

Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis ⁽¹⁾

Por

ANTÓNIO RIBEIRO *, EURICO PEREIRA * e LUÍS SEVERO **

Palavras-chave: Portugal; zona de cisalhamento; Faixa Blastomilonítica; perfil de deformação; arco ibero-armoricano.

Resumo: O Bordo ocidental do Maciço Hespérico corresponde a uma zona de falha muito importante, com uma evolução complexa do Carbónico ao Quaternário. Na transversal de Oliveira de Azeméis a falha traduz-se por uma zona de cisalhamento com direcção N-S e 3,5 a 4 km de largura. Afecta granitos sintectónicos com idades isotópicas de 300 milhões de anos. A xistosidade e foliação, subvertical é devido a actuação de segunda fase de dobramento varisco e a sua geometria sigmoidal mostra que o cisalhamento jogou principalmente como desligamento direito.

Os perfis de deformação através da zona de cisalhamento permitiram o cálculo de γ entre 28 e 33, correspondente a um deslocamento dúctil de 60 a 80 km. Isto sugere que as rochas de alto grau de metamorfismo regional da região de Oliveira de Azeméis poderiam ser a extensão ocidental da Faixa Blastomilonítica de Cordova-Badajoz-Tomar, com um deslocamento de cerca de 100 km. O significado geodinâmico desta faixa de cisalhamento é referido no contexto do arco ibero-armoricano.

Abstract: The Western border of the Hesperic Massif is a very important fault zone with a complex evolution since Carboniferous to Quaternary times. In the Oliveira de Azeméis traverse the fault corresponds to a N-S shear belt 3,5 to 4 km wide. It affects syntectonic granites with 300 MY isotopic ages. The steep schistosity and foliation, is due to a second Variscan fold phase and its sigmoidal pattern shows that the shear is mainly a dextral wrench-fault.

The strain profiles through the shear zone allows a calculation of γ values between 28 and 33, corresponding to a ductile displacement of 60 to 80 km. This suggests that the high-grade rocks of the Oliveira de Azeméis area could be the western extension of the Cordova-Badajoz-Tomar Blastomylonite Belt, with a displacement of nearly 100 km. The geodynamic significance of this shear belt is referred in the context of the ibero-armorican arc.

1. INTRODUÇÃO

O bordo ocidental do Maciço Hespérico é constituído por um acidente importante, que se estende do Porto a Tomar, passando por Coimbra (Fig. 3). Este acidente possui uma história complexa; assim, no Westefaliano superior corresponde a um desligamento dúctil direito (RIBEIRO, 1974); no Estefaliano superior a um desligamento frágil esquerdo; posteriormente ao Antuniano mas anteriormente ao Triássico a uma falha inversa com cavalgamento para Este (RIBEIRO, 1979); durante o Meso-Cenozóico, corresponde a uma falha normal segundo o bordo do Fosso Lusitaniano, sendo provável que este jogo prossiga no Quaternário, uma vez que há epicentros de sismos alinhados com o acidente.

O acidente de Porto-Tomar separa sequências pertencentes à Zona de Ossa-Morena, a W, de sequências pertencentes à Zona Centro-Ibérica, a E (RIBEIRO *et al.*, 1972).

A cartografia da folha 13-D, Oliveira de Azeméis, na escala 1:50 000, (SEVERO, 1974 e PEREIRA, SEVERO e MOREIRA, 1980) permitiu um estudo detalhado do acidente Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. Propomo-nos, nesta publicação, proceder a uma análise de deformação do acidente Porto-Tomar nesta transversal, para elucidar, sobretudo, a amplitude do desligamento dúctil direito que se produziu ao longo do acidente durante o Westefaliano superior.

⁽¹⁾ Comun. apresentada no I Encontro de Geociências, em Lisboa (Dez. 1979).

* Serviços Geológicos de Portugal.

** Universidade de Aveiro.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÓNICO

Na transversal de Oliveira de Azeméis podem distinguir-se fundamentalmente três unidades geológicas e estruturais (PEREIRA, SEVERO e MOREIRA, 1980):

a) a Oeste ocorrem metassedimentos Precâmbrios intruídos por ortogneisses com idades isotópicas de 360 MA; esta unidade pertence à Zona de Ossa-Morena.

b) no Centro uma banda de direcção N-S, com 3,5 a 4 km de largura, constituída por metassedimentos derivados dos xistos das Beiras, de idade Câmbrica e/ou Precâmbrica superior, e por quartzitos do Ordovícico inferior que mais a Sul são estratigraficamente recobertos por xistos do Ordovícico médio com fósseis (DELGADO, 1908); o conjunto é intruído por ortogneisses com idades isotópicas de 360 MA.

c) a Leste ocorrem metassedimentos derivados dos xistos das Beiras intruídos por granitos deformados com idades isotópicas de 300 MA, pertencentes ao grupo dos «Older granites» (OEN, 1970).

As unidades b) e c) pertencem à Zona Centro-Ibérica.

Do ponto de vista tectónico é possível distinguir duas fases de deformação principais, não sendo de excluir a possibilidade de existência de uma

fase intermédia, ainda mal caracterizada. A primeira fase de deformação dá dobras deitadas com eixos próximos de N-S e vergências para Oeste; foi mesmo possível evidenciar uma dobra deitada, pertencente a esta fase, bem desenhada pelos quartzitos ordovícicos e que atinge mais de 1 km de flanco inverso. Esta fase é acompanhada pela produção de uma xistosidade de plano axial das dobras, S1, coplanar com a foliação dos ortogneisses com 360 MA. Estes seriam contemporâneos desta primeira fase de deformação, que estaria assim datada, tratando-se pois de uma fase hercínica precoce.

Uma segunda fase gera dobras com plano axial subvertical; nos xistos de baixo grau produz-se uma clivagem de crenulação, S2, muito penetrativa, que retranspõe S1 e passa à xistosidade de paragneisses de alto grau de metamorfismo; nos granitos com 300 MA de idade isotópica gera-se uma foliação S2, que é no entanto menos penetrativa que S2 do encaixante, e nos ortogneisses com 360 MA há retransposição da foliação primitiva por uma nova foliação S2. Estas relações sugerem que os granitos com 300 MA são, grosso modo, sintectónicos em relação à segunda fase de deformação, que pode assim ser datada do Westefaliano superior (RIBEIRO, 1974).

Se considerarmos a orientação de S2 ao longo da área em estudo (Fig. 1) verifica-se que, sendo

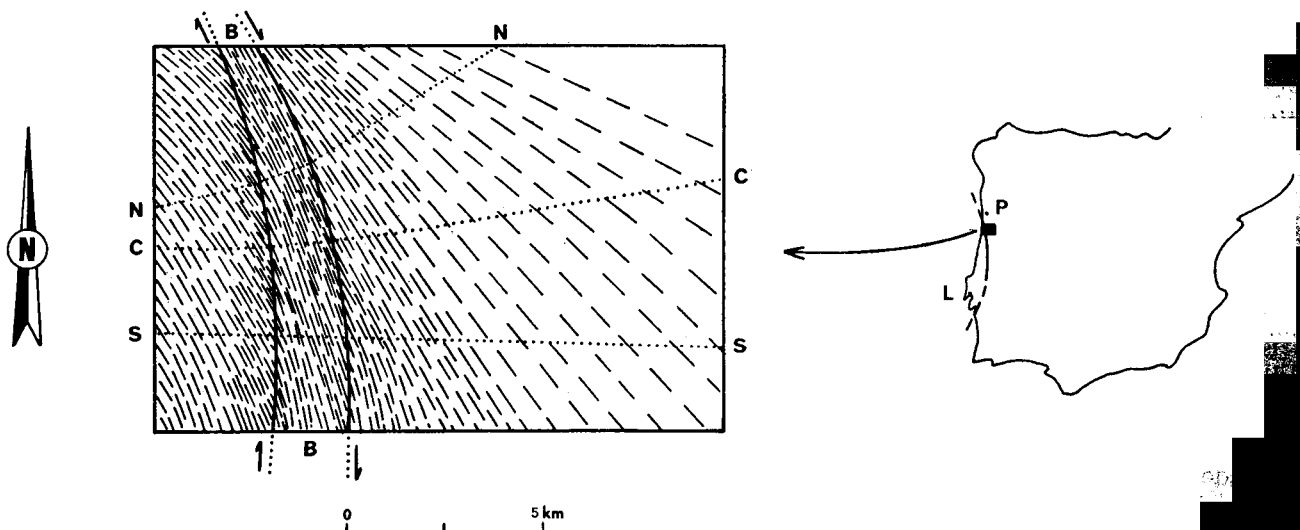


Fig. 1

a inclinação sempre próxima da vertical, há variações significativas da direcção. Assim, na zona central S2 é próximo N-S e à medida que nos afastamos desta zona central, para E ou para W, S2 roda progressivamente, tomando uma direcção próxima de NW-SE. S2 desenha assim uma curvatura signóide, típica das zonas de cisalhamento (RAMSAY e GRAHAM, 1970); uma vez que S2 é sempre próximo da vertical deduz-se que o cisalhamento corresponde a um desligamento direito. Esta conclusão é também apoiada pela presença de um fabric linear, geralmente pouco inclinado, contido em S2.

O estudo das relações cristalização-deformação fornece elementos que permitem completar o quadro geológico-estrutural atrás esboçado. Assim o metamorfismo regional hercínico é do tipo intermédio de baixa pressão em toda a área e a W está provavelmente impresso num metamorfismo precâmbrico. É possível evidenciar isógradas que vão da zona da clorite à da silimanite, e nesta última zona passa-se, em domínios restritos, a migmatitos. Este metamorfismo regional é posterior à primeira fase de deformação mas anterior à segunda, se atendermos às relações texturais à escala microscópica. A mesma conclusão se impõe a partir de uma análise macroscópica, uma vez que as isógradas estão dobradas pelas estruturas da segunda fase. Na banda central, onde a deformação devida a esta fase é mais intensa as texturas blastomiloníticas são mais evidentes, com transformação de granitos em ortogneisses blastomiloníticos e das rochas das sequências pelíticas e psamíticas em filonitos. A banda central pode pois ser considerada como um exemplo de Faixa blastomilonítica (Fig. 1).

Fracturas de vários estilos compartimentam a área estudada. Uma família, de direcção N-S, exprime-se nos bordos da Banda Blastomilonítica mas também no seu interior, como por exemplo aquela que é ocupada pelo Grande Filão das Beiras. Uma outra família recorta a anterior, correspondendo a desligamentos direitos de direcção predominante NE-SW.

Para uma visão mais detalhada da geologia regional consulte-se (SEVERO, 1974) e a Notícia Explicativa da folha 13-D, Oliveira de Azeméis (PEREIRA, SEVERO e MOREIRA, 1980).

3. PERFIS DE DEFORMAÇÃO NA TRANSVERSAL DE OLIVEIRA DE AZEMÉIS

Nas zonas de cisalhamento é possível computar a deformação finita ao longo de um perfil da zona e, integrando a deformação finita, determinar o deslocamento total através da zona (RAMSAY e GRAHAM, 1970); a matriz de deslocamento simplifica-se no caso de cisalhamento simples inhomogéneo afectando um material isotropo, mas as condições de fronteira são restritivas, visto que toda a deformação está concentrada na própria zona de cisalhamento. É pois necessário averiguar em que medida estas condições de fronteira estão preenchidas no caso da zona de cisalhamento em estudo.

Verifica-se que a segunda fase de deformação tende a atenuar-se para NE, à medida que nos aproximamos do sulco carbonífero dúrico-beirão (RIBEIRO *et al.*, 1972); ao longo deste sulco pode considerar-se que a segunda fase de deformação é praticamente inexistente e que portanto o elipsóide de deformação correspondente a esta fase se reduz a uma esfera; verifica-se pois que as condições de fronteira atrás referida se realizam no bordo E da zona de cisalhamento. No bordo W não se pode garantir a ocorrência das mesmas condições, visto os terrenos do soco hercínico serem recobertos por terrenos mais recentes, mas veremos mais adiante de que maneira os resultados obtidos podem vir a ser afectados por esta limitação.

Por outro lado, refira-se que as trajectórias S2, sobre as quais se vai obter o perfil de deformação («strain profile») da zona de cisalhamento, são em grande parte definidas pela foliação dos granitos com idades isotópicas de 300 MA. Ora estes granitos eram aproximadamente isotropos antes da deformação, como se prova observando as facies menos deformadas, e portanto o plano de foliação, S2, representa o plano XY do elipsóide de deformação da segunda fase. Dado o paralelismo desta foliação com o S2 do encaixante verifica-se que este também corresponderá ao mesmo plano XY do elipsóide de deformação.

Executaram-se três perfis de deformação, com orientação aproximada E-W, perpendiculares aos bordos da Banda Blastomilonítica. Em abcissa

representa-se a distância horizontal medida ao longo do perfil; em ordenada o parâmetro de deformação cisalhamento, γ , obtido a partir da equação $\tan 2\theta = \frac{2}{\gamma}$, sendo θ o ângulo de S2, traço do eixo maior da elipse de deformação com a direcção de deslocamento na zona de cisalhamento.

O exame dos perfis obtidos (Fig. 2) mostra aspectos habituais para outras zonas de cisalhamento (RAMSAY e GRAHAM, 1970). Assim individualiza-se um topo achatado, correspondente à Banda Blastomilonítica propriamente dita; nos bordos desta dá-se uma queda brusca dos valores de γ ; esta queda é porém mais forte a W que a E, o que confere uma dissimetria ao perfil. Verifica-se também que a cerca de 10 a 15 km E do bordo E

Banda Blastomilonítica não afecta grandemente o aspecto do perfil de deformação e, portanto, os valores de γ obtidos. Estes situam-se entre $\gamma = 28$ e $\gamma = 33,3$, implicando um deslocamento total de 60 a 83 km.

4. AMPLITUDE DE DESLOCAMENTO NA ZONA DE CISALHAMENTO PORTO-TOMAR

O valor que acabámos de determinar para a amplitude de deslocamento é apenas um valor mínimo, como vamos demonstrar em seguida. Assim, todo o raciocínio desencadeado para calcular esta amplitude assume que o cisalhamento

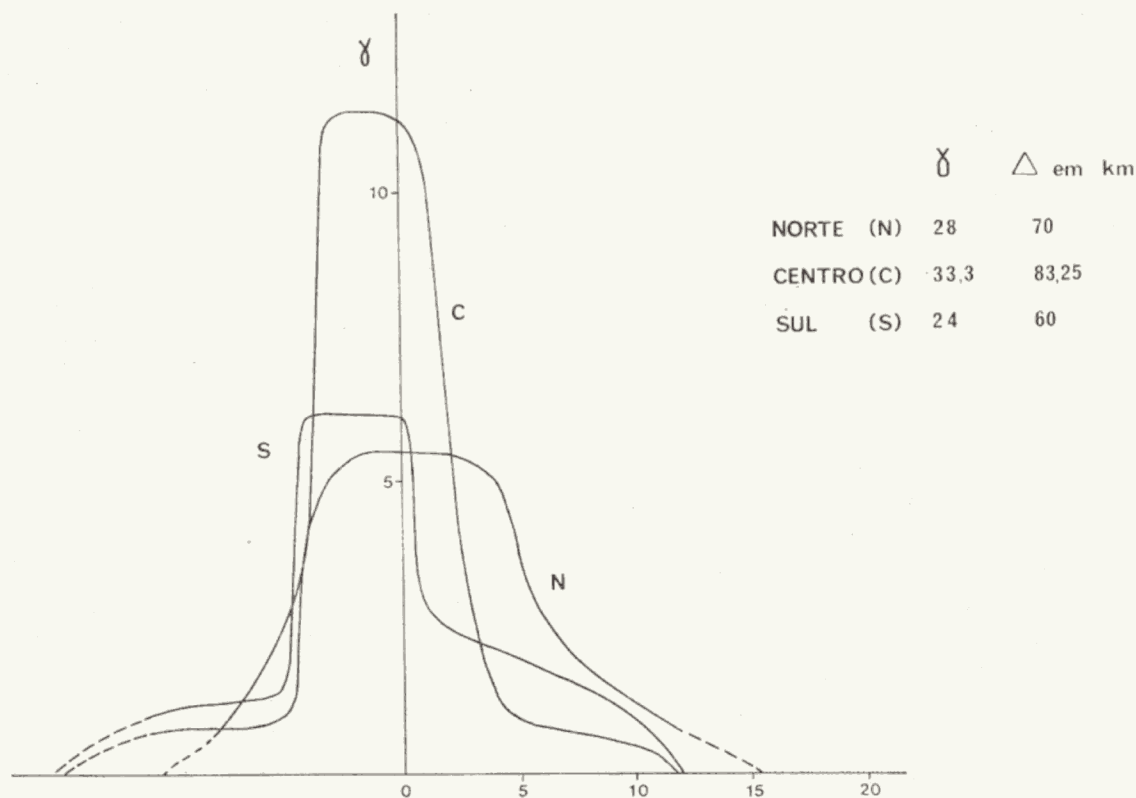


Fig. 2

da Banda Blastomilonítica os valores de γ se anulam, o que significa portanto que S2 tem uma direcção a 45° da zona de cisalhamento, tal como deveria suceder para as condições de fronteira admitidas.

Finalmente saliente-se que a extrapolação que é necessário efectuar no domínio a W da

teve um comportamento perfeitamente dúctil, isto é, sem discontinuidades por rotura.

Só nestas condições é possível aplicar o princípio da compatibilidade das deformações, postulado pela Mecânica dos meios contínuos, no qual os cálculos se baseiam (RAMSAY e GRAHAM, 1970).

Uma análise mais aprofundada das estruturas observadas sugere-nos, no entanto, que a zona de cisalhamento mostra um espectro de comportamentos desde o campo dúctil ao frágil. Assim verifica-se que na Banda Blastomilonítica a xistosidade S2 é ela mesma afectada por zonas de cisalhamento descontínuas com orientação N 25° W, subverticais, com sentido de movimento direito. Este fenómeno é observado em outras zonas de cisalhamento (BERTHÉ *et al.*, 1979) sendo designadas a xistosidade e as zonas de cisalhamento descontínuas por superfícies *s* e *c*, respectivamente. Este fenómeno não implica a existência de duas fases de deformação independentes, mas unicamente que se abandonou o campo da ductilidade ao longo da zona de cisalhamento principal e que, provavelmente, se entrou no campo de transição dúctil-frágil. Ainda posteriores a estas estruturas são as zonas de esmagamento, traduzidas por brecheação dos vários tipos litológicos e que indicam um comportamento frágil, provavelmente com rotura sísmica. Pode datar desta altura a formação do Grande Filão das Beiras, cujas texturas de preenchimento hidrotermal se pode explicar talvez pelo mecanismo de bombagem sísmica (SIBSON *et al.*, 1975).

Chega-se assim à conclusão que estão representadas todas as passagens entre o fluxo plástico da fase dúctil e a rotura sísmica da fase frágil, com provável continuidade no tempo. Esta é sugerida pela continuidade no espaço, uma vez que de Norte para Sul, na zona de cisalhamento Porto-Tomar, estão representados níveis estruturais cada vez mais elevados. Este dispositivo está de acordo com o mergulho para Sul das macroestruturas geradas durante a 2.^a fase de deformação e traduz-se, dentro da própria zona de cisalhamento, pela importância crescente, naquele sentido, que as texturas resultantes da rotura frágil ganham em relação às texturas resultantes de fluxo plástico.

Do exposto infere-se que ao deslocamento de 60 a 80 km, gerado durante a fase dúctil, haverá que acrescentar um deslocamento, por determinar, gerado durante a transição dúctil-frágil e durante a fase frágil. Para calcular o deslocamento total há pois que lançar mão de outros métodos, e em especial procurar superfícies de referência ante-

riores ao deslocamento na zona de cisalhamento de Porto-Tomar. É o que vamos tentar fazer em seguida.

Uma vez que na Banda Blastomilonítica a E de Oliveira de Azeméis a deformação é posterior ao pico do metamorfismo regional hercínico torna-se evidente que as isógradas de metamorfismo regional podem ser utilizadas como superfícies de referência anteriores ao deslocamento na zona de cisalhamento. A W da zona de cisalhamento as fácies de alto grau de metamorfismo regional ocorrem no antiforma de Oliveira de Azeméis; para encontrar fácies de alto grau de metamorfismo a E do acidente é necessário deslocarmo-nos para a região de Tomar. É aí, com efeito, que a zona de cisalhamento intersecta uma outra faixa Blastomilonítica, a Banda de Córdova-Badajoz-Arronches-Tomar. Esta corresponde a uma zona de cisalhamento esquerda, activa durante a primeira fase hercínica, ao longo da qual as fácies de alto grau de metamorfismo regional hercínico se sobrepõem a um metamorfismo regional de idade precâmbrica (RIBEIRO, 1979). O paralelismo com a faixa de Oliveira de Azeméis é notável e se admitirmos a continuidade inicial entre ambas as zonas terá que se concluir que houve um deslocamento direito de cerca de 100 km na zona de cisalhamento de Porto-Tomar durante a segunda fase de deformação hercínica (Fig. 3). Este deslocamento total resultará da adição de

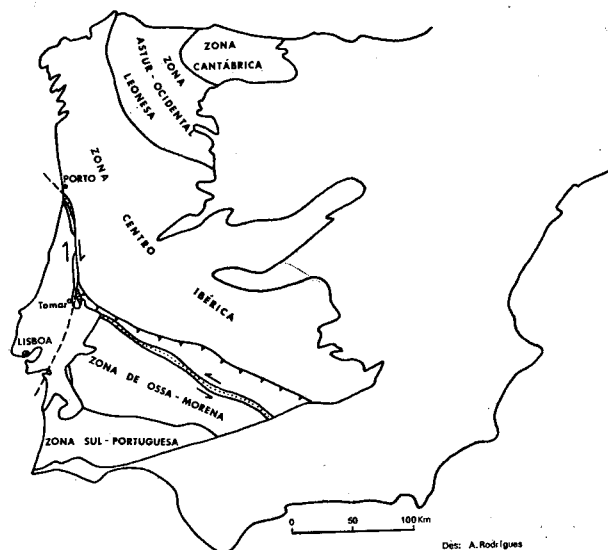


Fig. 3

60-80 km de desligamento dúctil e de 40-20 km de desligamento frágil, com o mesmo sentido. A componente principal de rejeição no acidente é horizontal, mas não se exclui uma componente vertical; esta traduz-se por um fabric linear em S2 que parece mergulhar mais fortemente à medida que nos aproximamos da região do Porto. Atribuímos este facto a um maior achatamento neste sector por nos aproximarmos das zonas mais comprimidas durante a geração do arco ibero-armoricano (RIBEIRO, 1980).

5. A ZONA DE CISALHAMENTO DE PORTO-TOMAR NO CONTEXTO DO ARCO IBERO-ARMORICANO

Demonstrámos anteriormente que o deslocamento mínimo na zona de cisalhamento de Porto-Tomar é de cerca de 60 km e que é provável que atinja os 100 km. Trata-se assim de um acidente muito importante no soco hercínico da Europa ocidental que se deve prolongar para lá dos limites do fragmento ibérico.

provável que o acidente se prolongue até à região de Setúbal. Para norte torna-se difícil de seguir o acidente na margem continental.

Tentemos agora correlacionar o acidente de Porto-Tomar com acidentes do mesmo estilo noutros sectores da cadeia hercínica (Fig. 4). Uma correlação defendida por vários autores (RIES, 1978) consiste em prolongá-lo na zona de cisalhamento sul-armoricana (BERTHÉ *et al.*, 1979), que é também um desligamento direito com alguns kms de deslocamento total, e que também afecta granitos de idade comparável ou levemente mais antigos. Nesta hipótese o acidente descreveria o arco ibero-armoricano, com uma amplitude de deslocamento crescente para S, o que estaria de acordo com um modelo do tipo oróclino para a génese deste arco (RIES e SHACKLETON, 1976). Mas outras correlações são possíveis no estado actual dos conhecimentos e parece-nos mesmo que a correlação atrás referida é dificilmente conciliável com o sentido da curvatura que os dois acidentes exibem. Num esquema de indentação plástica por colisão (MATTE e RIBEIRO, 1975) geram-se no ramo ibérico e no ramo armoricano

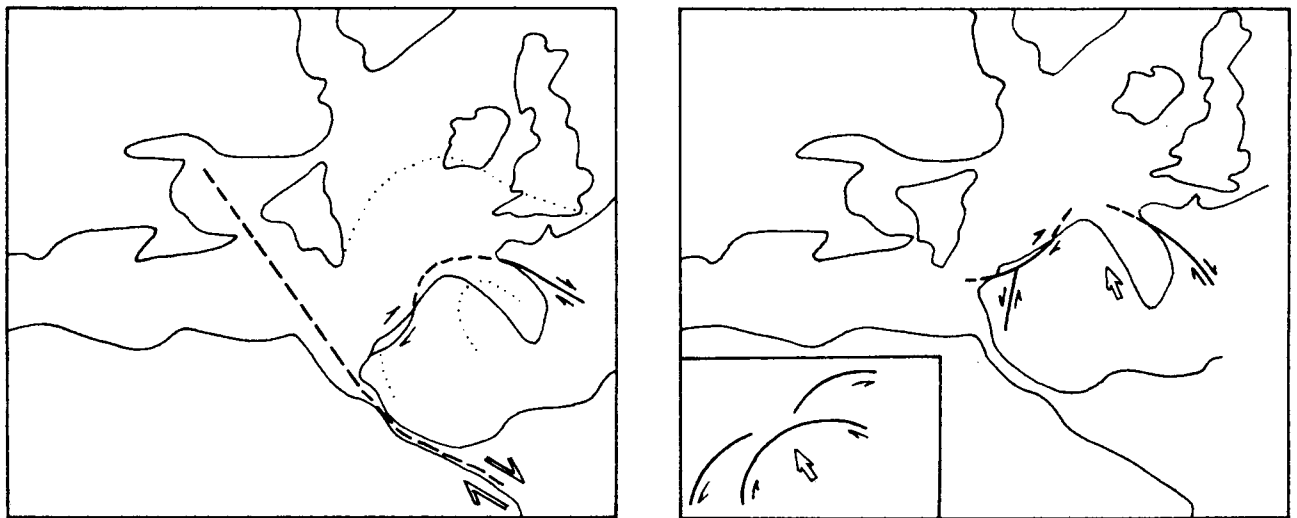


Fig. 4

Tentemos seguir o traçado do acidente, em primeiro lugar, no interior deste fragmento. Para sul de Tomar a zona de cisalhamento é recoberta pelos terrenos terciários e quaternários da Bacia do Tejo e Sado, mas tendo em conta as isóbatas da base desta cobertura (RIBEIRO *et al.*, 1972) é

desligamentos com movimentação oposta; seria o caso da Banda Córdova-Tomar, esquerda; e Zona de cisalhamento sul-armoricana, direita; por outro lado, não é ainda claro qual a fractura, se existe, que poderia ser simétrica da zona de cisalhamento Porto-Tomar.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos colegas M. SERRANO PINTO, por ter comunicado alguns resultados de idades isotópicas de granitos da região de Oliveira de Azeméis, e A. MOREIRA, por ter colaborado na cartografia; e agradecem as discussões tidas com o Prof. W. PITCHER (Liverpool) e os Drs. Ph. MATTE, J. P. BURG (Montpellier) e M. IGLESIAS (Salamanca).

BIBLIOGRAFIA

- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. and JEGOUZO, P. (1979)—Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear zone. — *Journal of Structural Geology*, Vol. 1, n.º 1, pp. 31-42.
- DELGADO, J. F. N. (1980) — Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 245 pp.
- OEN, I. S. (1970) — Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. y Min.*, T. 81, II-III, pp. 167-184.
- PEREIRA, E., SEVERO, L. e MOREIRA (1980) — Notícia Explicativa da folha 13-D, Oliveira de Azeméis. *Serv. Geol. Port.* (em impressão).
- MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1975) — Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la génèse de l'arc ibéro-armoricain. *C. R. Ac. Sc. Paris*, S r. D, 280, pp. 2825-2828.
- RAMSAY, J. G. and GRAHAM, R. H. (1970) — Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7, pp. 786-813.
- RIBEIRO, A. (1974) — Contribution   l'étude tectonique de Tr s-os-Montes oriental. *Mem. n.º 24 (NS), Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 177 p.
- RIBEIRO, A. (1979) — Introduction   la géologie du Portugal, 26.º Congresso Geológico Internacional (em impress o).
- RIBEIRO, A. (1980) — Análise da deforma o finita no arco hercínico ibérico (em prepara o).
- RIBEIRO, A.; CONDE, L. e MONTEIRO, J. H. (1972) — Carta Tect nica de Portugal, escala 1:1 000 000. *Serv. Geol. Port.*
- RIES, A. (1978) — The opening of the Bay of Biscay. A review. *Earth-Science Reviews*, 14, pp. 35-63.
- RIES, A. and SHACKLETON, R. — Pattern of strain variation in arcuate fold belts. *Phil. Trans. R. Soc. A* 283, pp. 281-8.
- SEVERO, L. (1974) — Geologie und Petrologie des Gebietes von Oliveira de Azeméis und Albergaria-a-Velha (Portugal). Tese, Universidade Livre de Berlin, 261 p.
- SIBSON, R. H.; MOORE, J. Mc. M. and RANKIN, A. H. (1975) — Seismic pumping a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. Lond.*, Vol. 131, pp. 653-659.