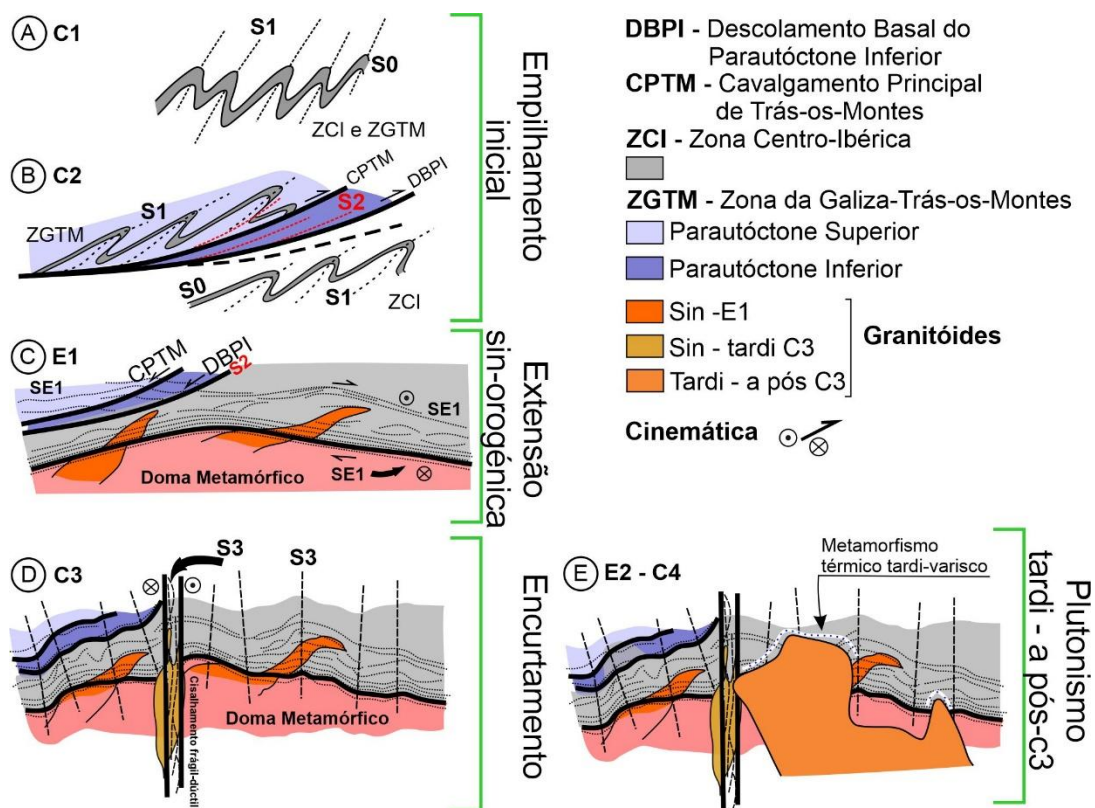


Figura 34 – Evolução Geodinâmica segundo Dias da Silva (2013 (adaptado de Dias da Silva, 2013)). (A) Fase C₁ – Primeira fase compressiva. (B) Fase C₂ – Segunda fase compressiva. (C) Fase E₁ – Primeira fase extensional. (D) Fase C₃ – Terceira fase compressiva. (E) Fase E₂ – Segunda fase extensional.

- A primeira fase (C₁) é responsável pelo dobramento isoclinal vertical ou ligeiramente inclinado para NE e pelo desenvolvimento da foliação principal (S₁) (Fig. 34A).
- A segunda fase (C₂) é caracterizada por um período de progressão tectónica associado aos carreamentos das unidades alóctones sobre o autóctone (Fig. 34B).
- Após o espessamento crustal, ocorre uma fase extensional e no final uma nova fase compressiva (Fig. 34C).

1. O primeiro evento extensional (E₁), sin-orogénico, está relacionado com o colapso gravítico, resultante da instabilidade da crosta continental que tinha sido espessada anteriormente por C₁ e C₂. Este evento extensional gerou domas térmicos e o abatimento das unidades alóctones através dos corredores anteriormente de carreamento, agora rejogados com uma cinemática normal; levando à génese de bacias tectónicas em

que se encontram preservadas as unidades alóctones. Isto levou a um achatamento sub-horizontal das dobras C_1 e C_2 e o desenvolvimento de uma foliação de baixo ângulo (S_{E1}) que corta estas estruturas.

- Ocorre nova fase compressiva (C_3 , correspondente à D_3 regional de outros autores, Ribeiro et al. 1990; Dias, et al., 2016), que provoca um aperto final nas estruturas pré-existentes e a instalação de corpos graníticos (Fig. 34D), consolidando a geometria do Arco Ibero-Armoricano (Dias et al., 2016).
- A segunda fase extensional (E_2) é descrita por estar ligada a colapsos gravíticos tardios, frequentemente associada à instalação de granitos pós-orogénicos (Fig. 34E) e à formação de falhas normais que cortam as foliações anteriores.
- E por fim, uma quarta fase compressiva (C_4), que é representada pelos últimos encurtamentos variscos, sendo geralmente apresentada através de dobramentos e a reativação de falhas antigas.

Em contraste, o modelo defendido por Dia e Ribeiro, (1994) e sintetizado recentemente por Dias et al. (2022) foca-se na partição da deformação (*strain partitioning*) num contexto de transpressão esquerda heterogénea durante a deformação D_1 regional. Esta é justificada pela acomodação da deformação perante a colisão obliqua de Gondwana com a Laurússia e a formação do Arco Ibero-Armoricano (e.g., Dias et al., 2016). Segundo este modelo (Fig. 35):

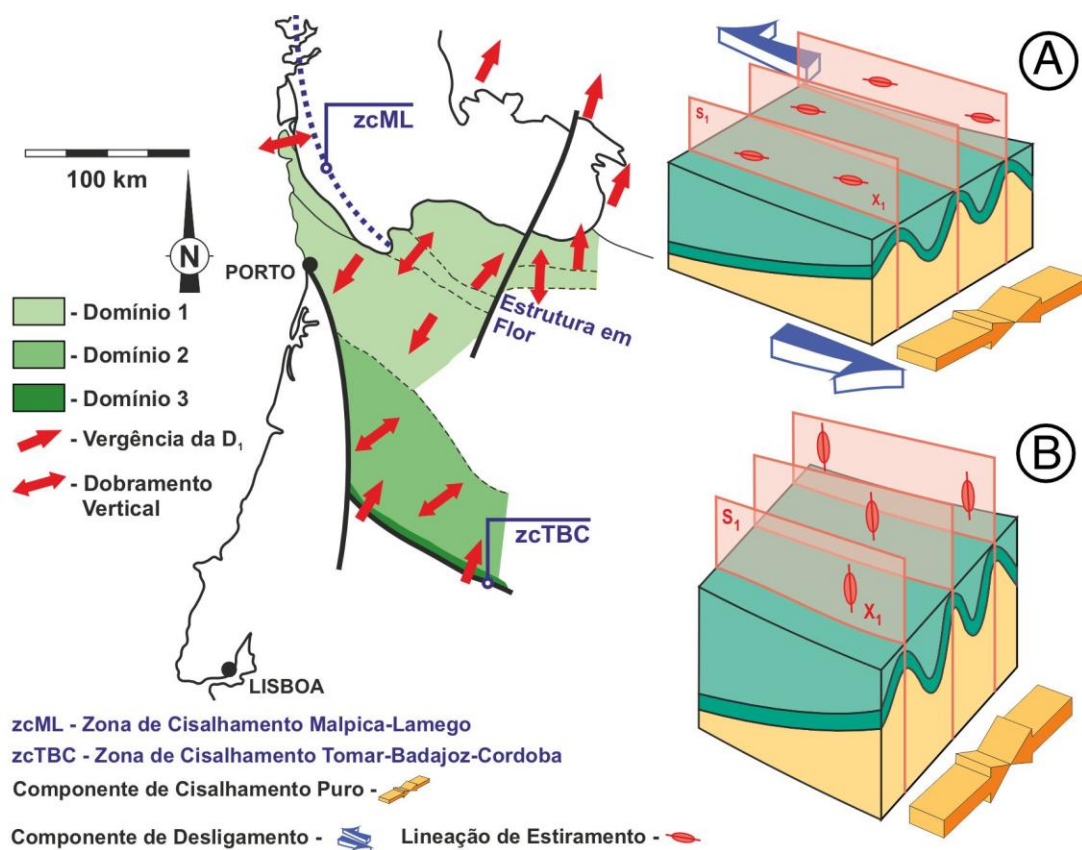


Figura 35 – Modelo de partição da deformação transpressiva na Zona Centro-Ibérica (ZCI) durante a primeira fase de deformação varisca (D_1) (adaptado de Dias et al., 2022). (A) Representação dos Domínios 1 e 3, onde a partição da deformação resulta na coexistência de dobras D_1 e zonas de cisalhamento esquerdas sub-paralelas (e.g., Malpica-Lamego e Tomar-Badajoz-Córdoba); destaque para a “estrutura em flor” no plano de simetria da zona de cisalhamento Malpica-Lamego. (B) Corte esquemático do Domínio 2, caracterizado por dobras D_1 verticais e ausência de zonas de cisalhamento, evidenciando uma lineação de estiramento sub-perpendicular aos eixos das dobras.

- A primeira fase de deformação (D_1) é a mais importante, pois leva ao desenvolvimento simultâneo de dobras com orientação WNW-ESE e zonas de cisalhamento esquerdos sub-paralelas, resultantes de processos intensos de partição da deformação que se materializam a todas as escalas. Com base nas diferentes cinemáticas e estruturas associadas à D_1 , é possível distinguir a justaposição de três domínios diferentes na ZCI.
 1. O domínio 1, onde se enquadra a área de estudo, é caracterizado por dobras que seguem a curvatura do Arco Ibero – Armoricano (NNW-SSE a E-W) e exibe uma “estrutura em flor”, com o plano de simetria ao longo da

zona de cisalhamento Malpica-Lamego (Dias et al., 2022) (Fig 35A). A lineação de estiramento é sub-paralela aos eixos das dobras que se desenvolvem com orientações subparalelas a zonas de cisalhamento esquerdo. Esta situação evidencia, não só uma situação de deformação não coaxial, mas também processos de partição da deformação num regime transpressivo esquerdo.

2. O domínio 2, é definido por dobras D_1 verticais e uma lineação de estiramento pouco definida e orientada sub-perpendicularmente aos eixos das dobras. Diferente dos restantes, este domínio não apresenta zonas de cisalhamento o que indicia a existência de uma deformação essencialmente em regime coaxial (Fig 35B).
3. Tal como no domínio 1, no domínio 3 predominam as dobras D_1 associadas a zonas de cisalhamento, esquerdas e sub-paralelas, no caso a de Tomar-Badajoz-Córdoba (Fig 35A).

Neste contexto, a arquitetura estrutural da região do Marão deve ser encarada num contexto mais geral, refletindo essencialmente a influencia da partição da deformação transpressiva durante a D_1 . Esta traduz-se na justaposição de setores com comportamentos cinemáticos distintos: os Domínios 1 e 3, onde o encurtamento é compensado pelo escape lateral de material (predomínio de componentes de estiramento horizontal ao longo de zonas de cisalhamento esquerdo) (Fig 36A-C), e o Domínio 2, onde domina o escape vertical (associado ao desenvolvimento de dobras apertadas e uma clivagem penetrativa) (Fig. 36B), evidenciando a heterogeneidade da deformação varisca nesta região (Dias et al., 2022).

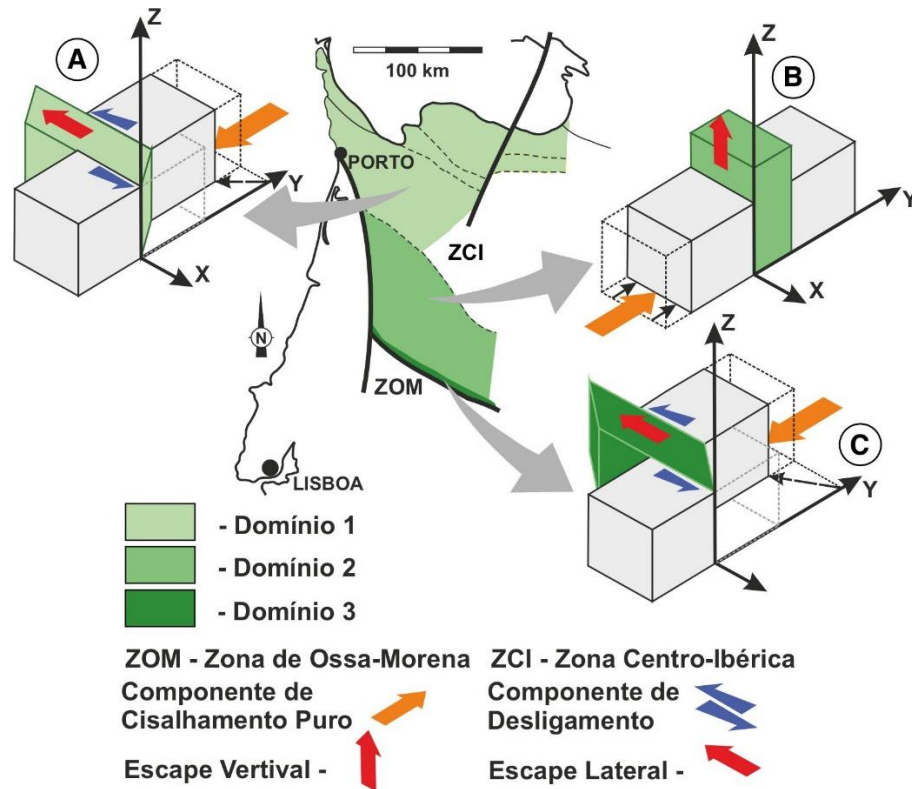


Figura 36 – Estrutura da região do Marão como reflexo da partição da deformação transpressiva durante a fase D_1 (adaptado de Dias et al., 2022). Ilustração cinemática da região: em (A-C), os Domínios 1 e 3 exibem o predomínio de escape lateral de material, com lineações de estiramento horizontal associadas a zonas de cisalhamento esquerdas; em (B), o Domínio 2 destaca o escape vertical, materializado por dobras apertadas e o desenvolvimento de uma clivagem penetrativa.

- A deformação D_2 , surge associada à região do Marão-Alvão, sendo caracterizada por um comportamento mais discreto e localizado. Com efeito, as estruturas relacionadas com a esta fase surgem na dependência de duas falhas designadas por falhas de Pena Suar (Pereira, 1987) e de Seixinhos (Coke, 2000) com uma orientação NNE-SSW, localizadas apenas na zona sobreposição entre os sectores terminais das zonas de cisalhamento D_1 regionais esquerdas de Amarante a SW e Mondim-Murça-Moncorvo a NE (Fig. 37).

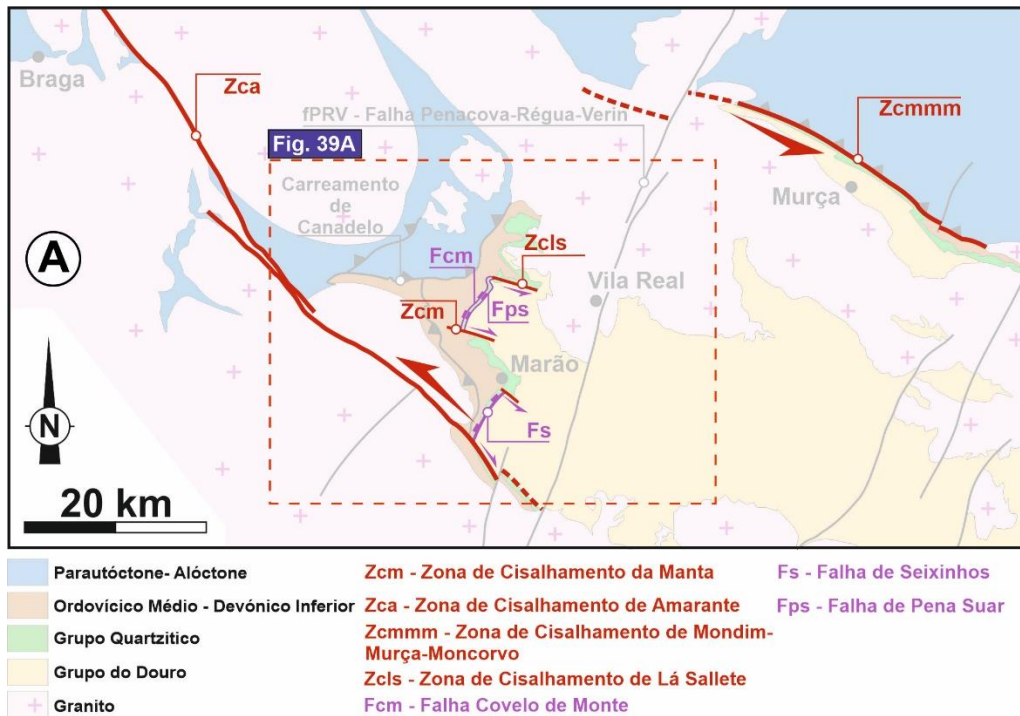


Figura 37- Relações estruturais e cinemáticas das falhas normais na região de Mondim de Basto – Serra do Marão (adaptado de Dias et al., 2022).

Inicialmente estas falhas foram consideradas enquadradas numa deformação D_2 de âmbito regional relacionada com a implantação dos mantos de carreamento/cavalgamento do NW peninsular, porque se encontram a truncar estruturas D_1 e posteriormente são afetadas por um dobramento que é compatível com a D_3 regional (e.g., Pereira, 1987). Contudo, o seu desenvolvimento localizado e apenas na dependência da zona de interferência entre os sectores terminais das zonas de cisalhamento D_1 de Amarante e Mondim-Murça-Moncorvo, sugere que estas falhas normais possam resultar de uma D_1 progressiva associada a situações de *overstepping* (ou eventualmente de *releasing bend* pois a posterior das intrusões graníticas obscurece a relação entre as duas zonas de cisalhamento), (Fig. 38) tendo-se desenvolvido durante os estádios mais tardios da deformação D_1 e anteriormente à instalação dos mantos alóctones, durante a D_2 regional. Isto leva a considerar estas falhas o resultado de estádios mais tardios da D_1 regional.

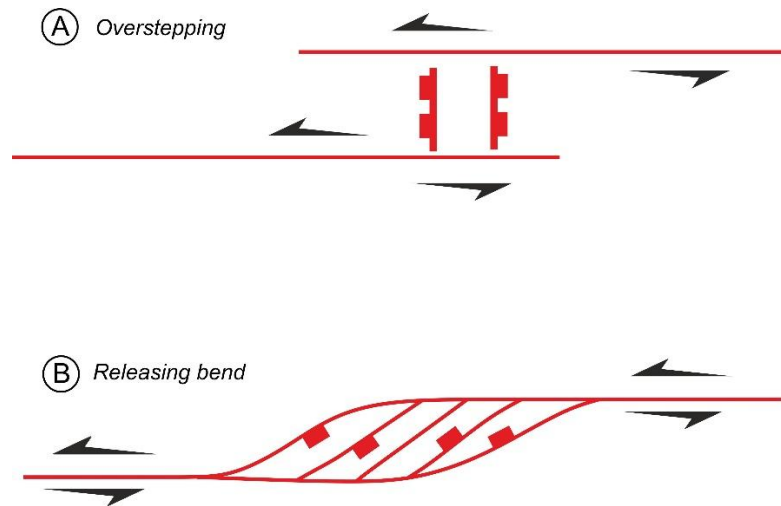


Figura 38 – Modelos conceituais de regimes transtensivos em sistemas de desligamento esquerdo (adaptado de Burg, 2017): (A) Overstep extensional, caracterizado pela deformação particular entre dois segmentos sobrepostos de falha paralelos e independentes; (B) Releasing bend, definida pela deflexão geométrica ao longo do traçado de uma única superfície de falha contínua.

Os encurtamentos relacionados com os eventos de dobramentos finais (D_3) Variscos são caracterizados por dobras tardias que afetam tanto a clivagem D_1 quanto os planos das falhas normais (anteriormente atribuídas à D_2) e os carreamentos/cavalgamentos relacionados com a D_2 regional. Este evento D_3 resulta de ajustes finais das estruturas sob regime de colisão. Do ponto de vista temporal, a D_3 é contemporânea da instalação dos batólitos graníticos da região, resultando na geometria complexa observada por Dias et al. (2022) no setor do Marão.

Deste modo, a evolução geodinâmica da Zona Centro-Ibérica (ZCI), é um assunto que continua a levantar controvérsia, contrapondo essencialmente dois modelos distintos.

V.2.2 – Integração dos Dados do Presente Estudo

A evolução geodinâmica da Zona Centro-Ibérica (ZCI) durante a orogenia Varisca continua a ser um tema em debate na geologia estrutural da Península Ibérica. As interpretações atuais oscilam entre os modelos de evolução tectónica mencionados anteriormente. Os dados estruturais recolhidos incluindo a microestrutura (IV.1 – Cartografia e Estrutura) poderão contribuir para testar estas

perspetivas, a fim de entender a natureza cinemática do contacto entre o Ordovícico e o Silúrico.

O setor do Covelo do Monte enquadra-se no domínio estrutural do Marão-Alvão, e inserido nos domínios setentrionais da ZCI, caracterizados pela ocorrência de processos importantes de partição de deformação (Coke, 2000; Dias et al., 2022). Regionalmente, esta área é limitada pelas grandes zonas de cisalhamento de Amarante (a SW) e Mondim-Murça-Moncorvo (a NE). Localmente, a estruturação é controlada pelas zonas de cisalhamento de Manta e La Salette, caracterizadas como desligamentos esquerdos da fase D₁ (Fig. 39A). O desenvolvimento posterior da falha normal de Covelo do Monte foi condicionado por estas estruturas pré-existentes, tendo-se instalado na dependência das suas irregularidades geométricas.

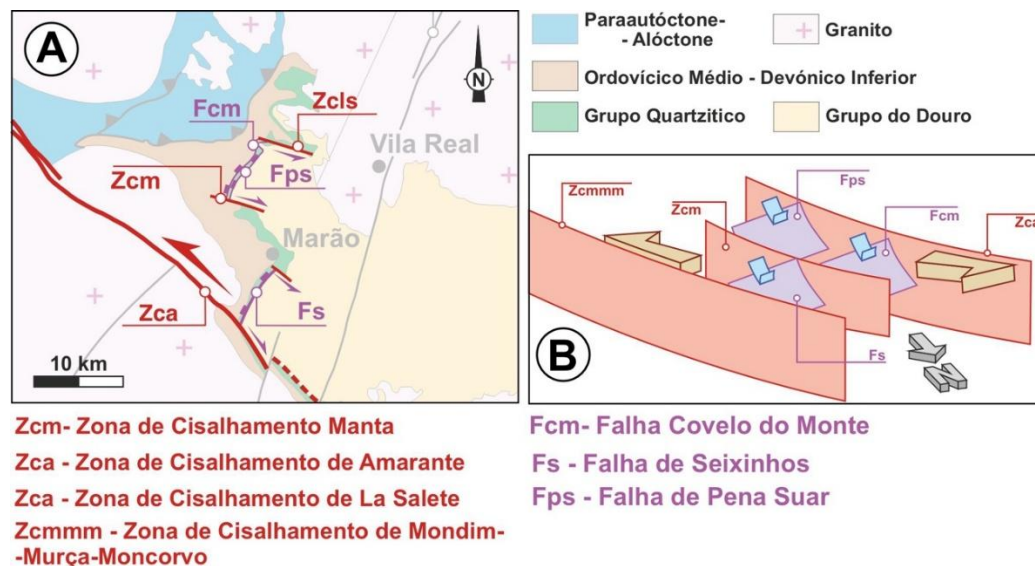


Figura 39 – (A) Localização das principais zonas de cisalhamento regionais (Mondim-Murça-Moncorvo e Amarante) e área de sobreposição onde se concentram as falhas normais tardias propostas por Dias et al. (2022) (enquadrada na Figura 37). (B) Representação detalhada da geometria e cinemática da falha normal de Covelo do Monte, que desloca a Formação Campanhó (teto) sobre a Formação Moncorvo (muro), ilustrando a posição da primeira no bloco a teto da falha de Pena Suar e a sua possível origem em duplexes extensionais na final da deformação Varisca D₁/D₂ (adaptado de Dias et al., 2022).

V.2.2.1 – Dados de campo na perspectiva dos modelos regionais

A análise estrutural na região de Covelo do Monte revelou a sobreposição de três eventos principais (D_1 , D_2 e D_3), a qual deve ser enquadrada nos modelos regionais:

1. **A fase D_1 :** como visto no capítulo *IV.1* é representada por uma foliação plano de axial penetrativa (S_1) observada com uma direção NW-SE e inclinação acentuada. Frequentemente possível observar o desenvolvimento de estruturas sigmoides que indicam uma cinemática esquerdo; o que mostra que estes dados são consistentes com o modelo regional proposto por Dias et al. (2022). Isto, sugere que a D_1 não é homogénea, mas sim o resultado de um regime de transpressão esquerdo (*e.g.*, Coke, 2000; Búrcio, 2004; Moreira et al., 2010). O paralelismo entre as orientações dos dobramentos e as zonas de cisalhamentos valida a hipótese de partição da deformação (*strain partitioning*); onde o encurtamento orogénico provoca um escape lateral no setor do Covelo do Monte como proposto por Dias et al. (2022) para o Domínio 1.

2. **A fase Tardi- D_1 / E_1 :** A presença de uma clivagem de crenulação sub-horizontal (S_2), que é só encontrada nas proximidades do contacto Ordovícico-Silúrico, constitui uma evidência ~~na classificação~~ da natureza tectónica deste limite. No entanto, no que diz respeito à sua génese, esta situação pode ser interpretada de duas formas distintas, consoante os modelos regionais considerados:
 - a. Na perspectiva proposta por Dias da Silva (2013;2020), estas estruturas são interpretadas como o reflexo direto do colapso orogénico regional materializado na fase extensional E_1). Este evento, de carácter tardio, resulta da instabilidade gravítica da crosta continental que havia sido espessada anteriormente, caracterizando-se pelo desenvolvimento de foliações de baixo pendor e pela reativação como falhas

normais de contactos que funcionaram anteriormente como carreamentos/cavalgamentos como falhas normais.

b. Na visão regional de Dias e Ribeiro (1994), Ribeiro et al. (2007) e Dias et al. (2022), o processo de génese destas falhas normais é marcadamente distinto, possuindo um significado tectónico estritamente local. Nesta abordagem, o evento extensional observado na região do Marão, é caracterizado por falhas normais como as de Pena Suar e Seixinhos que apenas se desenvolvem nesta região. Este evento é interpretado como um estágio evolutivo mais tardio da própria fase D_1 (tardi- D_1), em que estas falhas normais se apenas se desenvolvem na zona de sobreposição (*overstepping*) entre as grandes zonas de cisalhamento esquerdas da região, nomeadamente a Zona de Cisalhamento de Amarante e a Zona de Cisalhamento de Mondim-Murça-Moncorvo. Com efeito, a cinemática destes acidentes induz localmente regimes extensionais neste espaço de sobreposição. O facto de a Falha de Covelo do Monte surgir espacialmente associada a estas geometrias indica que este acidente se terá também desenvolvido neste contexto tardi- D_1 . Nesta perspetiva, a foliação descrita no capítulo estrutural como S_2 deverá ser interpretada alternativamente como uma foliação local do tipo S_{1b} , desenvolvida diretamente com a génese da Falha de Covelo do Monte, confirmando que estas estruturas não se correlacionam com o evento de deformação regional D_2 .

3. **A última deformação dúctil:** localmente aquilo que foi descrito como a D_3 observada, sobrepondo-se às estruturas geradas nos eventos anteriores, tem uma interpretação que é comum aos dois modelos que têm vindo a ser referidos. Esta fase representa os encurtamentos finais durante a orogenia Varisca, por vezes, caracterizada pela reativação de estruturas prévias.

Esta interpretação dos dados do setor do Covelo do Monte demonstra que a evolução estrutural local pode ser enquadrada em qualquer dos modelos

propostos. O facto de a falha de Covelo do Monte se situar na região compreendida entre os acidentes de Amarante (a SW) e Mondim-Murça-Moncorvo (a NE) poderá corroborar a hipótese de que o contacto Ordovícico-Silúrico funcionou como um domínio de acomodação local da tectónica extensional, integrando-se de forma robusta na dinâmica tardia do sistema D_1 de acordo com o modelo de Dias et al. 2022. Nesta perspetiva, os dados estruturais e cartográficos obtidos neste trabalho apontam de forma consistente para um fenómeno de relaxamento e acomodação local associado a sistema de falhas normais tardi- D_1 (segundo a visão regional de Dias e Ribeiro, 1994; Ribeiro et al., 2007; Dias et al., 2022). Este cenário confere à clivagem local S_2/S_{1b} um significado estritamente vinculado à dinâmica e evolução mecânica da Falha de Covelo do Monte. Contudo, a natureza extensional expressa pelo desenvolvimento de uma foliação sub-horizontal pode também ser enquadrada no âmbito do modelo de colapso orogénico regional (Dias da Silva, 2013, 2020), pelo que não é possível excluir de forma inequívoca que deva ser interpretado no contexto de uma deformação mais vasta de âmbito regional.

V.3. – Implicações Gerais

As observações discutidas nos capítulos anteriores são relevantes para a compreensão da mecânica da deformação na ZCI. Inicialmente, considerou-se a hipótese de que o limite Ordovícico–Silúrico poderia corresponder a um acidente do tipo cavalgante, coerente com o papel clássico atribuído aos horizontes ricos em matéria orgânica como níveis de descolamento preferenciais em contextos compressivos. Contudo, a análise estrutural e geoquímica detalhada demonstrou que este limite é marcado por uma falha de cinemática normal, implicando uma reinterpretação fundamental do comportamento reológico destas unidades.

A bibliografia enfatiza que horizontes ricos em carbono orgânico funcionam como planos de fraqueza em regimes compressivos, favorecendo a nucleação de cavalgamentos e carreamentos (e.g., Morley et al., 2017; Parnell & Brolly, 2021), não descartando a possibilidade de ocorrer também em regimes transcorrentes (e.g., Morley et al., 2017; Morley et al., 2018). À escala do Maciço Ibérico, este papel reológico das séries silúricas incompetentes está amplamente documentado em múltiplas macroestruturas de descolamento, atestando o caráter global deste mecanismo. Esta dinâmica é evidente no Carreamento de Canadelo, onde os níveis ricos em matéria orgânica atuam como superfícies de descolamento, bem como na instalação do carreamento de Trás-os-Montes sobre o autóctone (Dias da Silva et al., 2013, 2020), processo que foi mecanicamente facilitado por estes horizontes ricos em matéria orgânica. Adicionalmente, conforme revisto no Capítulo I.2, a transição Ordovícico-Silúrico encontra-se tectonicamente truncada noutros setores do Maciço Ibérico, como no bordo Sul do sinclinal da Serra de São Mamede e no Sinclinal do Buçaco. Isto sublinha a importância de averiguar se esta natureza de contacto é replicável noutras estruturas da ZCI no território português.

No entanto, os resultados obtidos neste estudo demonstram que a influência da matéria orgânica não é exclusiva de contextos compressivos. A fragilidade intrínseca induzida por elevados teores de carbono orgânico – associada à maior ductilidade, à redução do coeficiente de fricção pela formação de grafite e à possível sobrepressão de fluidos – é igualmente eficaz em regimes

extensionais, como evidenciado pela nucleação da falha normal no limite Ordovícico – Silúrico.

Tabela 6 – *Papel de matéria orgânica em regimes compressivos e extensionais na ZCI*

Regime Tectónico	Estrutura Associada	Mecanismo de Influência da Matéria Orgânica	Exemplo Regional
Compressivo	Cavalgamento/Carreamento	Redução de resistência; formação de planos de descolamento grafite de baixo atrito	Carreamento de Canadelo, Carreamento de Trás-os-Montes, Bordo Sul do Sinclinal da Serra de São Mamede e Sinclinal do Buçaco
Extensional	Falhas Normais	Fragilidade intrínseca; anisotropia reológica; sobrepressão de fluidos; grafite reduz fricção	Falha de Covelo do Monte (Ordovícico-Silúrico)

Esta constatação tem implicações importantes:

- O teor em matéria orgânica constitui um fator crítico de localização da deformação, independentemente do regime tectónico (compressivo ou extensional).
- A presença de horizontes anóxicos e grafitosos condicionou tanto a instalação do carreamento basal do Devónico como a nucleação da falha normal de Covelo do Monte, demonstrando que heterogeneidades reológicas locais desempenham um papel determinante na arquitetura estrutural da ZCI.
- Este comportamento reforça a ideia de que condições deposicionais primárias (ambientes anóxicos do Silúrico) influenciam processos tectónicos subsequentes, afetando a distribuição das zonas de cisalhamento durante a deformação Varisca.

Em síntese, os resultados obtidos ampliam a compreensão do papel da matéria orgânica na deformação orogénica, evidenciando que a sua influência transcende contextos compressivos e se estende a regimes extensionais, com implicações diretas para a interpretação da evolução estrutural da ZCI.

VI. – Conclusão

O estudo realizado neste trabalho permitiu refinar a compreensão da evolução Varisca na região Marão-Alvão no setor do Covelo do Monte. A interpretação dos dados obtidos levou a conclusões relevantes para a região.

A natureza tectónica do limite Ordovícico-Silúrico, que contrariamente à visão de uma transição estratigráfica, demonstrou-se que o contacto entre a Formação Moncorvo e a Formação Campanhó é definido pela falha de Covelo do Monte. A falha é caracterizada como uma falha normal de baixo ângulo com evidências de deformação dúctil.

Este trabalho contribui igualmente para validação dos modelos de partição da deformação durante a fase D_1 principal, decorrente do enquadramento da área de estudo no Domínio 1 (Dias et al., 2022). Neste sector de Covelo do Monte, limitado pelas zonas de cisalhamento da Manta e de La Salette, esta partição traduz-se de forma clara na justaposição de sectores coaxiais (marcados por dobras apertadas) e sectores não coaxiais (zonas de cisalhamento esquerdas). A ocorrência de estruturas sigmoides e a transposição de estratificação confirmam este regime de transpressão esquerdo sin- D_1 principal, caracterizado pelo escape lateral de material entre os acidentes de Amarante e Mondim-Murça-Moncorvo, demarcando esta dinâmica dos regimes extensionais subsequentes.

A identificação de uma clivagem de crenulação sub-horizontal e a sua relação com a Falha de Covelo do Monte permitiu integrar este sector tanto no modelo de colapso orogénico regional (E_1) de Dias da Silva. (2013) e de Dias da Silva et al. (2020), como num fenómeno de relaxamento cinemático local por extensional *overstep* associado aos estádios tardios da fase D_1 , proposto por Dias et al. (2022). Esta fase extensional, que a nível temporal se encontra entre os eventos regionais D_1 e D_2 , pode refletir a instabilidade da crosta espessada e a necessidade de acomodação de tensões num sistema de colisão oblíqua.

Um dos contributos mais relevantes deste trabalho é a confirmação de que os níveis do Silúrico, ricos em matéria orgânica e grafite funcionaram como principal e um importante condicionador da deformação regional. Estes níveis atuaram como níveis de descolamento, facilitando o transporte de material, como por exemplo: (1) o carreamento de Canadelo e o carreamento de Trás-os-Montes;

(2) no bordo sul do sinclinal da Serra de São Mamede, onde o contacto ordovícico-silúrico é feito através de um cavalgamento; (3) e também no sinclinal do Buçaco onde o acidente é responsável pelo transporte dos níveis do Silúrico sobre os níveis do Ordovícico Médio.

Em consideração, a região em estudo exemplifica como o contraste reológico entre litologias e a presença de zonas de cisalhamento podem condicionar a estrutura de uma cadeia orogénica. Em suma, a região em estudo exemplifica como o contraste reológico entre litologias e a presença de zonas de cisalhamento podem condicionar a arquitetura de uma cadeia orogénica. Os dados obtidos permitem fundamentar de forma sólida a discussão em torno dos modelos de colapso gravítico regional e de sistemas transpressivos esquerdos, evidenciando a complexidade e o rigor necessários na interpretação de evolução geodinâmica da Orogenia Varisca na ZCI.

VII – Trabalhos Futuros

Para conferir maior robustez e relevância aos dados obtidos, os trabalhos futuros deverão focar-se na expansão da malha de amostragem e no aprofundamento das análises geoquímicas e estruturais.

É fundamental realizar a identificação mineralógica da grafite através de Difração de Raios X (DRX) e Microscopia de Luz Refletida, distinguindo-a de carbono orgânico ou grafite. Esta análise permitirá confirmar se a matéria orgânica atingiu o grau de maturação térmica que lhe confere propriedades de lubrificação estrutural. Complementarmente, a aplicação de Espetroscopia Ramam será essencial para quantificar a cristalinidade da grafite, uma vez que uma estrutura mais ordenada indica uma maturação superior. O objetivo é comparar os valores obtidos na zona de acidente com as das rochas envolventes, procurando indicadores de concentração de deformação e calor localizado.

Na cartografia, propõe-se um novo levantamento que abranja o limite Silúrico-Ordovícico numa escala regional, para além da zona de Covelo do Monte. Esta expansão visa verificar se as cinemáticas identificadas e o referido limite mantêm o comportamento de um acidente tectónico contínuo ou se representam apenas um fenómeno local. Este estudo deverá estender-se à área da falha de Seixinhos, de modo a verificar se a intersecção com o limite Silúrico-Ordovícico exhibe uma componente normal, tal como observado em Covelo do Monte. Esta análise permitiria aferir se o paralelismo estrutural verificado entre a falha de Covelo do Monte e a falha de Pena Suar se confirma também na região de Seixinhos, consolidando o modelo tectónico da área.

Referências Bibliográficas

- Algeo, T. J., & Maynard, J. B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical geology*, 206(3-4), 289-318. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.009>
- Antona, J. F., & Martínez Catalán, J. R. (1990). Interpretación de la Formación San Vitero en relación com la orogénica Hercínica. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe Carunã*, 15, 257-269. <https://hdl.handle.net/2183/6069>
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859-871.
- Búrcio, M. (2004) – Controle estrutural da localização de pedreiras de esteios de xistos para vinhas em Vila Nova de Foz Côa. Tese de Mestrado não publicada, Uni. de Évora, Évora.
- Burg, J. -P. (2017). Strike-slip and oblique-slip tectonics (Lecture notes). RTH Zürich. ethz.ch.
- Bhatia, M. R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, 91(6), 611-627. <https://doi.org/10.1086/628815>
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contr. Mineral. and Petrol.* 92, 181–193 (1986). <https://doi.org/10.1007/BF00375292>
- Coke, C.(2000). Evolução geodinâmica do ramo sul da Serra do Marão um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos. Ph. D. Thesis, Trás-os-Montes e Alto Douro Univ., 330 p.
- Cook, F. A., and J. L.Varsek (1994), Orogen-scale decollements, *Rev. Geophys.*, 32(1), 37–60, doi:10.1029/93RG02515.
- Cullers, R. L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic grade. *Chemical Geology*, 170(1-4), 105-127.
- Dasgupta, S., & Bhowmik, S. K. (2020). Types of metamorphism. In *Encyclopedia of Geology* (2nd ed., pp. 1–12). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00114-4>
- Dias da Silva, Í. F. D. (2013). Geología de las zonas Centro Ibérica y Galicia–Trás-os-Montes en la parte oriental del Complejo de Morais, Portugal/España (Doctoral dissertation, Universidad de Salamanca).

- Dias da Silva, I., González Clavijo, E., & Díez-Montes, A. (2020). The collapse of the Variscan belt: a Variscan lateral extrusion thin-skinned structure in NW Iberia. *International Geology Review*, 63(6), 659-695. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1719544>.
- Dias, R., Ribeiro, A., (1994). Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican Arc. *J. Struct. Geol.*, 16/11, 1545-1554. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90032-9)
- Dias, R., & Ribeiro, A. (2013). II.1 O Varisco do sector norte de Portugal. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 60-71.
- Dias, R., Coke, C., & Ribeiro, A. (2022). Strain partitioning in the Variscan deformation of the Marão domain (Central Iberian zone; northern Portugal). *Journal of Structural Geology*, 161, 104635. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104635>
- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., & Moreira, N. (2016). A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models. *Tectonophysics*, 681, 170-194. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.011>
- Ferreira, P., & Piçarra, J. (coord.). (2020). Folha 6 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, 1ª edição. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa.
- Ferriday, T., & Montenari, M. (2016). Chemostratigraphy and chemofacies of source rock analogues: A high-resolution analysis of black shale successions from the Lower Silurian Formigoso Formation (Cantabrian Mountains, NW Spain). In *Stratigraphy & timescales* (Vol. 1, pp. 123-255). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2016.10.004>
- Floyd, P. A., & Leveridge, B. E. (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144(4), 531-542. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>
- Gutiérrez-Marco, J. C., Piçarra, J. M., Meireles, C. A., Cózar, P., García-Bellido, D. C., Pereira, Z., Vaz, N., Pereira, S., Lopes, G., Oliveira, J. T., Quesada, C., Zamora, S., Esteve, J., Colmear, J., Bernárdez, E., Coronado, I., Loranço, S., Sá, A. A., Dias da Silva, Í., González-Clavijo, E., Díez-Montes, A., & Gómez-Barreiro, J. (2019) Early Ordovician-Devonian Passive Margin Stage in the Gondwanan Units of the Iberian Massif. In: Cecilio Quesada and José Tomás Oliveira (eds), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Volume 2: The Variscan Cycle*, Springer, 75-98. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_3
- Harker, A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. Methuen & Company.

- Harley, S. L. (2020). UHT metamorphism. In *Encyclopedia of Geology* (2nd ed.). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12543-6>
- Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5), 820-829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Kríbek, B. et al. (2015). The origin and hydrothermal mobilization of carbonaceous matter associated with Paleoproterozoic orogenic-type gold deposits of West Africa. *Precambrian Research*, 270, 300–317. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.09.017>
- Langmuir, D. (1997). *Aqueous environmental geochemistry*. New Jersey.
- Large, R. R., Hazen, R. M., Morrison, S. M., Gregory, D. D., Steadman, J. A., & Mukherjee, I. (2022). Evidence that the GOE was a prolonged event with a peak around 1900 Ma. *Geosystems and Geoenvironment*, 1(2), 100036. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2022.100036>
- Li, Y., Zhang, T., Ellis, G. S., & Shao, D. (2017). Depositional environment and organic matter accumulation of Upper Ordovician–Lower Silurian marine shale in the Upper Yangtze Platform, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 466, 252-264. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.11.037>
- Lyons, T. W., Reinhard, C. T., & Planavsky, N. J. (2014). The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature*, 506(7488), 307-315. <https://doi.org/10.1038/nature13068>
- Martínez Catalán, J. R., Collett, S., Schulmann, K., & Mazur, S. (2019). Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. *Journal of the Geological Society*, 176(6), 1195–1214. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-026>
- Martínez Catalán, J. R., Schulmann, K., & Ghienne, J.-F. (2021). The Mid-Variscan Allochthon: Keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tectonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. *Earth-Science Reviews*, 220, Artigo 103700. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103700>
- Meireles, C. A. P. (2011). *Litoestratigrafia do Paleozóico do Sector a Nordeste de Bragança, Trás-os-Montes*. Laboratório Nacional de Energia e Geologia (Portugal).
- Meireles, C., Sá, A., Piçarra, J. M., González Clavijo, E., & Ribeiro, A. (2006). Novos avanços no conhecimento do limite Ordovícico-Silúrico na região de Trás-os-Montes (NE Portugal). Estremoz, Portugal.
- Metodiev, D., Romão, J., Dias, R. P., & Ribeiro, A. (2009). Sinclinal de Vila Velha de Ródão, Zona Centro-Ibérica, Portugal: litoestratigrafia, estrutura e modelo de evolução da tectónica Varisca. *Comunicações Geológicas*, 96, 5-18.

- Metodiev, D., Romão, J., Dias, R., & Ribeiro, A. (2010). Sinclinal Varisco de Serra do Moradal-Fajão, Zona Centro-Ibérica. Portugal Central: padrões estratigráficos e estruturais. In VIII Congresso Nacional de Geologia.
- Meyer, K. M., & Kump, L. R. (2008). Oceanic euxinia in Earth history: causes and consequences. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36(1), 251-288.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124256>
- Moreira, N., Búrcio, M., Dias, R., & Coke, C. (2010). Partição da deformação Varisca nos sectores de Peso da Régua e Vila Nova de Foz Côa (Autóctone da Zona Centro Ibérica). *Comunicação Geológicas*, 97(1).
- Morley, C.K., Von Hagke, C., Hansberry, R., Collins, A., Kanitpanyacharoen, W. & King, R. (2017). Review of major shale-dominated detachment and thrust characteristics in the diagenetic zone: Part I, meso- and macro-scopic scale. *Earth-Science Reviews*, 173, 168-228. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.019>
- Morley, C. K., von Hagke, C., Hansberry, R., Collins, A., Kanitpanyacharoen, W., & King, R. (2018). Review of major shale-dominated detachment and thrust characteristics in the diagenetic zone: Part II, rock mechanics and microscopic scale. *Earth-Science Reviews*, 176, 19–50.
- Nakamura, Y., Oohashi, K., Toyoshima, T., Satish-Kumar, M. & Akai, J. (2015). Strain-induced amorphization of graphite in fault zones of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *J. Struct. Geol.* 72, 142–161.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.012>
- Neiva, A. M. R., Williams, I. S., Ramos, J. M. F., Silva, M. M. V. G., & Corfu, F. (2009). Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the late-Variscan granites from Vila Real, northern Portugal. *Lithos*, 111(3-4), 186–202. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.011>
- Neto de Carvalho, C. (2022). Aprender com a Paisagem: os Programas e Recursos Educativos do Geopark Naturtejo Mundial da UNESCO. In: C. Neto de Carvalho, J. Rodrigues & M.M. Catana (Eds.), *Paisagens Educativas do Geopark Naturtejo Mundial da UNESCO*. Naturtejo, EIM, Castelo Branco, 10-15.
- Noronha, F., Ramos, J., Rebelo, J., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L., 1981. Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Leidse Geol. Meded.* 52, 87.91.
- Palin, R. M., & Dyck, B. (2020). Metamorphism of pelitic (Al-rich) rocks. In *Encyclopedia of Geology* (2nd ed., pp. 1–12). Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00081-3>
- Parnell, J. & Brolly, C. (2021). Increased biomass and carbon burial 2 billion years ago triggered mountain building. *Communications Earth & Environment*, 2, 238. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00313-5>

- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (2^a ed.). Springer.
- Pereira, E. (1987). *Estudo Geológico – Estrutural da Região de Celorico de Basto e Sua Interpretação Geodinâmica*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Pereira, E. (1989). *Notícia explicativa da Folha 10-A (Celorico de Basto), na Escala 1:50 000*. Serv. Geol. Portugal, 53 p.
- Pereira, E. (Coord.) (2000). *Carta Geológica de Portugal na Escala 1:200 000, Folha 2*. Instituto Geológico e Mineiro, Portugal.
- Pereira, E., & Moreira, A. (1980). *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000 e notícia explicativa da Folha 9-D (Penafiel)*, Serv. Geol, Portugal, Lisboa.
- Pereira, E., & Ribeiro, A. (1983). *Tectónica do sector noroeste da Serra do Marão*. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 69(2), 283-290.
- Pereira, E., Rodrigues, J., Ribeiro, A., Dias, R., Rebelo, J.A., & Ferreira da Silva, A. (2014). *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000 e notícia explicativa da Folha 11-D (Carviçais)*. Lab. Nacional de Energia e Geologia (Lneg).
- Pereira, M. F., Castro, A., & Fernández, C. (2018). *The Variscan orogeny in the Iberian Massif: A case as a result of a continent-ocean-continent collision*. *International Journal of Earth Sciences*.
- Pereira, S., Dias da Silva, I., Colmenar, J., Pires, M., Young, T., & Neto de Carvalho, C. (2023). *Sinclinal de Penha Garcia: cartografia, litoestratigrafia e bioestratigrafia*. *Resumos do XI CNG 2023*, 17-19.
- Pereira, S. R. C. (2017). *Trilobites do ordovícico superior da zona centro-ibérica portuguesa (Doctoral dissertation, Universidade de Lisboa (Portugal))*.
- Pereira, S., Silvério, G., Colmenar, J., Moreira, N., Silva, D., & Sá, A. A. (2025). *Primeiro registo de trilobites no Silúrico de Portugal (Sinclinal de Moncorvo)*. *Comunicações Geológicas*, 112(Especial I), 103–107. <https://doi.org/10.34637/khaj-6651>.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1972). *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, N.Y., 618 pp.
- Piçarra, J., Romão, J., Gutiérrez-Marco, J., & Oliveira, J. (1999). *Preliminary note on the Ordovician-Silurian stratigraphic sequence of the Serra de São Mamede region, southern border of the Central-Iberian Zone, Portugal*. XV Reunión de Geologia del Oeste Peninsular, International Meeting on Cadomian Orogens y annual Meeting of IGCP Project 376, *Journal of Conference (abstracts)*, 4(3), p. 1018.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990. *Allochthonous sequences: structure in the Northwest of the Iberian peninsula*. In: Dallmeyer, R.D., e Martínez Garcia, E.

- (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, New York, pp. 220-236.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., Dallmeyer, R. D., & Martínez García, E. (1990). Structure in the northwest of the Iberian Peninsula. Pre-mesozoic geology of Iberia, 220-236. https://doi.org/10.1007/978-3-642-83980-1_15
- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Mem. Serv. Geol. Portugal, 24, 168 p. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=12921484>
- Ribeiro, A. (2013a). Evolução geodinâmica de Portugal; uma introdução. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (eds.), Geologia de Portugal, vol. 1, Escolar Editora, 11-14.
- Ribeiro, A. (2013b). Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (eds.), Geologia de Portugal, vol. 1, Escolar Editora, 16-57.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, J., Romão, J., Chaminé, H., Coke & C., & Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. Tectonics, Art. N° TC6009 Dec 14. <https://doi.org/10.1029/2006TC002058>
- Ribeiro, M.A.M. (1998). Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental: Implicações metalogénicas. Porto: Edição de autor.
- Ribeiro, M. L., Castro, A., Almeida, A., González Menéndez, L., Jesus, A., Lains, J. A., Lopes, J. C., Martins, H. C. B., Mata, J., Mateus, A., Moita, P., Neiva, A. M. R., Ribeiro, M. A., Santos, J. F., & Solá, A. R. (2019). Variscan magmatism. In C. Quesada & J. T. Oliveira (Eds.), *The geology of Iberia: A geodynamic approach: Volume 2: The Variscan cycle* (pp. 497–526). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_13
- Ridley, J. (2020). Metamorphic reaction kinetics. In Encyclopedia of Geology (2nd ed., pp. 1–10). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00009-6>
- Rodrigues, J. (2008). Estrutura da Arco da Serra de Santa Comba – Serra da Garraia; Parautoctone de Trás-os-Montes. Tese de doutoramento, Univ. Lisboa, 308 p. <http://hdl.handle.net/10451/1528>
- Romão, A., Metodiev, D., Dias, R., & Ribeiro, A. (2013). II.1.3. Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (eds.), Geologia de Portugal, vol. 1. Escolar Editora, 206-257. <http://hdl.handle.net/10174/7905>
- Romão, J. (2000) - Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica, e as suas relações com a Zona Ossa Morena. Dissertação de Doutoramento na Universidade de Lisboa, 322p., 2 mapas

- Romão, J. (2001). O Paleozóico no bordo SW da Zona Centro-Ibérica: estratigrafia, tectónica e evolução geodinâmica. *Geonovas*, 15, 33-43.
- Romão, J. (2006) - Notícia Explicativa da Carta Geológica de Mação (28-A). INETI, Departamento de Geologia, 75pp, 5 fig.
- Romão, J. (2006). Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000 e notícia explicativa da Folha 28-A (Mação). Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.
- Roseiro, J., Moreira, N., Nogueira, P., Maia, M., Araújo, A., & Pedro, J. (2020). Depositional environment and passive-to-active margin transition as recorded by trace elements chemistry of lowermiddle Palaeozoic detrital units from the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Comunicações Geológicas*, 107, 39-46. <http://hdl.handle.net/10174/28928>
- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*, 94(5), 635-650. <https://doi.org/10.1086/629071>
- Sá, A.A., Meireles, C., Coke, C., & Gutiérrez-Marco, J.C. (2005). Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 92, 31-74.
- Sánchez-García, T., Chichorro, M., Solá, A. R., Álvaro, J. J., Díez-Montes, A., Bellido, F., Ribeiro, M. L., Quesada, C., Lopes, J. C., Dias da Silva, Í., González-Clavijo, E., GómezBarreiro, J., & López-Carmona, A. (2019). The Cambrian-Early Ordovician Rift Stage in the Gondwanan Units of the Iberian Massif. In: Cecilio Quesada and José Tomás Oliveira (eds), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Volume 2: The Variscan Cycle*, Springer, 27-66. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_2
- Scotese, C. R. (2001). *Atlas of Earth History, Volume 1, Paleogeography. PALEOMAP Project*.
- Sequeira, A. J. D., & Piçarra, J. (2012). Estratigrafia e paleontologia do Silúrico do Sinclinal de Buçaco (Sector N) [Poster]. In: I Congresso Internacional Geociências na CPLP, Centro de Geociências e Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, 12-19 maio 2012.
- Sequeira, António J. D., & Medina, Jorge (2023). Cartografia do sinclinal de Buçaco-Penedos de Góis. In: F. C. Lopes, P. A. Dinis, L. V. Duarte e P. P. Cunha (Coords.). *XI Congresso Nacional de Geologia: Geociências e Desafios Globais. Livro de Resumos*. Coimbra, 16- 20 julho de 2023, Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (eds.), p. 753-754. ISBN: 978-989-98914-8-7.
- Seybold, L., Trepmann, C. A., & Janots, E. (2019). A ductile extensional shear zone at the contact area between HP-LT metamorphic units in the Talea Ori, central Crete, Greece: deformation during early stages of exhumation from peak

metamorphic conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 108(1), 213-227. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1650-6>

Silva, A. F., Rebelo, J. A., & Ribeiro, M. L. (1989). Notícia explicativa da Folha 11-C (Torre de Moncorvo) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal.

Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 pp

Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T. W., & Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, 232(1-2), 12-32.

Vacas, J. M., & Matínez Catalán, J. R.(1987). El sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco, *Studia Geologica Salmantica*, XXIV, 151-175. <https://hdl.handle.net/10366/79771>

Yamasaki, S., Chigira, M., & Petley, D. N. (2016). The role of graphite layers in gravitational deformation of pelitic schist. *Eng. Geol.* 208, 29–38. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.04.018>

Zhao L, Li Y, Zou C, Zhao S and Wu C (2023) Paleoenvironmental characteristics and organic matter enrichment mechanisms of the upper Ordovician-lower Silurian organic-rich black shales in the Yangtze foreland basin, South China. *Front. Earth Sci.* 11:1237495. doi: 10.3389/feart.2023.1237495

1

Apêndices

2

Apêndice A: Tabelas de Dados Geoquímicos

Amostras	FCA-2AMP	FCA-CML1	03-FM3	FCA-4S	NOD-FCA-3AMP	03-FM1	03-FM2A	FCA-3AMP	FCA-1L	UC-CA1	UC-CA2	UC-CA3	UC-CA4	Amostrax	FCA-1AMP
SiO ₂ (%)	94.312	54.127	47.374	53.829	52.991	51.317	55.998	54.930	95.262	55.411	50.068	50.299	96.007	49.187	46.417
TiO ₂ (%)	0.032	0.973	1.064	1.156	0.954	1.120	1.119	1.112	0.031	1.054	1.305	1.010	0.013	1.220	1.094
Al ₂ O ₃ (%)	0.585	21.256	23.024	25.797	22.192	25.131	23.845	25.462	0.258	21.863	27.918	20.800	0.151	27.693	23.424
Fe ₂ O ₃ (%)	0.171	4.375	5.968	8.912	9.408	8.169	7.604	8.168	0.056	7.665	8.870	7.794	0.058	8.316	6.535
MnO(%)	<0,005	0.020	0.043	0.048	0.061	0.047	0.078	0.060	<0,005	0.046	0.073	0.063	<0,005	0.056	0.053
MgO(%)	0.048	0.979	1.483	2.367	2.160	1.821	1.879	2.100	0.068	1.923	2.237	1.578	0.038	2.143	1.598
CaO (%)	0.045	0.195	0.169	0.069	0.151	0.407	0.156	0.210	0.083	0.042	0.090	0.160	0.050	0.234	0.076
Na ₂ O(%)	0.100	0.767	0.612	0.547	0.403	0.986	0.469	0.416	0.131	0.480	0.477	0.554	0.115	0.678	0.427
K ₂ O(%)	0.114	4.085	4.476	5.410	4.229	4.244	4.325	4.922	0.060	3.977	5.638	2.920	0.023	5.152	5.391
P ₂ O ₅ (%)	0.046	0.138	0.088	0.078	0.191	0.221	0.172	0.110	0.046	0.054	0.056	0.097	0.046	0.054	0.163
Loi's	1.021	5.194	4.857	5.252	6.152	5.290	5.351	6.611	1.283	5.266	6.429	6.805	0.898	5.645	5.915
Total	95.453	86.914	84.300	98.213	92.742	93.464	95.645	97.490	95.995	92.516	96.732	85.276	96.501	94.735	85.178

3

4

5

	FCA-2AMP	FCA-CML1	03-FM3	FCA-45	NOD-FCA-3AMP	03-FM	03-FM2A	FCA-3AMP	FCA-1L	UC-CA1	UC-CA2	UC-CA3	UC-CA4	Amostra-x	FCA-1AMP
Si (%)	44.087	25.302	22.146	25.163	24.772	23.989	26.177	25.678	44.531	25.903	23.405	23.513	44.880	22.993	21.698
Al (%)	0.310	11.250	12.185	13.653	11.745	13.300	12.620	13.476	0.136	11.571	14.775	11.008	0.080	14.657	12.397
Ti (%)	0.019	0.583	0.638	0.693	0.572	0.672	0.671	0.667	0.019	0.632	0.782	0.606	0.008	0.731	0.656
Fe (%)	0.119	3.060	4.174	6.233	6.581	5.714	5.319	5.713	0.039	5.361	6.204	5.451	0.040	5.817	4.571
Mn (%)	<0,004	0.016	0.033	0.037	0.047	0.037	0.060	0.047	<0,004	0.036	0.057	0.049	<0,004	0.043	0.041
Mg (%)	0.029	0.590	0.894	1.427	1.303	1.098	1.133	1.266	0.041	1.160	1.349	0.952	0.023	1.292	0.964
Ca (%)	0.032	0.139	0.121	0.049	0.108	0.291	0.111	0.150	0.059	0.030	0.064	0.115	0.036	0.167	0.055
Na (%)	0.074	0.569	0.454	0.406	0.299	0.732	0.348	0.308	0.097	0.356	0.354	0.411	0.085	0.503	0.317
K (%)	0.095	3.391	3.716	4.491	3.511	3.523	3.591	4.086	0.050	3.302	4.680	2.424	0.019	4.277	4.476

6

7

8

9

10

11

12

13

	FCA-2AMP	FCA-CML1	03-FM3	FCA-45	NOD-FCA-3AMP	03-FM1	03-FM2A	FCA-3AMP	FCA-1L	UC-CA1	UC-CA2	UC-CA3	UC-CA4	Amostrax	FCA-1AMP
Li (ppm)	<20	86.990	124.266	156.098	143.326	162.974	142.511	136.066	<20	123.104	143.196	137.601	<20	174.418	99.713
Pb (ppm)	0.987	24.241	23.926	19.588	24.812	88.972	24.735	24.366	1.244	16.548	33.239	29.608	2.412	20.198	20.784
Zn(ppm)	5.939	82.532	70.277	103.146	159.283	94.034	91.778	142.956	6.192	118.601	131.844	170.534	4.212	105.145	131.893
As (ppm)	11.071	19.325	6.003	2.975	8.218	11.185	2.030	6.416	9.281	3.870	7.083	6.591	9.541	3.454	7.794
Ba(ppm)	46.692	740.507	742.011	918.116	974.293	772.084	746.751	1068.258	40.000	561.480	861.853	516.215	40.000	817.863	1150.121
P(ppm)	200.000	599.764	381.839	341.053	833.990	963.971	748.766	479.577	<200	235.032	245.413	423.676	<200	235.710	709.707
Cr(ppm)	12.363	93.326	94.807	120.116	110.508	108.837	108.908	132.566	5.437	82.197	110.519	81.025	13.118	110.999	100.117
Cu(ppm)	24.713	23.870	15.365	23.162	11.638	18.781	11.978	8.265	27.118	14.724	13.813	13.738	27.074	20.035	12.630
Rb(ppm)	18.794	150.789	177.431	200.462	170.668	177.304	175.872	209.706	18.691	163.447	241.110	147.872	14.277	205.214	216.984
Sr(ppm)	16.258	139.480	123.496	81.480	56.986	119.164	111.347	73.012	15.714	65.208	69.913	40.288	19.879	131.706	62.411
V(ppm)	259.737	246.599	145.260	140.382	242.656	152.070	165.718	271.424	147.882	125.263	174.500	147.113	124.617	149.859	137.851
Zr(ppm)	19.601	79.087	80.961	63.529	95.277	79.292	100.851	124.576	18.162	152.621	163.369	129.274	19.780	85.101	85.720
Ni(ppm)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

14

15

16

17

18

19

20

	FCA-2AMP	FCA-CML1	03-FM3	FCA-45	NOD-FCA-3AMP	03-FM1	03-FM2A	FCA-3AMP	FCA-1L	UC-CA1	UC-CA2	UC-CA3	UC-CA4	Amostra-x	FCA-1AMP
Função 1 (F1)	-8.7964	-0.5453	0.2470	1.4416	1.7218	3.2135	1.4006	1.7688	-9.0035	0.6561	2.3254	2.1065	-8.9737	2.8451	-0.5763
Função 2 (F2)	-6.5737	-0.1101	-0.6010	-0.9193	-3.0101	-1.0398	-1.8129	-1.2997	-6.6052	-2.5754	-0.3152	-3.6551	-6.6784	-0.4560	0.1587
Função 1 (F1')	1.2268	0.0141	-0.5420	-0.9897	-2.7034	-2.1109	-1.7074	-1.4228	10.8891	-1.9531	-0.9920	-3.7464	7.9018	-1.3498	0.4179
Função 2 (F2')	1.6963	0.2091	0.1935	0.1601	-0.8534	-0.5818	-0.1522	-0.1298	13.9846	-0.1249	0.1052	-1.1758	10.5066	-0.0786	0.4760
Função 1 (F-1)	-3.5653	-2.2334	-2.9101	-4.0499	-3.3220	-2.3666	-3.3085	-3.7802	-3.5477	-4.0576	-4.2973	-3.5644	-3.5879	-3.8486	-2.6159
Função 2 (F-2)	3.6588	3.2467	3.9249	-2.5856	1.8126	1.5112	0.4605	-1.7189	3.5679	1.3965	-2.4332	5.8428	3.3493	-1.2286	2.9901

21

22

23

24

	FCA-2AMP	FCA-CML1	03-FM3	FCA-45	NOD-FCA-3AMP	03-FM1	03-FM2A	FCA-3AMP	FCA-1L	UC-CA1	UC-CA2	UC-CA3	UC-CA4	Amostrax	FCA-1AMP
TiO2/Al2O3(%)	0.0552	0.0458	0.0462	0.0448	0.0430	0.0446	0.0469	0.0437	0.1201	0.0482	0.0467	0.0486	0.0867	0.0441	0.0467
Fe2O3/Al2o3(%)	0.2920	0.2058	0.2592	0.3455	0.4239	0.3251	0.3189	0.3208	0.2191	0.3506	0.3177	0.3747	0.3834	0.3003	0.2790
MgO/Al2O3 (%)	0.0826	0.0460	0.0644	0.0917	0.0973	0.0725	0.0788	0.0825	0.2630	0.0880	0.0801	0.0759	0.2543	0.0774	0.0682
Na2O/Al2O3(%)	0.1705	0.0361	0.0266	0.0212	0.0182	0.0392	0.0197	0.0163	0.5080	0.0220	0.0171	0.0266	0.7631	0.0245	0.0182
K2O/Al2O3 (%)	0.1955	0.1922	0.1944	0.2097	0.1906	0.1689	0.1814	0.1933	0.2344	0.1819	0.2019	0.1404	0.1523	0.1861	0.2302
V/Cr (ppm)	21.0096	2.6423	1.5322	1.1687	2.1958	1.3972	1.5216	2.0475	27.2017	1.5239	1.5789	1.8156	9.4994	1.3501	1.3769
Fe2O3/K2O(log)	0.1741	0.0298	0.1249	0.2167	0.3472	0.2844	0.2450	0.2200	-0.0293	0.2850	0.1968	0.4263	0.4010	0.2079	0.0835
Na2O/K2O (log)	-0.0594	-0.7266	-0.8642	-0.9952	-1.0209	-0.6338	-0.9647	-1.0734	0.3359	-0.9180	-1.0722	-0.7223	0.7000	-0.8808	-1.1011
SiO2/Al2O3(log)	2.2075	0.4059	0.3134	0.3195	0.3780	0.3100	0.3708	0.3339	2.5678	0.4039	0.2537	0.3835	2.8041	0.2495	0.2970

25

26

27

28 Apêndice B: Trabalhos e Resumos em Congressos

29

Transição Ordovícico-Silúrico na Zona Centro-Ibérica: apenas um contacto estratigráfico ou um elemento estruturante do Varisco Ibérico?

Ordovician-Silurian transition in the Central-Iberian Zone: just a stratigraphic boundary or a major element in the evolution of the Iberian Variscides?

V. Tereso (1), R. Dias (2), J. Romão (3), J. Roseiro (4), C. Coke (5), R. Fonseca (6) e A. Ribeiro (7)

- (1) Centro Ciência Viva de Estremoz; vtereso@estremoz.cienciaviva.pt
(2) Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora, Instituto de Ciências da Terra (ICT), Centro Ciência Viva de Estremoz
(3) Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia e Cartografia Geológica
(4) Instituto de Ciências da Terra (ICT)
(5) Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro
(6) Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora, Laboratório Ambiterro, Instituto de Ciências da Terra (ICT)
(7) Faculdade de Ciências da Univ. Lisboa, Museu Nacional de História Natural e da Ciência (UL), Instituto D. Luís (IDL)

Summary: *Although the Ordovician-Silurian transition in the Central-Iberian Zone is usually considered a normal stratigraphic one, recent studies shows that often the black-shales of the Lower Silurian control the development of shear zones subparallel to the main layers. This behavior has been observed, not only in the Marão-Alvão region, but also in other sectors like, the synclines of S. Mamede, Mação and Buçaco. This seems to show that the Lower Silurian weak layers have been a major factor in controlling the evolution of the Iberian Variscides. Ongoing studies in the Celorico de Basto region will try to characterize and understand the evolution of these shear zones.*

Key words: *Central-Iberian Zone, Lower Silurian, shear zones, Iberian Variscides*

Palavras-chave: Zona Centro-Ibérica, Silúrico Inferior, zonas de cisalhamento, Varisco Ibérico

A transição Ordovícico-Silúrico na Zona Centro-Ibérica é usualmente considerada um contacto estratigráfico normal caracterizado, no geral, pela passagem de cerca 40-50m de seqüências de quartzitos cinzentos-escuros, muitas vezes com pirite, a xistos negros, grafíticos com fosfatos, por vezes, laminados, com abundante fauna, nomeadamente, graptólitos e alguns moluscos. A seqüência do Silúrico está condensada e apresenta a espessura de 30-35m. Em termos sequenciais, a transição referida efetua a passagem entre os ciclos estratigráficos completos (transgressão/condensação/regressão) do Ordovícico e do Silúrico, cuja duração é de cerca de 42 Ma e de 30 Ma, respetivamente (Romão, 2001)

Contudo a interpretação da cartografia na região de Celorico de Basto (Pereira, 1987), indica que, embora tenha sido considerado um contacto normal, na região de Campanhó os limites do topo do Ordovícico (formação de Pardelhas) truncam limites de unidades do Silúrico Inferior (formação de Campanhó), mostrando que na região de Marão - Alvão o contacto entre as unidades litostratigráficas destes períodos tem que ser tectónico. Levantamentos recentes para as cartas geológicas de Portugal na

escala de 1/200 000 (e.g. região de Portalegre na folha 6 - Ferreira & Piçarra, 2020 - e Buçaco na folha 3 - em curso) mostram que a passagem dos quartzitos cinzentos-escuros aos xistos grafíticos encontra-se truncada tectonicamente em muitos locais, nomeadamente nos sinclinais de S. Mamede, Mação e Buçaco:

No bordo sul do sinclinal da Serra de S. Mamede, o contacto dos quartzitos ordovícicos com xistos do Silúrico efetua-se através de um cavalgamento com expressão quilométrica (NW-SE) com transporte de material para NE.

No flanco SW do sinclinal do Buçaco, os xistos do Silúrico truncam várias unidades, desde a base do Ordovícico até ao seu topo através de acidente tectónico. Este mesmo acidente encontra-se no ramo NE do sinclinal, sendo responsável pelo transporte dos xistos do Silúrico sobre diabases e xistos diabásicos do Ordovícico Médio.

Isto sugere que as características litológicas do Silúrico Inferior da Zona Centro-Ibérica foram determinantes na evolução do Varisco ibérico. Esta é uma situação comum em diversos orógenos, onde a existência de seqüências dúcteis interestratificadas

funcionando como superfícies de descolamento durante o processo de encurtamento orogénico, tem vindo a ser defendida como um factor principal na evolução de algumas cadeias de montanha:

- Evolução da faixa de dobras e cavalgamentos da Zona Sul Portuguesa, descolada acima dos xistos do Silúrico (Ribeiro et al., 2007);
- Evolução das cadeias alpinas, condicionadas pelos evaporitos Triásico - Jurássicos (e.g. Ribeiro, 2013);
- Evolução das cadeias paleoproterozóicas condicionadas pelos espessos níveis de ardósias ricas em carbono e grafite a seguir à possível extinção em massa após o Grande Evento de Oxigenação (Parnell & Brolly, 2021).

No caso da região de Celorico de Basto estão em curso estudos de pormenor das zonas de cisalhamento desenvolvidas em níveis sedimentares ricos em matéria orgânica, não só à escala de afloramento, mas também através da caracterização petrográfica e geoquímica. Com efeito, a presença de matéria orgânica facilita a redução da fricção entre camadas sedimentares e a alteração das suas propriedades mecânicas, tornando-as susceptíveis à deformação (e.g. Morley et al., 2018). Neste sentido, a análise de microdeformação e geoquímica podem revelar-se ferramentas úteis para compreender o

comportamento deste tipo de rochas, providenciando informação relativa à deformação e metamorfismo, assim como da relação entre o incremento de matéria orgânica na zona de desligamento (e.g. Parnell & Brolly, 2021).

É de salientar que as sequências sedimentares silúricas são conhecidas pelo elevado conteúdo em matéria orgânica contrastando com outros períodos devido a um conjunto de condições ambientais e biológicas que ocorreram durante a sua deposição, como a elevada produtividade primária e as condições anóxicas em níveis oceânicos profundos (e.g. Trabucho-Alexandre *et al.*, 2012). Estas características são evidenciadas na Formação de Campanhó pela presença de liditos ou xistos carbonosos/ampelitosos (normalmente com nódulos).

É nossa intenção que os dados que permitam identificar e quantificar a presença de matéria orgânica (ou derivados da sua recristalização) nos horizontes unidades metassedimentares da Formação de Campanhó vão ser cruzados com os dados estruturais de modo a fornecer um critério adicional para a caracterização do desligamento e da possível componente cavalgante.

Agradecimentos: Este trabalho é apoiado pelo financiamento concedido pela FCT/IP/MCTES ao ICT. (UIDB/GEO/04683/2019) e ao IDL (UIDB/50019/2020).

Referências

- Ferreira, P. & Piçarra, J. (2020, coord.). Folha 6 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, 1ª edição, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa.
- Morley, C.K., Von Hagke, C., Hansberry, R., Collins, A., Kanitpanyacharoen, W. & King, R. (2018). Review of major shale-dominated detachment and thrust characteristics in the diagenetic zone: Part II, rock mechanics and microscopic scale. *Earth-Science Reviews*, 176, 19-50.
- Parnell, J. & Brolly, C. (2021). Increased biomass and carbon burial 2 billion years ago triggered mountain building. *Communications Earth & Environment* 2(1):238.
- Pereira, E. (1987). Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000 e notícia explicativa da Folha 10-A (Celorico de Basto), Serv. Geol, Portugal, Lisboa, 53 p.
- Ribeiro, A. (2013). Evolução geodinâmica de Portugal; uma introdução. In: R. Dias, R., A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 11-14.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R. Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, J., Romão, J., Chaminé, H., Coke & C., Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, Art. Nº TC6009 Dec 14.
- Romão, J. (2001). O Paleozóico no bordo SW da Zona Centro-Ibérica. *Geonovas*, 15, 33-43.
- Trabucho-Alexandre, J., Hay, W.W. & De Boer, P.L. (2012). Phanerozoic environments of black shale deposition and the Wilson Cycle. *Solid Earth*, 3(1), 29-42.

Ordovician – Silurian transition in the Central-Iberian Zone: Just a stratigraphic boundary or a major element in the evolution of the Iberian Variscides?

Transição Ordovícico - Silúrico na Zona Centro-Ibérica: Apenas um contacto estratigráfico ou um elemento estruturante do Varisco Ibérico?

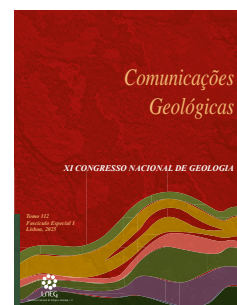
V. Tereso^{1*}, R. Dias^{1, 2, 3}, J. Roseiro^{2, 3}, J. Romão⁴, C. Coke⁵, R. Fonseca^{2, 3}, A. Ribeiro⁶

DOI: <https://doi.org/10.34637/wazf-vm73>

Recebido em 03/10/2023 / Aceite em 04/01/2024

Publicado online em abril de 2025

© 2025 LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia IP



Artigo original
Original article

Abstract: The Ordovician-Silurian boundary in the Central-Iberian Zone is often considered a normal stratigraphic transition. Nevertheless, in studies carried out in Portugal (e.g. Espinhosela, São Mamede and Buçaco areas) and Spain (e.g. Alcañices Synform) this contact is marked by the development of shear zones subparallel to the lithostratigraphic units. Ongoing structural mapping in Celorico de Basto (Marão region) shows that near Campanhó, the Ordovician (Pardelhas Formation) and the Silurian (Campanhó Formation) units are bounded by a regional shear zone with a normal kinematics (the Covelo do Monte Fault, here presented). Although their origin is debatable, the intraorogenic normal faults are common mechanisms active during Variscan times in the Central-Iberian Zone. In the case of the Ordovician-Silurian boundary, these detachments could be facilitated by shale and organic materials prone to control the development of shear zones.

Keywords: Central-Iberian Zone, Ordovician-Silurian Boundary, Marão region, Iberian Variscides

Resumo: O limite Ordovícico-Silúrico na Zona Centro-Ibérica é frequentemente considerado uma transição estratigráfica normal. No entanto, estudos realizados em Portugal (e.g. áreas de Espinhosela, São Mamede e Buçaco) e Espanha (e.g. Sinforma de Alcañices), mostram que este contacto é frequentemente marcado pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento subparalelas às unidades litoestratigráficas. Cartografia estrutural de pormenor em curso em Celorico de Basto (região do Marão) mostram que, próximo a Campanhó, as unidades do Ordovícico (Formação de Pardelhas) e do Silúrico (Formação de Campanhó) são limitadas por uma falha normal (a Falha de Covelo do Monte, aqui apresentada). Embora a sua génese seja controversa, a instalação de falhas normais intra-orogénicas é um mecanismo comum ativo durante o orógeno Varisco na Zona Centro-Ibérica. No caso do contacto Ordovícico-Silúrico, estas falhas parecem ter sido controladas por material orgânico e argiloso suscetível de desenvolver superfícies de descolamento.

Palavras-chave: Zona Centro-Ibérica, Transição Ordovícico-Silúrico, região do Marão, Varisco Ibérico

1. Introduction

The Ordovician and Silurian units of the Central-Iberian Zone (CIZ; Figura 1a) have been strongly deformed during the Variscan Orogeny. They are the result of sedimentation in a passive margin environment, related to the extensional processes associated to the birth of the Rheic Ocean (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2019). In particular, the Silurian sequences are often composed of lithologies contrasting with previous Ordovician strata, such as black shales, phosphate nodules and other lithotypes that suggest the transition of oxic to anoxic or euxinic depositional conditions (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2019, and references therein). In the northern CIZ the boundary between Ordovician and Silurian sequences has been usually mapped as a normal stratigraphic contact (e.g. Pereira, 1987, 1989, 2000; Dias *et al.*, 2022), or the result of a cartographic discordance and hiatus observed in the basal Silurian (Pereira, 1987, Pereira, 1989). Nevertheless, in some areas this contact has been considered as tectonic. In the Spain counterpart of the CIZ, Vacas and Martínez Catalán (1987) followed by Antona and Martínez Catalán (1990), initially reported the absence of a gradual transition between the Ordovician and Silurian sequences in the Alcañices Synform, which led to the mapping of the limit as a thrust between the Campillo and Manzanal del Barco formations (although the possibility of being a discordance was not ruled out). More recently, in the Espinhosela region, the Ordovician-Silurian boundary has been considered an important tectonic contact, defining the Ribeira de Silos overthrust, marked by phyllonites, cataclasites and ferruginous breccias (Meireles *et al.*, 2006, Meireles, 2011).

Recent works on the geological mapping of Portugal at 1/200.000 scale (Sheet 6, Ferreira and Piçarra, 2020, from Portalegre; Sheet 3 - ongoing, from Buçaco) show that this contact is tectonic, as can be observed in the synclines of São Mamede and Buçaco: (1) in the southern limb of the São Mamede syncline, the Ordovician quartzites overlay the Silurian shales through a NW-SE thrust with cinematic transport to the NE; (2) in the SW side of the Buçaco syncline, the Silurian shales truncate several units of Ordovician, from the base to the top through a tectonic contact. The displacement of the Silurian shales over Middle Ordovician strata is also found in the NE side of this syncline.

These structural features on the Ordovician-Silurian boundary suggest that the Lower Silurian units of the CIZ could have been a decisive element in the evolution of the Iberian Variscides, as black shales are known for favouring the displacement of units in orogens (Morley *et al.*, 2017).

In Celorico de Basto (Marão region, northern CIZ), southern from Campanhó (Figura 1b), detailed structural studies along the Ordovician-Silurian contact developed in sediment levels rich in organic matter are

¹ Centro Ciência Viva de Estremoz, Estremoz, Portugal.

² Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora (CLAV), Évora, Portugal.

³ Instituto das Ciências da Terra, Polo de Évora, Évora, Portugal.

⁴ Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Unidade de Geologia e Cartografia Geológica, Lisboa, Portugal.

⁵ Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, Portugal.

⁶ Faculdade de Ciências da Universidade Lisboa, Museu Nacional de História Natural e da Ciência, Instituto D. Luís, Lisboa, Portugal.

* Corresponding author / Autor correspondente: vitormutereso@gmail.com or vtereso@estremoz.cienciaviva.pt

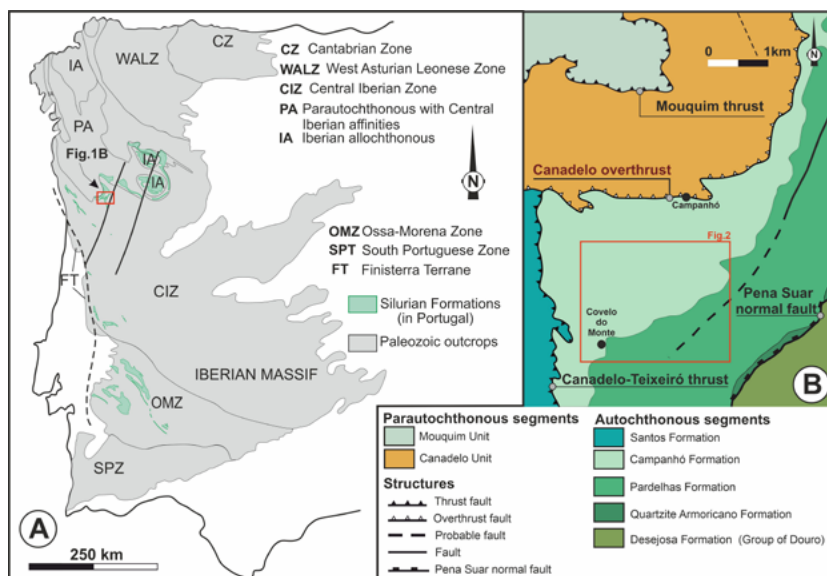


Figure 1. (A) Iberian Massif with the main Variscan tectonostratigraphic units and the location of the Silurian sequences in Portugal (adapted from Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro, 2013a). (B) General geological map of the Campanhó segment (adapted from Pereira, 1987 and Dias *et al.*, 2022).

Figura 1. (A) Maciço Ibérico com as principais unidades tectonostratigráficas variscas e a localização das seqüências do Silúrico em Portugal (adaptado de Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro, 2013a). (B) Mapa geológico geral do segmento de Campanhó (adaptado de Pereira, 1987 e Dias *et al.*, 2022).

currently conducted to understand if the transition in this segment of the CIZ is either a continuous contact or is overprinted by the tectonism of the Variscan Orogeny, as suggested by the aforementioned cases. In this sector, although previous mapping (1:50.000 and 1:200.000 maps of Portugal; Pereira, 1989; 2000), considered it a stratigraphic boundary, the upper limit of Ordovician (Pardelhas Formation) truncates some lithologies interlayered in the Lower Silurian Campanhó Formation (Figura 2).

2. Geological setting

The CIZ is characterized by a set of metasedimentary units, accompanied by large granite intrusions all representing the extensional and collisional stages of the Variscan Cycle on the Iberian Massif (Ribeiro *et al.*, 2007).

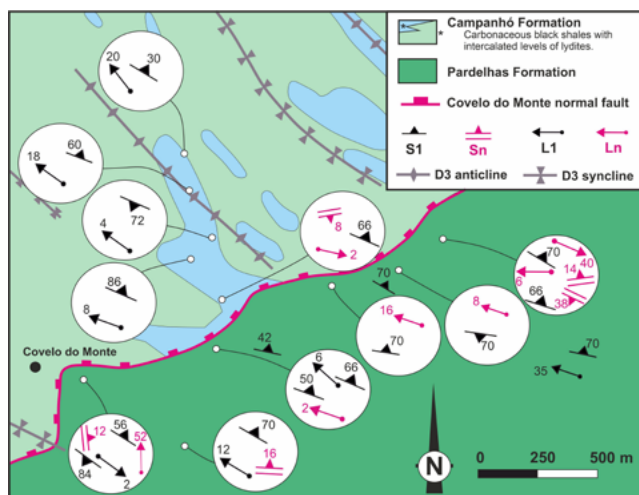


Figure 2. Structural and map of the Campanhó area (adapted from Pereira, 1987) and the tectonic contact between the Ordovician and Silurian, as interpreted in this work.

Figura 2. Mapa estrutural e geológico da área da Campanhó (adaptado de Pereira, 1987) e o contacto tectónico entre o Ordovícico-Silúrico, como interpretado neste trabalho.

This zone is limited to the south by the Tomar – Badajoz – Córdoba shear zone and to the west by the Porto – Tomar – Ferreira do Alentejo shear zone (e.g. Romão *et al.*, 2013). The main structural pattern of the CIZ is due to the superposition of several tectonic events, highly disputed (e.g. Ribeiro *et al.*, 2007; Dias da Silva, *et al.*, 2020) in what concerns the number and kinematics (*i.e.* compressional and /or extensional). As the characterization of these tectonic events are not fundamental for this work, we are going to use the succession of tectonic events recently considered in the nearby Marão mountain (Dias, *et al.*, 2022): first deformation phase (D1) that generates a pervasive S1 cleavage axial planar of subvertical to overturned folds; second deformation phase (D2) usually expressed by sub-horizontal thrusts being more intense close to the allochthonous complexes; and third deformation phase (D3) consisting of discrete folds with subvertical axial planes that cut through these previous structures, well expressed due to the first order folds of the D2 thrusts (e.g. Ribeiro, 2013b).

In Campanhó (Figura 1B), the tectonostratigraphy is defined by autochthonous and parautochthonous units (Pereira, 1987; Pereira 1989). The autochthonous sequences are represented by metasediments of the Desejosa Formation (Middle to Upper Cambrian, upper part of the Douro – Beiras Super Group; Silva *et al.*, 1987/89), sequentially overlaid by the Armoric Quartzite Formation (Lower Ordovician), the Pardelhas Formation (Middle Ordovician), the Campanhó Formation (Upper Silurian) and the Santos Formation (Lower Devonian). The parautochthonous segment contains the Mouquim and Canadelo Units (Upper Silurian-Devonian) composed of metasediments isolated from the autochthonous by the Canadelo overthrust (Pereira and Ribeiro, 1983; Pereira, 1987; Pereira, 1989; Figura 1B).

3. Structural Mapping in Covelo do Monte region

As stated, the contact between the Ordovician and Silurian sequences in the Marão region, represented by the interface of the Pardelhas and Campanhó formations (Figura 1b) may provide valuable insights into the geodynamic meaning of this boundary during the tectonic events related to the Variscan orogeny. This way, the thorough characterization of

the structural features should help to discern whether the contact between them is characterized by normal stratigraphic sequences or by tectonic activity features and, in this case, what could be its kinematics.

The Ordovician Pardelhas Formation (Figura 1b), corresponds to a detrital-pelagic basal layer, composed essentially of micaceous shales and pelites, accompanied by slates (ardosiferous shales) at the top, with a relatively low metamorphic grade (evidenced by the presence of chialstolite) (Pereira, 1989 and references therein).

The Silurian Campanhó Formation (Pereira 1987; Pereira 1989) is characterized by black carbonaceous shales, with some levels of lydites. The northern boundary of the Campanhó Formation is the Canadelo Overthrust, underlined by a decimetric layer of black shales, graphite levels and sigmoid structures in the Devonian strata, indicating detachment towards SE.

In the Covelo do Monte sector, the only penetrative structure is a well manifested steep WNW-ESE S1 cleavage coeval of a L1 intersection lineation with an average plunging of 15° to 20° to WNW, though with some wavy pattern (Figura 2). This cleavage, often underlined by millimetre quartz veins, shows a continuous deformation process, often leading to the transposition of the bedding. Although it is axial planar to the D1 folds, which could suggest a coaxial deformation, sigmoidal structures indicate a sinistral kinematics (Figura 3A), subparallel to the main structural trend. This feature, which is common in the northern sectors of the CIZ, indicates a more complex behaviour with strain partitioning during D1 (Moreira, *et al.*, 2010; Dias, *et al.*, 2022 and references herein).

The D1 structures are refolded by centimetric to metric WNW-ESE ascribable to the D3 regional event (Figura 3B), refolding previous

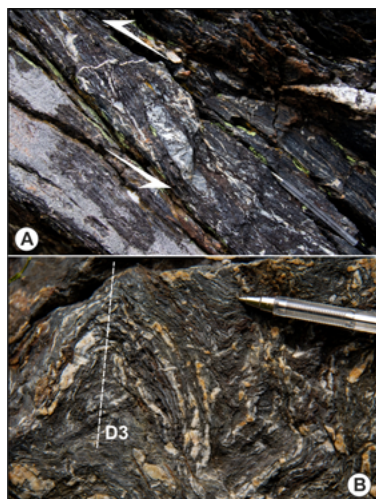


Figure 3. (A) Sigmoidal quartzitic lenses indicative of a sinistral kinematic. (B) D1 centimetric folds refolded during D3 tectonic event.

Figura 3. (A) Lenticulas de quartzito sigmoidais evidenciando uma cinemática esquerda. (B) Dobras D1 centimétricas afectadas por um dobramento D3.

lithostratigraphic and tectonic contacts (Figs. 1B and 2) and coeval with a discrete S3 cleavage.

In the vicinity of the Ordovician-Silurian contact can be observed the development of a weak subhorizontal to low dipping cleavage (Sn; Figura 2), better observed in the shaly layers that produces the crenulation of the S1 cleavage. This Sn cleavage is folded by the D3 structures (Figura 4) indicating that it was developed after the S1 cleavage event and before the D3 regional one.

As the Sn and Ln structures become less clear away of the boundary between the Ordovician and the Silurian units, this contact must have been

active before the D3 tectonic event, developing the mentioned Sn and Ln structures.

4. Discussion

The development of a post-S1 crenulation cleavage (Sn) only observable in the vicinity of the Ordovician-Silurian contact, prove that this boundary is tectonic, which explains the observed truncation of some of the Silurian layers, by the Ordovician formation. The subhorizontal to low dipping geometry of Sn, coupled with the steeper behaviour of the coeval fault contact (30° to 35° to NW according to the map pattern of Pereira, 1989), show that this must be considered a normal fault. Along this Covelo do Monte normal fault, the Campanhó Formation sequences (hanging-wall) moved downwards in relation to the Pardelhas Formation (foot-wall).

Concerning the age constraints of the Covelo do Monte normal fault development, the coeval Sn cleavage crenulated the S1 penetrative cleavage and it is folded by the regional third tectonic event (D3). Concerning the geodynamic meaning of this fault, it appears included in a set of discrete NE-SW normal faults dipping towards NW developed in the autochthon of the Marão region (the Pena Suar - Figura 1B - and Seixinhos faults; Dias *et al.*, 2022). This restricted development strongly suggests that they should be considered a local process of the Variscan deformation.

The generation of localized normal faults during late D1 to D2 in the autochthonous units of the Marão region has been recently debated by Dias *et al.* (2022), where these intraorogenic faults were considered an uncommon feature of late D1 due to local heterogeneities. The authors interpret the Seixinhos – Pena Suar fault system (that comprises the Pena Suar fault, parallel to the proposed Covelo do Monte normal fault; Fig 1B), to be associated to major sinistral NW-SE shear zones (*e.g.* Manta, Amarante and Mondim-Murça-Moncorvo shear zones; Figura

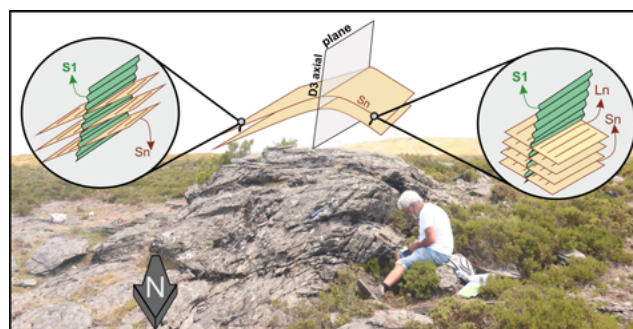


Figure 4. Mesoscopic D3 structure folding the S1 and Sn cleavages in Covelo do Monte region.

Figura 4. Estrutura mesoscópica D3 dobrando as clivagens S1 e Sn na região de Covelo do Monte.

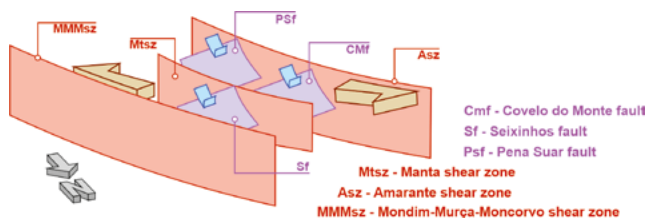


Figure 5. Schematic representation proposed for the normal fault system associated with the major shear zones of the Marão region (adapted from Dias *et al.*, 2022).

Figura 5. Representação esquemática proposta para a geração do sistema de falhas normais associado às principais zonas de cisalhamento da região do Marão (adaptado de Dias *et al.*, 2022).

4), developed through continuous compression with no significant shifts of the tectonic environment; this would ultimately lead to the local opening of releasing bends, accommodating extension prone to the generation of normal faults.

The model of the ductile-brittle normal faults of the Marão region proposed by Dias *et al.* (2022), regarding the emplacement of the Seixinhos – Pena Suar fault system is highly compatible with the generation of the Covelo do Monte fault (Figura 5). This work in Celorico de Basto also highlight the predominance of organic-rich shales in basal Campanhó Formation, making them prone to detachment when subjected to the extensional stresses associated with releasing bends.

5. Final remarks

Detailed structural mapping showed that in southern Campanhó (Celorico de Basto, Marão region) the Ordovician-Silurian boundary is marked by the Covelo do Monte normal fault, which is congruent to the emplacement mechanisms proposed to the Seixinhos – Pena Suar fault system, also observed elsewhere in CIZ (Dias *et al.*, 2022). In order to better characterize the Ordovician – Silurian boundary, geological and structural mapping should be crossed with petrography and geochemistry to identify and quantify the presence of organic matter (or derivatives of its recrystallisation) in the horizons where detachments occur. The characterization of organic matter will help to understand its possible role in Silurian layers as a local constituent able to facilitate detachments (*e.g.* Parnell and Brolly, 2021). On a broader scale, Silurian lithotypes on the base of the sequences with such characteristics could be the common factor for the Ordovician-Silurian tectonic contact found throughout the CIZ, as commonly described in literature.

The proposed Covelo do Monte normal fault explain why in the 1/50 000 geological of Celorico de Basto (Pereira, 1989), the upper limit of the Ordovician (Pardelhas Formation) truncates some younger lithologies interlayered in the Lower Silurian Campanhó Formation (Figura 2).

Acknowledgments

The authors are grateful for the funding granted to the Institute of Earth Sciences through contracts UID/GEO/04683/2013 with FCT and COMPETE POCI-01-0145-FEDER-007690. JR acknowledges FCT for supporting the doctoral scholarship with reference UI/BD/150937/2021. We appreciate the support and help of the Centro Ciência Viva de Estremoz for all the logistic support. The authors also thank Helena Sant'Ovaia and Fernando Carlos Lopes for all constructive criticism and careful review of the manuscript.

References

Antona, J. F., Martínez Catalán, J. R., 1990. Interpretación de la Formación San Vitero en relación com la orogénica Hercínica. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe Carunã*, **15**: 257-269. <https://hdl.handle.net/2183/6069>.

Dias da Silva, I., González Clavijo, E., Díez-Montes, A., 2020. The collapse of the Variscan belt: a Variscan lateral extrusion thin-skinned structure in NW Iberia. *International Geology Review*, **63**(6): 659-695. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1719544>.

Dias, R., Coke, C., Ribeiro, A., 2022. Strain partitioning in the Variscan deformation of the Marão domain (Central Iberian zone; northern Portugal). *Journal of Structural Geology*, **161**: 104635. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104635>.

Dias, R., Ribeiro, A., 2013. II.1 O Varisco do sector norte de Portugal. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 60-71.

Ferreira, P., Piçarra, J., 2020. *Folha 6 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000*. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa.

Gutiérrez-Marco, J. C., Piçarra, J. M., Meireles, C. A., Cózar, P., García-Bellido, D. C., Pereira, Z., Vaz, N., Pereira, S., Lopes, G., Oliveira, J. T., Quesada, C., Zamora, S., Esteve, J., Colmeir, J., Bernárdez, E., Coronado, I., Loranço, S., Sá, A. A., Dias da Silva, Í., González-Clavijo, E., Díez-Montes, A., Gómez-Barreiro, J., 2019. Early Ordovician-Devonian Passive Margin Stage in the Gondwanan Units of the Iberian Massif. In: Quesada, C., Oliveira, J. T. (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Volume 2: The Variscan Cycle*, Springer, 75-98.

Julivert, M., Fonboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L., 1974. *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen meseta. *Geotect Forsch*, **6**: 78-95.

Meireles, C., Sá, A., Piçarra, J. M., González Clavijo, E., Ribeiro, A., 2006. Novos avanços no conhecimento do limite Ordovícico-Silúrico na região de Trás-os-Montes (NE Portugal). Estremoz, Portugal.

Meireles, C. A. P., 2011. *Litoestratigrafia do Paleozóico do Sector a Nordeste de Bragança, Trás-os-Montes*. Laboratório Nacional de Energia e Geologia (Portugal).

Moreira, N., Búrcio, M., Dias, R., Coke, C., 2010. Partição da deformação Varisca nos sectores de Peso da Régua e Vila Nova de Foz Côa (Autóctone da Zona Centro-Ibérica). *Comunicações Geológicas*, **97**: 147-162.

Morley, C.K., Von Hagke, C., Hansberry, R., Collins, A., Kanitpanyacharoen, W., King, R., 2017. Review of major sale-dominated detachment and thrust characteristics in the diagenetic zona: Part I, meso- and macro-scopic scale. *Earth-Science Reviews*, **173**: 168-228.

Parnell, J., Brolly, C., 2021. Increased biomass and carbon burial 2 billion years ago triggered mountain building. *Communications Earth & Environment*, **2**: 238. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00313-5>.

Pereira, E., 1987. Estudo Geológico – Estrutural da Região de Celorico de Basto e Sua Interpretação Geodinâmica. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

Pereira, E., 1989. Carta Geológica de Portugal. Notícia Explicativa da Folha 10-A (Celorico de Basto) Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

Pereira, E., 2000. Carta Geológica de Portugal. Notícia Explicativa da Folha 2 escala 1:200 000. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa, 2006.

Pereira, E., Ribeiro, A., 1983. Tectónica do sector noroeste da Serra do Marão. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, **69**: 283-290.

Ribeiro, A., 2013a. Evolução geodinâmica de Portugal; uma introdução. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 11-14.

Ribeiro, A., 2013b. Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 16-57.

Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, J., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, Art. Nº TC6009 Dec 14. <https://doi.org/10.1029/2006TC002058>.

Romão, J., 2001. O Paleozóico no bordo SW da Zona Centro-Ibérica. *Geonovas*, **15**: 33-43.

Romão, A., Metodiev, D., Dias, R., Ribeiro, A., 2013. II.1.3. Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1. Escolar Editora, 206-257.

Silva, A., Rebelo, J., Ribeiro, M. L., 1987-89. *Carta Geológica de Portugal. Notícia explicativa da Folha 11-C (Torre de Moncorvo) escala 1:50 000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

Vacas, J. M., Martínez Catalán, J. R., 1987. El sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco, *Studia Geologica Salmanticensis*, **XXIV**: 151-175.



GeoTolosa

2025

News from
the Paleozoic Worlds

20th ICCP International Congress on the
Carboniferous and Permian

VARISCAN MEETING 2025

From the mantle to the biosphere

23 –27 June 2025

Université de Toulouse, France



Abstract book



Variscan inversion of a Silurian basin: The role of preexisting features on shear zone nucleation (Central Iberian Zone, Iberian Massif)

Vitor Tereso * ¹, Rui Dias ^{2,3}, José Roseiro ^{3,4}, José Romão ⁵

¹ Centro Ciência Viva de Estremoz, Portugal

² Institute of Earth Sciences and Department of Geosciences, University of Évora, Portugal

³ Instituto de Ciências da Terra, Pole of Évora, Portugal

⁴ Instituto de Investigação e Formação Avançada and Geosciences Department, University of Évora, Portugal

⁵ Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Portugal

It is of broad consensus that during Silurian times the seawater anoxia-euxinia levels were enhanced, particularly from the mid Llandovery, often persisting until the Ludlow and Pridoli. The likely stratification of the water column, promoted by the steady Palaeozoic drift conditions, led to the accumulation of organic-rich sediments. This has been recognized throughout the whole Iberian Massif, in sedimentary basins (currently inverted due to the Variscan Orogeny) that register contrasting features when compared to Ordovician and Devonian units. In particular, the Marão-Alvão region (northern Central Iberian Zone, Iberian Massif) yields a privileged segment of the Silurian sequence as well as its shear contact with the underlying Ordovician strata.

New preliminary geochemical data on Ordovician, Silurian and Devonian metapelitic units show a slight contrast that may infer on the contrasting sedimentary conditions during the Paleozoic drifting phase. Results show that all rocks have chemical features typical of passive margin conditions, as expected. Provenance indicators suggest dominant 'intermediate-felsic' or upper crustal sources, which are congruent with the erosion of the evolved Gondwana mainland. Only a single Devonian sample deviated from this, falling in the 'basic rock' source and in the active continental margin fields; this could be due to local chemical increase of iron and magnesium or the contribution of the (now subducting) oceanic basins. Silurian rocks contain considerable amounts of organic carbon when compared to the Ordovician and Devonian samples. Similarly, the increase in redox-sensitive trace elements is also evident, specifically the high vanadium over chromium (presumably adsorbed in organic matter prior to the Variscan metamorphic recrystallization), inferring the anoxic depositional environment.

The progressive shift in depositional environments during Silurian sedimentation toward more anoxic conditions, now recorded in the Silurian metasedimentary successions, likely played a significant role in the accumulation of organic matter. These organic-rich layers, originally formed under limited redox conditions, may have acted as mechanically weak horizons during the Variscan Orogeny, as organic matter reduces the cohesion and friction of rocks. Recrystallized graphite can further reduce friction along deformation planes, increasing the potential for localized shearing. These results highlight the potential influence of early depositional conditions on later tectonic processes, suggesting that Silurian anoxia preconditioned the basin architecture for strain localization during Variscan deformation.

Acknowledgements: This work is supported by FCT (Fundação para a Ciência e Tecnologia) is acknowledged for the funds through the projects UIDB/04683 and UIDP/04683 granted to Instituto das Ciências da Terra (ICT). JR also acknowledges the FCT for support

through the PhD grant with reference UI/BD/150937/2021
(<https://doi.org/10.54499/UI/BD/150937/2021>).