



MESO AND MICROSTRUCTURAL STUDY OF THE ARMORICAN QUARTZITES AND URRÁ FORMATIONS IN THE PORTALEGRE-ESPERANÇA SUBDOMAIN: STRATIGRAPHIC AND KINEMATIC IMPLICATIONS TO PALEOZOIC OROGENIC EVOLUTION

Pereira, M.F.¹, Silva, J.B.², Ribeiro, C.¹, Mateus, A.²

¹ Departamento de Geociências da Universidade de Évora, Apartado 94, 7001 Évora Codex, Portugal, e-mail: mpereira@uevora.pt

² Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C2-5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal

Abstract

Along the contact between Ossa-Morena Zone and Central Iberian Autochthonous, bounded by major shear zones, the Portalegre-Esperança Subdomain, which includes the Armorican Quartzite and the Urrá Formations, are of particular interest to the understanding of the variscan deformation events.

The stratigraphical and structural relations between the arenig quartzites and the metamorphosed volcanic-sedimentary Urrá Formation, lead to the reinterpretation of the latter as possibly being Lower Ordovician.

Microstructural studies, in the Portalegre-Esperança subdomain, allowed a better understanding of the structural style changes from folding and oblique thrusting (Portalegre) to strong strike slip deformation (Esperança).

Enquadramento Geológico

Os sectores de Portalegre e da Esperança, estão localizadas ao longo de extensa zona de cisalhamento que faz a transição dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena (ZOM) para os domínios meridionais do Autóctone Centro-Ibérico (ACI).

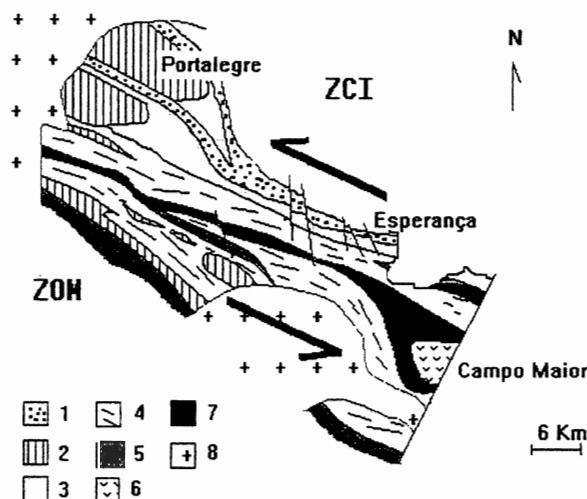


Figura 1 - Mapa geológico esquemático da fronteira ZOM / ZCI (Nordeste Alentejano). Legenda: 1-Formação de quartzitos armoricanos (ordovícico inferior), 2- granitóides ante-variscos; 3- Formação da Urrá (Ordovícico inferior?); 4- Formação de Mosteiros (Proterozóico Superior da Série Negra), 5- facies de plataforma do Câmbrio, 6- gabros e noritos ante-variscos, 7- corredor blastomilonítico de alto grau, 8- granito tardi-varisco.

Nesta macroestrutura designada por Subdomínio de Portalegre-Esperança (Pereira e Silva, 1995) estão representadas rochas paleozóicas de fácies detríticas típicas do ACI, quartzitos atribuídos ao Arenigiano (Gonçalves, 1971) e xistos ampelíticos Lanvirniano-Landeilianos (Gonçalves et al., 1978) surgindo, estratigraficamente abaixo, um conjunto vulcano-sedimentar denominado por Formação da Urrá). Este último é correlacionável com as fácies porfíroides subjacentes ao Câmbrio da ZOM e discordantes sobre a Série Negra



(Gonçalves, 1971), sendo-lhe atribuída uma idade Proterozóico superior (Gonçalves, 1978).

Trabalhos recentes revelam que, em algumas áreas da região estudada, a passagem da Formação da Urra para a Formação do Quartzito Armoricano é sublinhada por um acréscimo da componente detrítica da sequência vulcano-sedimentar. Esta componente detrítica grosseira compreende calhaus rolados de quartzito e lidito (provavelmente proveniente da Série Negra) numa matriz quartzo-filítica que é igualmente encontrada nos níveis conglomeráticos intraformacionais da base da Formação do Quartzito Armoricano (Pereira et al., em progresso). Este tipo de transição, sugestiva duma evolução gradual com diminuição da componente sedimentar fina e da componente vulcânica, e aumento da componente detrítica grosseira, indica uma variação gradual de facies, dificilmente compatível com um hiato estratigráfico ligado à ausência do Câmbrio sugerida por Oliveira et al. (1991). Este facto observável na ribeira do Abrilongo, na ribeira de Palheiros e no rio Caia, tendo já sido descrito por Teixeira (1981) para a região de Castelo de Vide (Capela de N^aSr^a Penha), coloca em causa a idade Precâmbrica atribuída à Formação da Urra, sugerindo que a mesma poderá incluir a base do Ordovício.

Análise Macroestrutural

O estilo macroestrutural associado ao subdomínio de Portalegre-Esperança decorre da intensa movimentação esquerda, pronunciada com vergência geométrica para Nordeste. Observam-se duas ordens de dobramento varisco em regime de deformação progressiva que afectam a sequência vulcano-sedimentar da Urra e a série suprajacente de quartzitos armoricanos e xistos ampelíticos; reconhecem-se dobras quilométricas (macroscópicas) e dobras decamétricas a métricas (mesoscópicas) associadas a estruturas do tipo rampa-patamar. Observa-se ainda um fabric-S protomilonítico-milonítico que se desenvolve essencialmente nos flancos das dobras macroscópicas, o qual é afectado pelos dobramentos decamétricos. Estas dobras mesoscópicas, que por vezes apresentam clivagem de plano axial, associam-se a estruturas do tipo rampa-patamar que se desenvolvem ao longo de planos preferenciais de movimento nos níveis pelíticos intercalados nas bancadas espessas de quartzito. Posteriormente, desenvolve-se uma clivagem de crenulação, que se sobrepõe às estruturas anteriores. Por último, desenvolve-se uma geometria de acidentes direitos, NW-NNW - SW-SSW, subverticais, que definem uma estrutura em dominó incutida pelo cisalhamento esquerdo regional (Sanderson et al., 1991).

Em termos geométricos é possível definir duas situações (Pereira e Silva, em impressão) para a deformação dúctil varisca nesta zona de cisalhamento, cujo desenvolvimento é condicionado pela orientação geral das estruturas, evoluindo em regime de cisalhamento esquerdo: 1) o sector de Portalegre onde predomina a componente cavalgante oblíqua e, 2) o sector da Esperança onde se concentra a componente de desligamento sub-horizontal, embora mantendo o sentido de transporte para nordeste.

No sector de Portalegre (onde se inclui o sinclinal de Fortios), as litologias relativas à Formação da Urra e ao granito de Portalegre apresentam uma foliação predominante N45-65° W, 75-85° SW-SSW com lineação de estiramento a mergulhar 20-40° W-WSW, com critérios de movimentação sinistrogira (caudas



de pressão assimétricas, planos c+s+c'); À sequência de quartzitos armoricanos associam-se dobras quilométricas sinclinais que preservam no núcleo os xistos lanviridiano-landeilianos, com planos axiais paralelos ao fabric L-S do conjunto ante-arenigiano; dobras estas condicionadas pela existência de zonas de cisalhamento esquerdo extremamente inclinadas com componente cavalgante forte (cavalgamento de Portalegre), que laminam os seus flancos com desenvolvimento de intensa milonitização; surge, ainda, uma clivagem de crenulação nos xistos ampelíticos ordovícicos, que afecta o fabric L-S anterior, apresentando desenvolvimento de dobras milimétricas com eixos bastante inclinados, mergulhando 30-50° S-SSE.

No sector da Esperança, (ribeira de Abrilongo) as litologias incluídas na Formação da Urra apresentam valores de foliação N80-85° W, 70-80° S, cuja direcção é coincidente com os planos axiais das dobras quilométricas; o estiramento mergulha 6-12° W, com critérios de movimentação sinistrógiara (caudas de pressão assimétricas, planos c+s+c'); existe uma clivagem de crenulação bem preservada nos níveis mais pelíticos, onde os eixos dos microdobramentos mergulham 35-55° S-SE; as dobras menores que se desenvolvem nas bancadas quartzíticas afectam um fabric milonítico anterior, e apresentam eixos paralelos ao estiramento, mergulhando suavemente para oeste, fazendo um pequeno angulo com os eixos das dobras maiores que inclinam suavemente para leste; observam-se ainda faixas de deformação associadas a diferentes zonas de cisalhamento com geometria de rampas, por vezes, agrupadas em estruturas do tipo rampa-patamar que condicionam a geometria das dobras menores que constituem empilhamentos sucessivos, vergentes para nordeste.

Análise Mesoestrutural

No sector de Portalegre foram delimitadas à escala mesoscópica os principais corredores de cisalhamento que acomodaram a deformação ocorrida em regime dúctil, com o objectivo de se analisar a sua cinemática e dinâmica, compatibilizando-as com a descrição geométrica das estruturas desenvolvidas na dependência da movimentação do cavalgamento de Portalegre.

A estrutura é definida por um sinclinal apertado de Ordovícico N45-50W com eixo subhorizontal vergente para NE, com flanco sudoeste invertido laminado pelo cavalgamento de Portalegre e, limitado a nordeste pelo granito de Portalegre. A foliação de plano axial contem uma lineação de estiramento 20-40° W-WNW, marcada pela orientação preferencial dos grãos de quartzo.

O cavalgamento de Portalegre, N40W,80SW coloca um litótipo caracterizado por possuir clastos de quartzo e de feldspato englobados numa matriz quartzo-filítica (Formação da Urra, Gonçalves e Fernandes, 1973), que em secções que contêm a lineação de estiramento e são perpendiculares à foliação, mostram estruturas assimétricas que indicam movimentação esquerda com topo para SE, sobre as bancadas espessas de quartzito armoricano. Destacam-se critérios cinemáticos, como sejam, caudas assimétricas/sombras de pressão em grãos de quartzo e feldspato, bordos de subgrãos de quartzo oblíquos à foliação, planos c + s e estruturas do tipo "mica-fish".



Sector de Portalegre (Sindinal de Fortões)



Sector de Esperança (Ribeira de Abrilongo)



Figura 2 - Cortês esquemáticos interpretativos da estrutura no sector de Portalegre e no sector de Esperança (Legenda: 1- fácies porfíroide da Formação da Urra; 2- quartzitos da Formação de Quartzito Armoricano; 3-xistos ampelíticos da Formação de Quartzito Armoricano; 4-granito de Portalegre).

No flanco inverso N30W,86SW, na pedreira da Penha, foi amostrado um corredor estrutural de intensa movimentação cisalhante esquerda N40W, subvertical, com estiramento 30°WSW, com a intenção de se caracterizar microscopicamente a deformação aí concentrada.

No flanco normal N44W,66SW, perto da capela de N.Sra. da Penha estudou-se um corredor estrutural N36W,82SW com estiramento 16,N36W, a afectar bancadas espessas de quartzito com passagens conglomeráticas. Neste flanco o contacto do granito tectonizado de Portalegre é feito com facies vulcano-sedimentares da Urra e directamente com a base dos quartzitos armoricanos. Note-se a presença de encraves de quartzitos no seio do granito.

No Sector de Esperança a estrutura é caracterizada pelo desenvolvimento de dobramento associado a zonas de cisalhamento que promovem empinhamentos.



As dobras menores surgem com eixos 10-12 W e apresentam clivagem de plano axial que se paraleliza nos flancos a um fabric-S protomilonítico-milonítico anterior. O estiramento medido na foliação dobrada apresenta valores para o mergulho próximo das inclinações dos seus eixos já referidos.

Nos quartzitos é evidente a partição da deformação com o aparecimento de corredores miloníticos a limitarem faixas sem deformação evidente e que preservam, por vezes, estruturas sedimentares primárias. Discute-se o facto da deformação se concentrar ou não preferencialmente nos flancos das dobras maiores e o facto de nos níveis ampelíticos servirem de planos de deslizamento posteriores à foliação milonítica e aos quais estarão associadas as dobras menores.

Análise Microestrutural

Os quartzitos examinados são bastante puros e predominantemente constituídos por grãos de quartzo de dimensão média a grosseira; filossilicatos intersticiais (de natureza moscovítica predominante), grãos rolados com dimensão micrométrica de zircão e turmalina (estes últimos bastante escassos), constituem as principais fases minerais acessórias. Em domínios relativamente preservados da deformação cisalhante, estas rochas não apresentam qualquer tipo de *fabric* e exibem endurecimento heterogéneo, o qual se traduz frequentemente por: 1) extinção ondulante pronunciada; 2) fracturação intragranular notória; 3) desenvolvimento de bandas e lamelas de deformação; 4) subgranulação inter- e intragranular mais ou menos evidente; e 5) recristalização incipiente. Note-se, porém, que nos domínios rochosos originalmente mais ricos em filossilicatos, tais aspectos microestruturais se manifestam de modo bastante mais incipiente, porquanto a presença dos primeiros minerais facilita o escorregamento intergranular, impedindo ou retardando a cedência intracristalina do quartzo; algo de semelhante acontece nos horizontes quartzo-pelíticos, onde a menor granularidade dos agregados de quartzo e a abundância relativa de filossilicatos tendem a favorecer o escorregamento intergranular e a génese de microfracturas inter- e transgranulares.

Na proximidade dos corredores de cisalhamento, os quartzitos adquirem geralmente um *fabric* tectónico acentuado que, à escala microscópica, consiste em alinhamentos de grãos de quartzo achatados e indentados, cujas junções intergranulares se encontram invariavelmente sublinhadas por escassos subgrãos e numerosos grãos recristalizados de dimensão média em torno de 50 μm . Nestes casos, a frequente preservação de estruturas do tipo núcleo/manto constitui um excelente indicador do balanço efectivo entre os processos de recuperação e recristalização dinâmica do agregado cristalino. A passagem gradual deste tipo de texturas às que tipicamente descrevem rochas protomiloníticas, marca, por norma, as faixas de cedência que macroscopicamente limitam os corredores de cisalhamento; os grãos primários de quartzo (fortemente endurecidos) adquirem então morfologia fusiforme característica e, na maioria das situações, encontram-se rodeados por mantos de grãos recristalizados de dimensão média compreendida entre 20 e 30 μm . Estádios de maior ductilidade do agregado possibilitam o desenvolvimento de autênticas fitas de quartzo que, na maioria das situações, se encontram relativamente mal preservadas mercê da intensa recristalização dinâmica. A



presença duma matriz recristalizada é apenas reconhecida em domínios particulares das zonas de cisalhamento, permitindo, no entanto, inferir a presença de corpos miloníticos *s.s.* (localmente ultramiloníticos) no seio das mesmas.

Acresce mencionar o facto das rochas quartzíticas serem frequentemente cortadas por várias famílias de veios quartzosos irregulares, por vezes anastomosados, cujo desenvolvimento pode ser imputável aos processos metamórficos. Tal não merecia registo especial não fosse o facto de alguns dos preenchimentos siliciosos observados apresentarem forte cedência dúctil e, quando afectados pelos corredores de cisalhamento, evidenciarem *fabrics* em continuidade microestrutural com os exibidos pelas rochas protomiloníticas, sugerindo que grande parte da deformação acomodada ao longo daqueles corredores tectónicos se processou muito provavelmente após o pico de metamorfismo térmico sin-instalação do granito de Portalegre.

Conclusões

Da análise das relações geológicas apresentadas podemos concluir três pontos principais:

- 1) no que diz respeito às relações estratigráficas, é sugerido que as unidades da Formação de Quartzito Armoricano passem gradualmente, para a base, às unidades incluídas na Formação da Urra, sem considerar a existência de uma discordância importante, ao ponto de eliminar o registo Câmbrico;
- 2) no que se refere à geometria apresentada verifica-se que o dobramento varisco se desenvolve sob influência de um regime cisalhante esquerdo progressivo, admitindo-se a génese de um fabric-S associado a intensa milonitização. Esta foliação tende a concentrar-se preferencialmente nos flancos das dobras quilométricas observadas, sendo por sua vez afectada por dobramento menor;
- 3) a alternância entre domínios com textura protomilonítica ou milonítica *s.s.*, traduzindo cabalmente a cedência heterogénea das rochas quartzíticas e quartzo-pelíticas, regista indubitavelmente o estabelecimento dum regime de deformação caracterizado por *strain rate* baixo sob condições de temperatura mais provável entre os 350 e os 400°C, cujos valores estimados são compatíveis com os apresentados por Burg et al. (1981) para a deformação do granito de Portalegre; neste contexto, importa salientar que os corredores de maior ductilidade tendem a desenvolver-se preferencialmente ao longo dos níveis de quartzito mais impuro e/ou de natureza quartzo-pelítica.

Agradecimentos

Colaboração de Francisco Gonçalves e de Rui Dias.

Este trabalho foi suportado financeiramente pelos projectos PLATEC:NºPRAXIS/2/2.1/MAR/08/94 e REDIBER:PBICT/P/CTA/2113/95, JNICT.

Bibliografia

Burg, J.; Iglésias, M.; Laurent, P.; Matte, Ph.; Ribeiro, A. (1981) - Variscan intracontinental deformation: The Coimbra - Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 76. pp.161-177

Gonçalves, F. (1971). Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano. Memória Nº18 (Nova Série). Serviços Geológicos de Portugal, pp. 62, Lisboa.



Gonçalves, F. e Fernandes, A. P. (1973). Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 2-B (Portalegre). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Gonçalves, F., Perdigão, J.C., Coelho, A.V.P. e Munhá, J.M., (1978). Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 33-A (Assumar). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Pereira, M.F. e Silva, J.B. (1995). Characterization of the ductil variscan deformation within the Ossa Morena Zone (OMZ)/ Central Iberian Autochthonous (CIA) transition zone (Northeast Alentejo, Portugal). Comunicaciones XIII R.G.O.P., ANNUAL IGCP Project-319 MEETING Salamanca 1995, pp.135-139

Pereira, M.F. e Silva, J.B. (em impressão). A Estrutura nos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena: A Faixa Blastomilonítica e a Zona de Transição com o Autóctone Centro-Ibérico (Nordeste Alentejano). Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). In Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. A.Araújo & M.F.Pereira (eds).

Quesada, C., Apalategui, O., Eguiluz, L., Liñan, E. e Palacios, T. (1990). 2. Stratigraphy Part V. Ossa - Morena Zone. pp. 252-270, In Pre-Mesozoic Geology in Iberia, R.D.Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag

Sanderson, D.J., Roberts, S., McGowan, J.A e Gumiel, P. (1991). Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, west Spain. Journal Geological Society, London, Vol.148, pp. 893-898

Teixeira, C. (1981). Geologia de Portugal. Vol. I - Precâmbrico, Paleozóico. Fundação Calouste Gulbenkian. 629 p.