

O fosso da Ribeira de Telhares (SW de Portugal). Um elemento pertencente a um alinhamento de *grabens* subparalelo ao sistema Arrifóias-Aljezur-Sinceira

The Ribeira de Telhares depression (SW Portugal). One element of a belt of grabens subparallel to the Arrifóias-Aljezur-Sinceira system

E. J. GONZÁLEZ-CLAVIJO* & R. P. DIAS*

Palavras-chave: graben; falhas normais; desligamentos; Miocénico; Pliocénico; neotectónica.

Resumo: O fosso da Ribeira de Telhares é uma depressão tectónica de direcção geral N-S e dimensão 5 × 1 km. É controlado por falhas normais longitudinais (N-S) e transversais (ENE-WSW) que, posteriormente, têm movimentação em desligamento esquerdo as longitudinais e direito as transversais. Os dois sistemas de falhas fragmentam o fosso em vários *horsts* e *grabens* menores. Os sedimentos que preenchem o fosso foram divididos em duas formações, de Telhares e de Tramagueira, que, por correlação estratigráfica, foram atribuídas ao Tortoniano Superior-Messiniano Inferior e ao Gelasiano, respectivamente. Estes depósitos sedimentares formaram-se em meio continental, com clima sub-húmido sazonal e, provavelmente, relacionados com relevos próximos. Estão parcialmente cobertos por depósitos fluviais quaternários que constituem a planície aluvial actual e por sedimentos quaternários que formam vários sistemas de terraços. Com excepção dos depósitos quaternários, os materiais da cobertura interior do fosso estão falhados e apresentam estruturas interpretadas como paleossismos. Este fosso faz parte de um sistema de fossos subparalelo ao sistema Arrifóias-Aljezur-Sinceira, situado 25 km para W.

Key-words: graben; normal and strike-slip faults; Miocene; Pliocene; Neotectonics.

Abstract: The Ribeira de Telhares morphological depression is a N-S graben, 5 × 1 km in size. Related dip slip faults are longitudinal (N-S) and transversal (ENE-WSW) showing evidences of later strike-slip kinematics, with left lateral movement in the longitudinal faults and right lateral in the transversal faults. Both systems divide the depression in several minor horsts and grabens. The sedimentary deposits inside the graben were grouped in two main stratigraphic formations, Telhares and Tramagueira, with ages attributed, by stratigraphic correlation, to upper Tortonian-lower Messinian and Gelasian, respectively. They are continental sediments, formed in a seasonal sub-humid climate and, probably, related to close positive relieves. Some Quaternary deposits, forming alluvial plains and river terraces, partially overly these formations. With the exception of these Quaternary deposits, the cover deposits are faulted and display structures interpreted as paleoseismites. This graben is part of a system subparallel to the Arrifóias-Aljezur-Sinceira system of grabens, located 25 km towards W.

INTRODUÇÃO

Uma depressão morfológica, de direcção submeridiana, claramente definida por importantes escarpas laterais e com possíveis depósitos sedimentares recentes no seu interior, foi identificada por fotointerpretação regional de escala 1:25 000. A coincidência desta depressão com uma anomalia de interferometria de radar, obtida por CUNHA *et al.* (2000b), estimulou o interesse pela geologia deste sector, o que propiciou um estudo de campo com a finalidade de perceber as causas das movimentações verticais susceptíveis de gerar a referida anomalia.

O nome de “fosso da Ribeira de Telhares” foi atribuído por OLIVEIRA *et al.* (1984), os quais referem pela primeira vez a sua existência, realizam uma breve descrição desta depressão morfológica e salientam a presença de sedimentos recentes no seu interior. Comparam esta estrutura geológica com o *graben* de Longroiva (N de Portugal) e propõem a sua extensão setentrional para outra depressão, orientada NNE-SSW, situada a N da localidade de Santa Clara-a-Velha, também preenchida por depósitos sedimentares semelhantes.

A depressão da Ribeira de Telhares encontra-se situada 10 km a N do extremo oriental do complexo alcalino de

* Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela a Zambujal, 2721-866 Alfragide, Portugal.

Monchique e imediatamente a S da povoação de Sabóia (Fig. 1). Trata-se de uma região onde afloram rochas de idade paleozóica pertencentes à Zona Sul Portuguesa do Segmento Varisco Ibérico (JULIVERT *et al.*, 1972). Localiza-se próximo de sectores com fossos tectónicos que apresentam depósitos sedimentares cenozóicos no seu interior, nomeadamente os fossos de Arrifóias-São Teotónio (FEIO, 1951), que estão situados a menos de 20 km a NW. No decurso dos trabalhos de campo, encontraram-se outras depressões com sedimentos pós-paleozóicos no seu interior, formando no seu conjunto um alinhamento arqueado. Para N, a depressão de direcção NNE-SSW, já referida por OLIVEIRA *et al.* (1984), está na realidade dividida em duas, que denominámos Corte Brique e Santa Clara. Para S, e alinhadas segundo a direcção N-S do fosso da Ribeira de Telhares, encontraram-se duas novas pequenas depressões, Nave Redonda e Monte da Várzea (Figs. 1 e 2).

Devido à já referida coincidência espacial com uma anomalia de interferometria de radar, a investigação centrou-se no fosso da Ribeira de Telhares. Contudo, realizaram-se breves estudos nos outros fossos que foram cartografados preliminarmente, mediante teledetecção apoiada nos limitados dados de campo obtidos nas visitas realizadas (Fig. 2).

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O extremo SW de Portugal continental está formado, à escala regional, por quatro grandes unidades geológicas (Fig. 1). A mais antiga destas unidades é o soco de idade paleozóica, que ocupa grande parte da região e que é formado por rochas de idades devónica e carbonífera, que foram agrupadas em duas sequências sedimentares diferentes. A mais geral delas é o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (OLIVEIRA *et al.*, 1979), constituído por uma sequência de xistos e grauvaques, de carácter turbidítico *sin-orogénico* varisco e de idade Carbónico Inferior a Superior baixo (OLIVEIRA, 1983; 1990). A outra unidade apresenta uma extensão muito menor, estando restringida aos sectores localizados mais a SW, longe da Ribeira de Telhares. Trata-se de materiais do Devónico Superior (Formação de Tercenas) e do Carbónico Inferior (Grupo da Carrapateira), que aparecem nos núcleos de algumas estruturas em antifórma (OLIVEIRA *et al.*, 1985). A deformação varisca, que afectou toda a região, gerou sobreessamento crustal mediante uma tectónica de

carreamentos vergentes para SW e diversos tipos de estruturas a eles associadas (SILVA *et al.*, 1990). O metamorfismo de carácter regional, relacionado com este importante evento de deformação, é de grau baixo, sendo, na zona de estudo, inferior à fácies dos xistos verdes (MUNHÁ, 1990). Na orla litoral S e, muito localmente, na orla litoral W, aparecem depósitos sedimentares mesozóicos sobrepostos ao soco em discordância angular (Fig. 1). Estes materiais, que têm composições diferentes e idades entre o Triásico Inferior e o Cretácico Inferior, formam parte da bacia Algarvia. Dois sistemas principais de falhas (N-S e E-W a ENE-WSW) controlam a geometria do bordo desta bacia e, também, o desenvolvimento da sedimentação (MANUPPELLA *et al.*, 1992; TERRINHA, 1998). As diversas unidades geológicas aqui integradas foram afectadas por processos de inversão tectónica das falhas extensionais que criaram a bacia sedimentar, desenvolvendo uma história tectónica complexa com vários ciclos de extensão-compressão (TERRINHA, 1998).

O complexo alcalino de Monchique intruiu-se nos materiais paleozóicos da região no Crétacico Superior (72 ± 2 Ma pelo método K/Ar segundo MACINTYRE & BERGER, 1982; GONZÁLEZ-CLAVIJO & VALADARES, *neste volume*), gerando uma auréola de metamorfismo térmico (GONÇALVES, 1967; ROCK, 1976). O complexo é composto, principalmente, por sienito nefelínico, com áreas menores de diversos tipos de gabros com feldspatóides e brechas (ROCK, 1978). Este complexo, juntamente com os de Sines e Sintra e outros corpos menores, forma parte da Província Ígnea Alcalina da Península Ibérica (ROCK, 1982; MACINTYRE & BERGER, 1982). A actividade ígnea responsável por estas intrusões tem sido relacionada com a formação do Golfo de Biscaia (LINDEN, 1975) e, também, com processos incipientes da abertura do Atlântico Norte (ROCK, 1978; CUNHA & PENA DOS REIS, 1995).

A última das grandes unidades regionais é de idade cenozóica, assenta de modo discordante sobre os materiais mesozóicos e paleozóicos e, localmente, dentro de depressões formadas por falhas com atitudes N-S a NNE-SSW, nomeadamente no sistema Arrifóias-Aljezur-Sinceira. A existência deste alinhamento de *grabens*, subparalelo à costa W e com sedimentos cenozóicos no seu interior (Fig. 1), foi interpretado recentemente como um conjunto de bacias de desligamento (*strike-slip basins*) associadas à reactivação do sistema da falha da Messejana por diferentes eventos tectónicos cenozóicos (CABRAL, 1995).

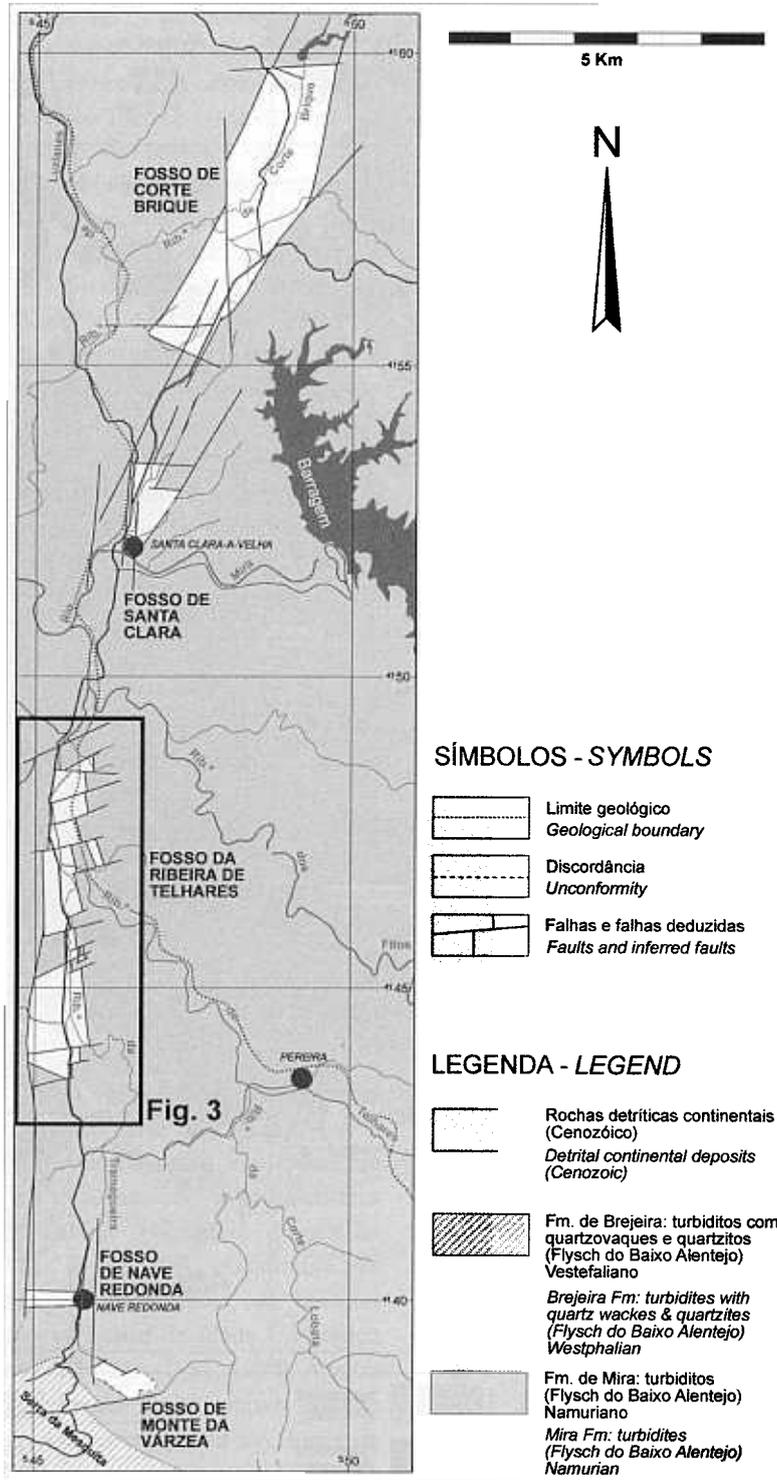


Fig. 2 – Esboço estrutural do sistema de fossos tectónicos de Corte Brique-Ribeira de Telhares-Monte de Várzea. A sua situação geológica regional está indicada na figura 1. As coordenadas são UTM do fuso 29, Elipsóide Internacional, Datum Europeu.

– Structural sketch of the Corte Brique-Ribeira de Telhares-Monte de Várzea system of tectonic depressions. Localisation on the regional setting on figure 1. Frame is related to UTM system, 29S Zone, International Ellipsoid, European Datum.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

O fosso da Ribeira de Telhares está limitado, a E e W, por escarpas rectilíneas, de direcção aproximada N-S, claramente identificáveis, ainda que a escarpa ocidental seja mais pronunciada, especialmente na sua parte S. Entre estas escarpas existe uma depressão alongada, com aproximadamente 5×1 km, onde estão instaladas duas linhas de água principais que desaguam para N. A parte S do fosso é ocupada pelo lança inferior da ribeira da Tramagueira que, na parte central, conflui na ribeira de Telhares, proveniente de SE, para esta última correr para N e desembocar no rio Mira, já fora do fosso (Figs. 2 e 3). O fundo da depressão é aproximadamente plano, contrastando com o relevo, mais ondulado, geral da região circundante. Contudo, a sua parte ocidental central (zona de Corte Sevilha do Meio) apresenta um alto relativo que permite individualizar dois sectores rebaixados, a N e a S, que comunicam pelo vale da ribeira da Tramagueira, instalado ao longo da parte oriental do fosso.

Os topos das ondulações que envolvem o fosso permitem definir um nível de cumes com inclinação para NW (paralela à estrutura regional varisca), provável testemunho de uma antiga superfície de erosão, já muito degradada pela acção fluvial actual. Estes topos atingem uma cota máxima aproximada de 200 m para a parte S do sector estudado (vértice geodésico Solteiros, a 201 m), descendo gradualmente para N, até altitudes próximas dos 160 m (159 m na área da Machada) no extremo N do sector, com um declive médio paralelo ao fosso de 4,71 ‰. O interior da depressão apresenta vestígios de outra superfície com declive médio, também para N, de 8 ‰, pois as suas cotas são 130 m, no extremo S, e 90 m, no extremo N; estando, portanto, rebaixada aproximadamente 70 m em relação ao nível regional de topos. O declive médio do sistema fluvial instalado no seu interior é de 4,6 ‰, com uma cota máxima de 78 m e uma cota mínima de 55 m dentro do fosso. A acção erosiva do sistema actual de drenagem rebaixou os topos das colinas próximas do vale em relação ao nível regional antes descrito, alargando a depressão de um modo irregular.

Dentro da depressão existem outras superfícies, com sedimentos correlativos, associadas ao sistema fluvial quaternário, nomeadamente três sistemas de terraços e uma planície aluvial. O nível mais alto de terraços está situado a mais de 20 m sobre a planície aluvial e apenas

desenvolvido na parte S do fosso, no sector drenado pela ribeira da Tramagueira. O nível intermédio está presente em todo o fosso entre os 10 m e os 15 m acima da planície aluvial. Finalmente, existe um nível inferior situado a menos de 10 m sobre a planície, encontrando-se apenas relacionado com a ribeira de Telhares (Fig. 3).

O extremo N apresenta alguma complexidade morfológica, pois prolonga-se num vale de fractura cujas formas fluviais são dominantes, o que dificulta a identificação do fosso. A menor erosão fluvial do extremo S conservou os restos das superfícies anteriores. Neste sector não existe coincidência entre o bordo meridional da depressão e o limite dos depósitos que a preenchem, identificando-se, dentro da depressão, um bloco limitado por falhas, desenhando um padrão cartográfico triangular, constituído totalmente por rochas do soco paleozóico, sem depósitos recentes no seu topo. Este bloco apresenta restos de uma superfície erosiva talhada nas rochas do soco paleozóico, situada ao mesmo nível da superfície de topo dos depósitos de cobertura presentes no interior da depressão (Figs. 2 e 3).

DESCRIÇÃO GEOLÓGICA

O soco é constituído por uma sequência detrítica rítmica pertencente à Formação de Mira, do Namuriano, incluída no Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (OLIVEIRA *et al.*, 1979). A deformação varisca afectou intensamente estes materiais nas proximidades do fosso, identificando-se exemplos excepcionais de carreamentos e estruturas tectónicas menores associadas. Sobre o soco, e de modo discordante, encontra-se disposta uma sequência de materiais detríticos não afectados pela orogenia varisca. Esta discordância (angular) observou-se claramente na localidade da coluna estratigráfica número 4 (Fig. 5, e situação na carta geológica da Fig. 3; Foto 1), e a E de Corte Sevilha do Meio. Estes materiais pós-variscos foram apenas encontrados no interior da depressão morfológica, estando sempre limitados lateralmente por falhas. Estas estruturas definem um *graben* e foram caracterizadas em vários pontos do bordo W (Figs. 3 e 4; Foto 5), no limite N, e no pequeno *subgraben* do sector E do corte geológico C-C' (Fig. 4, situação na Fig. 3; Foto 4), sendo deduzidas nos restantes lugares.

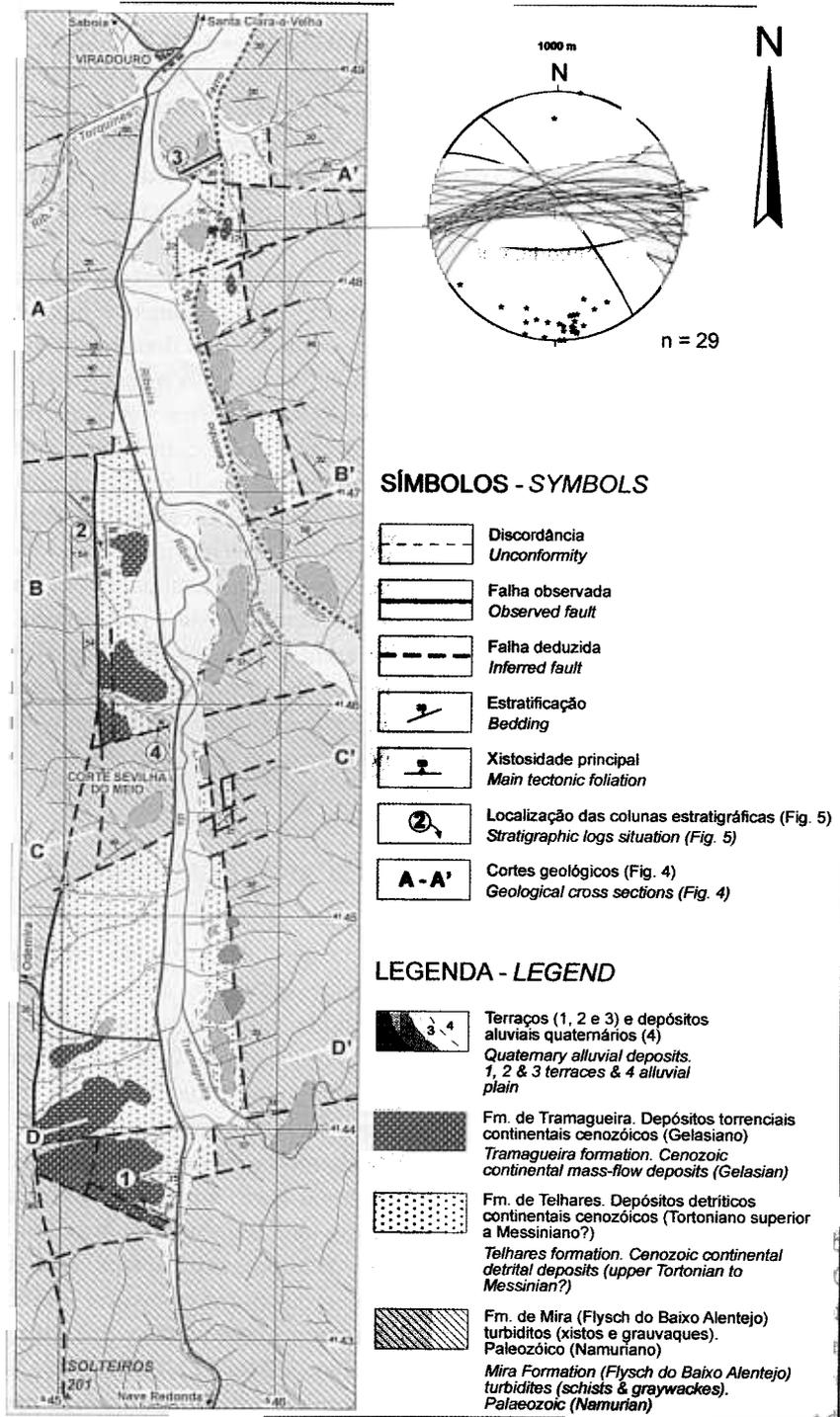


Fig. 3 – Carta geológico-estrutural do fosso da Ribeira de Telhares. Mostra a localização dos cortes geológicos da figura 4 e das colunas estratigráficas da figura 5. O estereograma inserido representa os planos, os pólos e as estrias de falha do grupo de 29 falhas transversais (ENE-WSW) menores observadas no afloramento do Km 257 do caminho-de-ferro. A sua posição dentro do sistema de fossos está indicada na figura 2, e dentro do contexto regional na figura 1. Coordenadas U. T. M. do fuso 29, Elipsóide Internacional, Datum Europeu.

– Geological-structural map of the Ribeira de Telhares depression, showing figure 4 cross-sections and figure 5 stratigraphic columns location. The attached stereo-plot represents fault planes, poles and striae of the group of 29 minor transversal faults (WSW-ENE) observed in the outcrop of the km 257 of the railroad. Situation inside the system of tectonic depressions is on figure 2 and in the

Unidades estratigráficas do interior do fosso

Foram diferenciadas várias unidades estratigráficas pós-variscas. Duas destas unidades são aqui propostas como formações: a formação de Telhares e a formação de Tramagueira. Considera-se que cada uma delas deve ter a designação de formação pelo seu contraste litológico, por estarem separadas por uma disconformidade e por serem cartografáveis à escala do estudo dentro do fosso da Ribeira de Telhares, assim como nas outras depressões que constituem este alinhamento de fossos. Note-se que por não terem sido efectuadas as suas descrições formais completas, segundo a *International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS* (MURPHY & SALVADOR, 1999), optou-se pela utilização da letra minúscula.

Formação de Telhares

Trata-se de uma unidade detrítica de tons amarelados e, localmente, tons ocres e esverdeados. A sua espessura máxima é superior a 50 m, na localidade 2 (Figs. 3, 4 e 5). Os seus limites, inferior e superior, são inconformidades, de tipo angular erosivo na base e erosivo no topo (ver coluna 4, na Fig. 5). Não foi possível diferenciar membros no seu interior, nem estabelecer correlações estratigráficas entre as 4 colunas levantadas (Fig. 5). As granulometrias mais abundantes são finas, variando de argilitos a arenitos grosseiros, enquanto os microconglomerados e conglomerados ocupam as partes basais das subunidades granodécrescentes desenvolvidas sobre descontinuidades erosivas intraformação. Na coluna 4 observaram-se estratificações entrecruzadas (Fig. 5 e situação na Fig. 3). Nos materiais grosseiros identificaram-se calhaus, sub-rolados e subangulosos, de rochas que formam o soco regional e de quartzo branco, mas nunca de rochas ígneas alcalinas do vizinho Complexo de Monchique. Os tamanhos máximos observados alcançam várias dezenas de centímetros e correspondem, frequentemente, a calhaus de grau-vaque. A matriz é predominantemente siltosa ou areno-argilosa.

Estes sedimentos apresentam pisólitos de ferro e manganês, especialmente nas fácies mais finas. De modo geral, estes aparecem dispersos e com diâmetros inferiores a 1 cm. Na zona S do fosso foram encontrados dois níveis especialmente ricos em pisólitos na parte alta da

formação (coluna 1 da Fig. 5). O nível inferior, com uma espessura de 20 cm, tem um conteúdo alto de pisólitos (60 %), enquanto o superior (imediatamente abaixo da inconformidade erosiva do topo) tem uma espessura de 1,15 m e um teor em pisólitos menor (40 %). Apenas foi encontrado um outro nível equivalente a estes, situado no topo da coluna 2 (Fig. 5).

Outra característica desta unidade é a presença de zonas irregulares de concreções calcárias esbranquiçadas que, de um modo geral, são estratoconformes, pois estão desenvolvidas, preferencialmente, nas mudanças granulométricas existentes dentro dos arenitos.

Nesta formação encontram-se formas bizarras de arenitos grosseiros e microconglomerados, que parecem estar injectados nos sedimentos mais finos (Fotos 3 e 3a; Fig. 5). Dado que as formas observadas não correspondem às criadas pelos processos sedimentares e também não resultam do deslizamento de camadas não consolidadas (*slump*), podem ser consideradas estruturas geradas pela sobrepressão induzida por ondas sísmicas nos níveis mais grosseiros do sedimento húmido não consolidado (paleossismitos).

A área-fonte, proximal, dos materiais que constituem esta unidade, a presença de abundantes variações laterais de fácies e paleocanais, assim como os calbres muito grosseiros e o fraco rolamento dos calhaus sugerem uma génese em ambiente aluvial para a formação de Telhares.

Formação de Tramagueira

Esta unidade é constituída por depósitos detríticos grosseiros a muito grosseiros, de tonalidade vermelha, que assentam em desconformidade sobre a formação de Telhares, e em discordância sobre os materiais do soco, no extremo S do fosso (Fig. 3). A espessura máxima observável é de 25 m, na parte S do *graben*. Estes conglomerados apresentam calhaus heterométricos das mesmas litologias que os que aparecem na formação de Telhares, por vezes com orla de lixiviação ou pátina vermelha. O tamanho máximo dos calhaus é maior que nos conglomerados da formação infrajacente, alcançando os 60 cm. A sua matriz é arenosa grosseira e microconglomerática de composição igual à dos calhaus, com argilas que são responsáveis pela cor vermelha. De modo geral não têm estrutura interna, embora tenha sido possível identificar calhaus imbricados na base da formação,

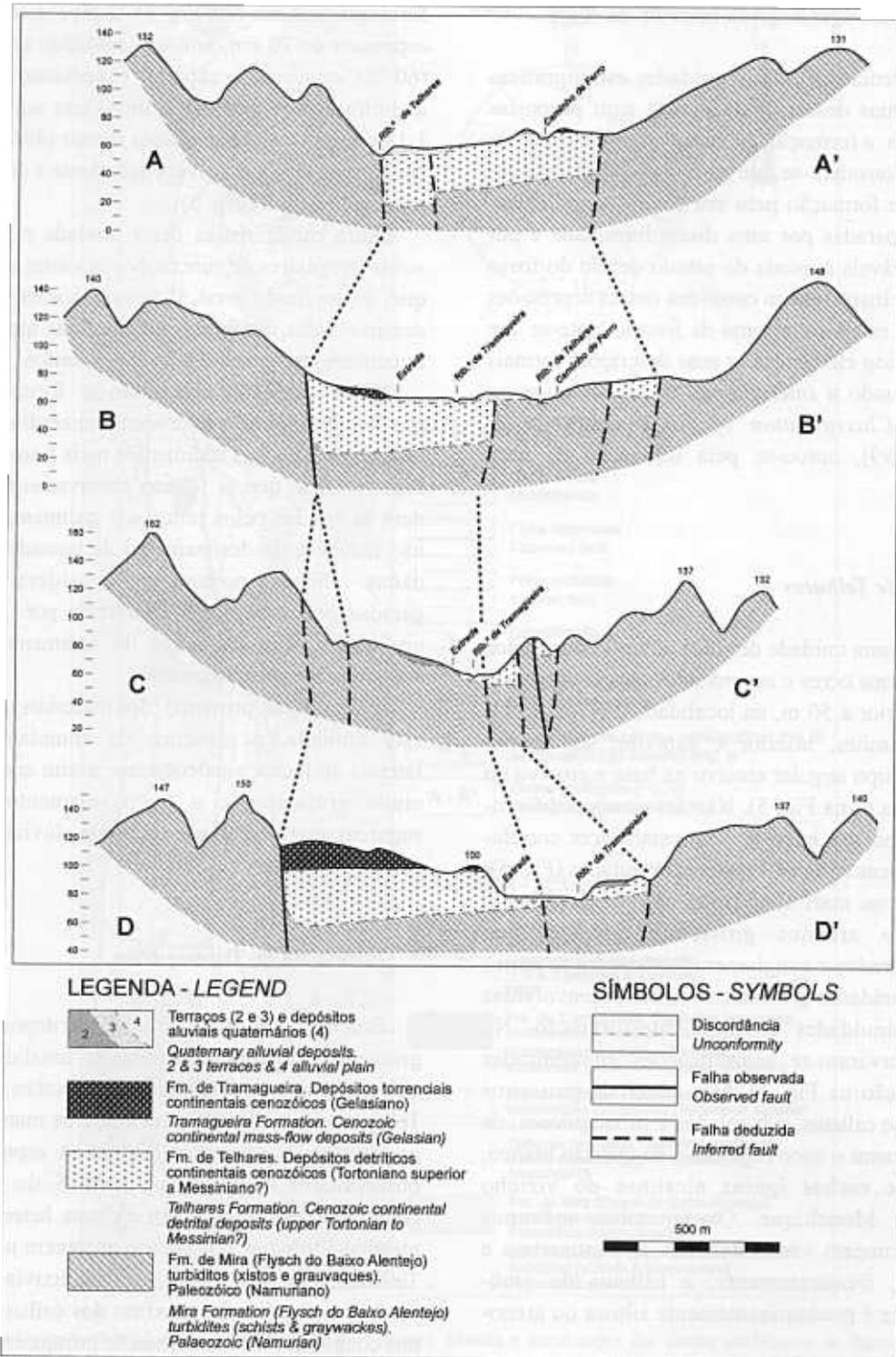


Fig. 4 – Cortes geológicos representativos do fosso da Ribeira de Telhars e proposta de correlação entre eles. A escala vertical está sobrelevada. Localização na figura 3.

– Representative cross-sections of the Ribeira de Telhars graben, and tentative correlation between them. Different vertical and horizontal scales. Localization on figure 3.

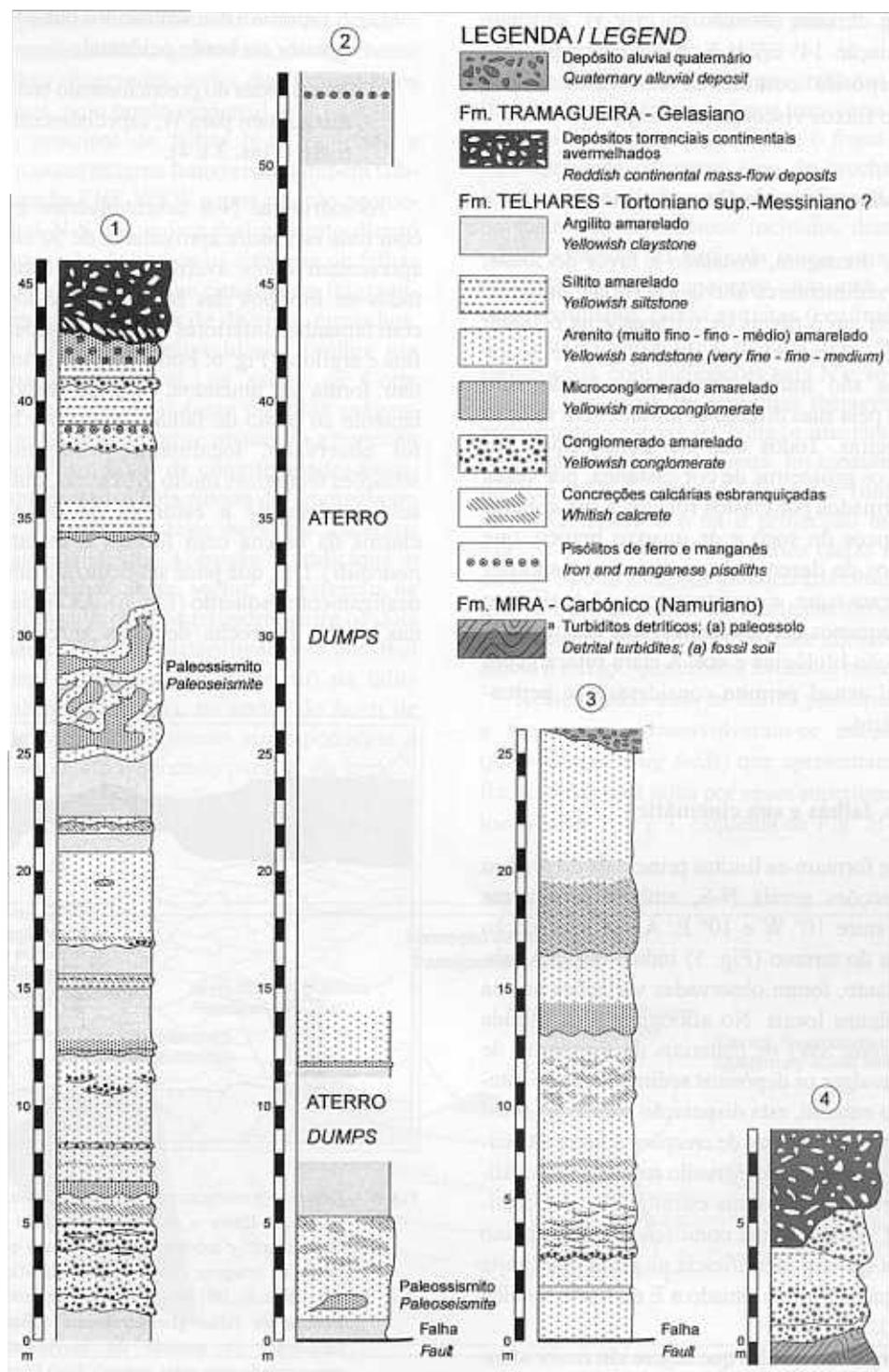


Fig. 5 – Colunas estratigráficas representativas dos sedimentos do fosso da Ribeira de Telhares. Localização na figura 3. Escala vertical em metros.

Representative stratigraphic columns of sediments inside the Ribeira de Telhares depression. Situation on figure 3. Vertical scale in metres.

na coluna 1 (Fig. 5, com situação na Fig. 3), apresentando uma orientação 14° E/ 24° E. Estas características sugerem um depósito continental sedimentado por processos de tipo fluxos viscosos (*debris-flow*).

Depósitos sedimentares do Quaternário

O sistema de drenagem, instalado a favor do fosso, gerou depósitos sedimentares aluviais a várias altitudes, sendo observáveis em 3 níveis de terraços e na planície aluvial actual. As características litológicas de todos estes sedimentos são muito semelhantes, tendo sido individualizados pela suas diferentes altitudes em relação ao leito das ribeiras. Todos eles são constituídos por materiais detríticos grosseiros de cor castanha, por vezes avermelhada, formados por clastos rolados a sub-rolados dos tipos litológicos do soco e de quartzo branco, que atingem tamanhos de dezenas de centímetros, especialmente os de grauaque e quartzovaque. Localmente alternam com pequenos corpos lenticulares de areias da mesma composição litológica e cor. A clara relação com o sistema fluvial actual permite considerar que pertencem ao Quaternário.

Deformação, falhas e sua cinemática

As falhas que formam os limites principais do *graben* apresentam direcções gerais N-S, embora localmente tenham atitudes entre 10° W e 10° E. A sua intersecção com a superfície do terreno (Fig. 3) indica que são sub-verticais; no entanto, foram observadas variações na sua inclinação em alguns locais. No afloramento da estrada para Odemira (zona SW) os materiais da Formação de Mira parecem cavalgar os depósitos sedimentares do interior do fosso. No entanto, esta disposição parece ser local e causada, quer pelos processos de *creeping* a favor da pendente, como foi claramente observado na falha da localidade onde foi levantada a coluna estratigráfica 3 (localização na Fig. 3), quer por uma ondulação local do plano da falha, como a que foi identificada na falha que limita do lado W o pequeno *graben* situado a E de Corte Sevilha do Meio (Fig. 3).

Existe um conjunto de dados que sugere um maior afundamento do *graben* na parte ocidental, nomeadamente:

(1) Neste bordo só foi identificada uma falha, responsável da marcada escarpa morfológica existente, enquanto no lado oriental foram deduzidas várias falhas com escarpas associadas menos evidentes;

(2) A espessura dos sedimentos que preenchem o fosso é maior no bordo ocidental;

(3) As camadas do preenchimento sedimentar do fosso mergulham para W, especialmente no sector N do fosso (Figs. 3 e 4).

As estruturas N-S desenvolveram brechas de falha com uma espessura aproximada de 50 cm. Estas brechas apresentam cores avermelhadas e contêm calhaus de todos os litótipos das formações geológicas afectadas, com tamanhos inferiores a 10 cm, dispostos numa matriz fina e argilosa (Fig. 6; Fotos 4 e 5). Alguns destes calhaus têm forma de amêndoa, estando dispostos subparalelamente ao plano de falha. Dentro das brechas de falha foi observado, localmente, o desenvolvimento de foliações tectónicas muito grosseiras, que estão dispostas subparalelamente à estrutura da falha e rodeiam os clastos da brecha com formas assimétricas (*sigmoidal phacoids*). Daí, que pode ser deduzida uma cinemática de desligamento esquerdo (Fig. 6). As estrias desenvolvidas nas argilas da rocha de falha apresentam inclinações

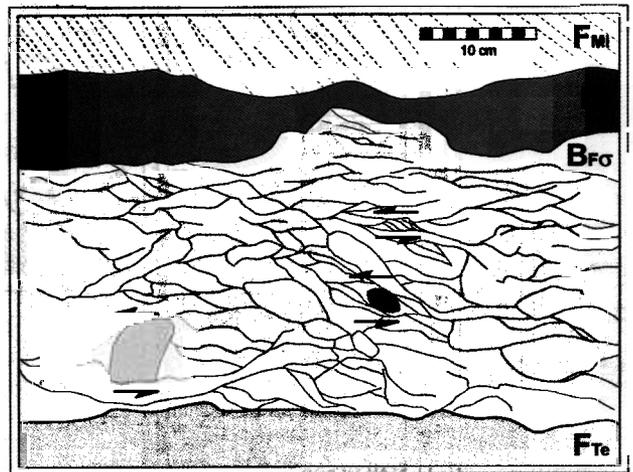


Fig. 6 - Desenho pormenorizado, realizado sobre uma fotografia, da falha que limita o *graben* no seu lado ocidental. O plano representado é sub-horizantal e o Norte encontra-se situado à direita da imagem. Fmi) Formação de Mira com indicação da estratificação. BF) Brecha de falha sem estrutura interna. BFσ) Brecha de falha grosseiramente foliada com estruturas sigmóides (o sentido de movimento deduzido está representado com setas negras). Fre) Formação de Telhães.

- Close-up view of the fault bordering the graben by the West drafted from a photograph. It represents a sub-horizantal plane with the North to the right. Fmi) Mira Formation with bedding planes. BF) Unstructured fault breccia. BFσ) Fault breccia coarsely foliated with asymmetric phacoids (black arrows showing inferred movement). Fre) Telhães formation.

(*plunge*) baixas para N. Considerando o bloco descido, esta atitude das estrias indica, igualmente, desligamento esquerdo nas falhas observadas, todas elas limitando os fossos ou subfossos, pelo bordo ocidental.

Este sistema principal de falhas N-S é cortado e deslocado por um outro sistema transversal, também subvertical, com direcção ENE-WSW e uma relação geométrica com as falhas N-S que indica desligamento direito (Fig. 3). A sobreposição de ambos os sistemas de falhas gera uma estrutura complexa, que consiste na fragmentação do fosso em vários blocos de diversos tamanhos. O afundamento diferencial destes blocos produz um *horst* relativo na parte central, no sector de Corte Sevilha do Meio, que divide o fosso em dois *subgrabens*, ainda que na parte oriental se mantenha a conexão entre as duas metades a favor de complexidades estruturais menores aproveitadas pela ribeira da Tramagueira para se instalar. A presença deste *horst* de materiais paleozóicos, mais resistentes à erosão, condiciona o alto topográfico relativo deste sector, já referido na descrição morfológica. A relação temporal entre os dois sistemas de falhas é difícil de determinar pela possível existência de uma estrutura-ponte (*shortcut*) na falha ocidental do *graben*, que ligaria, no sector do *horst* de Corte Sevilha do Meio, o segmento correspondente à parte N, com o segmento deslocado para W da parte S (Fig. 3). Se o lineamento identificado corresponder à expressão superficial de uma falha, os dois sistemas

descritos, N-S e ENE-WSW, poderão ser considerados contemporâneos (*lato sensu*).

Das falhas maiores (cartografáveis à escala escolhida) pertencentes ao sistema transversal ENE-WSW, só uma foi observada, a que limita o fosso a N. Esta estrutura apresenta o mesmo tipo de brechas que as falhas longitudinais, ainda que se identifiquem blocos métricos de materiais paleozóicos incluídos dentro da caixa de falha, podendo ser definida como uma *mélange* tectónica. As estruturas menores com esta direcção geram, ocasionalmente, faixas estreitas (centimétricas) de argila de falha. As falhas deste sistema transversal são também subverticais, com inclinações para N e, só ocasionalmente, para S. Um grupo de estruturas menores desta direcção, apresentando estrias de falha, e afectando as formações de Telhares e de Tramagueira, foi medido no afloramento do Km 257 do caminho-de-ferro (coord. UTM: NB 457 482; Fotos 6 e 6a e projecção estereográfica na Fig. 3). A orientação das estrias (setas no estereograma da Fig. 3) e as relações geométricas observáveis indicam que se trata de falhas de desligamento direito com uma componente vertical normal. Este conjunto de falhas não afecta o terraço quaternário existente nesta localidade.

Relacionadas com as falhas principais, longitudinais e transversais, desenvolveram-se estruturas de arraste e transversais, desenvolveram-se estruturas de arraste (*fault-related drag folds*) que apresentam inclinações do flanco próximo à falha por vezes superiores aos 70° (Fig. 3, localidades 1, 2 e 3; esquema da Fig. 7; e Fotos 2 e 6a).

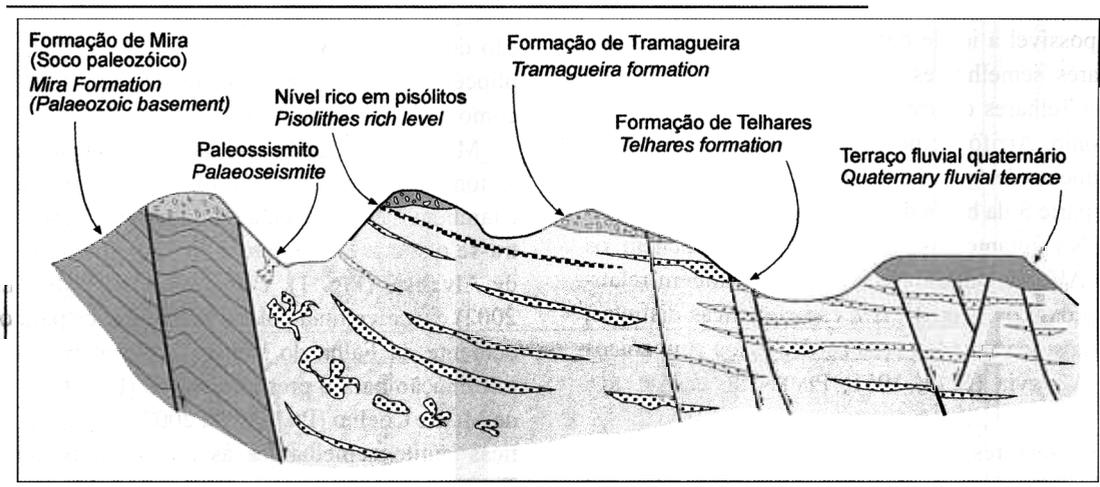


Fig. 7 – Esquema interpretativo do fosso da Ribeira de Telhares, destacando uma dobra de arraste e um nível de paleossissmitos desenvolvidos apenas nos materiais da formação de Telhares e situados perto de uma das falhas principais que limitam o fosso. A formação da Tramagueira assenta sub-horizalmente sobre as camadas inclinadas da formação de Telhares perto da falha principal.

- Interpretative sketch of the Ribeira de Telhares graben displaying a drag fold and a palaeoseismitite level, both developed only in the Telhares formation sediments and close to a main fault bordering the graben. Tramagueira formation lay sub-horizontally over the steeply dipping Telhares formation beds close to the main fault.

Estas dobras têm o seu eixo sub-horizontal e subparalelo às falhas relativas, tanto longitudinais como transversais ao fosso, apresentando a mesma disposição nas pequenas dobras geradas junto às falhas menores (Foto 6a de uma das falhas menores do Km 257 do caminho-de-ferro). Estas dobras de arraste foram observadas deformando os materiais da formação de Telhares, mas nunca os materiais da formação de Tramagueira (localidade 1 da Fig. 3 reflectida no esquema interpretativo da Fig. 7).

Outras estruturas desenvolvidas nos materiais da formação de Telhares nas proximidades destas grandes falhas são as que apresentam formas invulgares, de tamanho métrico, contendo materiais sedimentares de grão grosseiro no seio de sedimentos mais finos, já antes interpretadas como paleossismos (Figs. 5 e 7, Fotos 3 e 3a).

O problema da idade das formações de Telhares e de Tramagueira

Nas formações propostas pela primeira vez neste estudo, não foram identificados fósseis que possam indicar a sua idade. Do ponto de vista geológico-estrutural, estas formações encontram-se muito pouco constrangidas cronologicamente, pois apenas é possível indicar que são pós-variscas e anteriores a depósitos fluviais actuais (pré-Quaternário). A correlação estratigráfica constitui, no actual estado de conhecimento, a única aproximação possível à idade destas unidades. Os depósitos sedimentares semelhantes mais próximos do fosso da Ribeira de Telhares ocorrem nos fossos de São Miguel, São Teotónio, Arrifóias, no sector da Mesa da Galinha (compartimento de Ameirinha, em PEREIRA, 1990) e, mais longe, na parte S da bacia do Sado, no sector de Alvalade (Fig. 1). No entanto, os depósitos que preenchem os fossos de Aljezur, Alfambras e Sinceira, também relativamente próximos (Fig. 1), têm características distintas, estando mais aparentados com os depósitos cenozóicos da bacia Algarvia (FEIO, 1951; PIMENTEL & AMARO, 2000).

Para os sectores situados mais perto do fosso da Ribeira de Telhares (São Teotónio, Arrifóias e Mesa da Galinha), FEIO (1951) elaborou uma coluna sintética, em que diferencia duas unidades estratigráficas intrafosso, às quais não atribuiu nome, e que são limitadas, na base e no topo, por inconformidades (Fig. 8). A unidade inferior formou-se em ambiente continental, tem composição detrítica, cores amareladas e cinzentas e apresenta con-

creções calcárias. A sua espessura é variável, alcançando os 100 m, sendo a idade que o autor considera mais provável Pliocénico Inferior (Zancleano), podendo ainda incluir-se no Tortonian-Messiniano. As suas características estratigráficas permitem a correlação com a formação de Telhares. No seu topo, uma inconformidade dá passagem a uma unidade detrítica vermelha, com calhaus bem rolados na sua base, de ambiente sedimentar marinho e idade estimada do Pliocénico Superior (Placenciano-Gelasiano), que não tem correlação estratigráfica com os materiais do fosso da Ribeira de Telhares. A coluna que apresentam OLIVEIRA *et al.* (1984) para o fosso de Arrifóias é muito semelhante, se bem que estabelece uma espessura de 50 m para a unidade continental inferior, também sem nome e atribuída ao Miocénico (*lato sensu*). Esta espessura é ainda mais reduzida nas observações de PEREIRA (1990) para o mesmo sector, já que, abaixo dos calhaus bem rolados que formam a base da unidade vermelha marinha, só encontra 20 m de argilitos cinzentos e amarelados, pertencentes, provavelmente, ao topo da unidade continental inferior. No entanto, esta autora (*op. cit.*) descreve outra coluna para a Mesa da Galinha, onde a espessura da unidade inferior é também 20 m, mas com presença de conglomerados, arenitos, siltes, argilitos e pisólitos ferruginosos na parte alta, como os observados no topo da formação de Telhares. Sobre esta unidade encontram-se 13 m de conglomerados e arenitos de tipo *sheet-flood*, que podem ser correlacionados com a formação de Tramagueira. PEREIRA (1990) atribui uma idade pliocénica para toda a sequência, tanto em Arrifóias como na Mesa da Galinha.

Mais longe, a N do alinhamento de depressões tectónicas a que pertence o fosso da Ribeira de Telhares, e também a N do sistema de falhas da Messejana, encontra-se o sector sul da bacia do Sado, perto da povoação de Alvalade (Fig. 1). Para esta área, PIMENTEL (1998; 2002) descreve uma coluna estratigráfica para o sector a ocidente da Falha do Farrôbo, que oferece importante informação para o presente estudo (Fig. 8). A Formação de Monte Coelho (PIMENTEL, 2002) apresenta características muito semelhantes às da formação de Telhares. Trata-se de uma sequência de cores ocre e marmoradas, conglomerática na base, passando para arenitos e lutitos no topo, contendo pisólitos ferruginosos e calcretos na parte alta. Neste sector, a Formação de Monte Coelho assenta em inconformidade sobre a Formação de Vale do Guizo (proposta por ANTUNES, 1983; e definida formalmente por PIMENTEL, 2002), do

Eocénico Superior-Oligocénico Superior (?). Mas noutros sectores da bacia do Sado, uma unidade estratigráfica de origem marinha, a Formação de Alcácer do Sal (ANTUNES, 1983) situa-se entre ambas (CUNHA *et al.*, 2000a), oferecendo abundantes fósseis que permitem datá-la como do Serravaliano superior até, provavelmente, ao Tortoniano Inferior (ANTUNES, 1983). Sobre a Formação de Monte Coelho, em inconformidade, encontram-se as Formações de Esbarrondadoiro e de Alvalade, segundo os sectores. A Formação de Esbarrondadoiro (ANTUNES *et al.*, 1986) depositou-se num meio marinho restrito e pouco profundo, com leques deltaicos grosseiros na parte oriental. A sua fauna permite atribuí-la ao Messiniano (ANTUNES & MEIN, 1995) e, provavelmente, até ao Pliocénico Inferior (Zancleano). A Formação de Alvalade (PIMENTEL & AZEVÊDO, 1991) é uma sequência detritica positiva, típica de um sistema fluvial *braided*, considerada do Placenciano, que também assenta inconforme sobre a Formação de Esbarrondadoiro. Portanto, a formação de Telhares pode ser considerada, por correlação estratigráfica com a Formação de Monte Coelho, como do Tortoniano Superior até ao Messiniano Inferior. Mais alta, no sector de Alvalade, encontra-se a Formação de Panóias (nomeada por GAIDA, 1984 e definida formalmente por PIMENTEL, 2002), constituída por depósitos criados mediante processos *debris-flow* ricos em matriz argilosa e *sheet flood*, nas áreas mais distais, e atribuída ao Gelasiano por PIMENTEL (2002). Esta formação pode ser correlacionada, provisoriamente, com a formação de Tramagueira, do Fosso da Ribeira de Telhares, que teria também uma idade pliocénica superior.

Os fossos tectónicos situados a SW da área de estudo, Aljezur, Alfambras e Sinceira (Fig. 1), apresentam um preenchimento sedimentar diferente, com depósitos de meio marinho semelhantes aos da bacia Algarvia. Os trabalhos recentes de AMARO (2000) e PIMENTEL & AMARO (2000) proporcionam colunas estratigráficas para os sectores N e S do fosso de Aljezur, que melhoram o pormenor da coluna sintética descrita por FEIO (1951) para Aljezur e Sinceira (Figs. 1 e 8). No sector Aljezur N aflora a Unidade Fina e Carbonatada (AMARO, 2000). Trata-se de margas e calcarenitos com idades, mediante o método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em 3 amostras, entre $9,8 \pm 1,5$ Ma e $12,6 \pm 0,9$ Ma, correspondentes ao Serravaliano-Tortoniano (PAIS *et al.*, 2000), dados que confirmam as datações fossilíferas de ZBYSZEWSKI (1946), indicando Tortoniano Inferior. No sector S de Aljezur aparece esta mesma unidade nos seus tramos mais basais, ou

depositada anteriormente, pois, os resultados de 3 datações pelo método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicam Burdigaliano ($16,9 \pm 0,3$ - $19,5 \pm 0,3$, em PAIS *et al.*, 2000), coincidente parcialmente com os dados de CACHÃO (1995) mediante fósseis (Burdigaliano-Tortoniano). Esta unidade foi correlacionada com a Formação de Lagos-Portimão (ANTUNES *et al.*, 1981) por diferentes autores (PEREIRA, 1990; AMARO, 2000; DIAS, 2001). Sob esta unidade encontra-se, na parte oriental do fosso, a Unidade Grosseira (Conglomerados da Romeira Feiteira) de AMARO (2000), que são considerados Aquitaniano Superior-Burdigaliano Inferior, podendo corresponder aos conglomerados referidos na base desta unidade por FEIO (1951). No topo de toda a sequência anterior aparece a Unidade Culminante (AMARO, 2000), começando pela camada de calhaus bem rolados (FEIO, 1951) que dão passagem ao arenito vermelho e amarelado com miccas de ambiente fluviomarinho. Esta unidade foi atribuída ao Tortoniano Superior-Pliocénico Superior por AMARO (2000) e só ao Pliocénico Superior (Placenciano-Gelasiano) por FEIO (1951). As características litológicas destas unidades dos fossos meridionais, o seu ambiente sedimentar e fósseis marinhos não permitem relacionar estes depósitos com os encontrados no fosso da Ribeira de Telhares, ainda que as idades e o contexto tectónico sejam equivalentes.

DISCUSSÃO

Como foi referido anteriormente, os sedimentos pós-variscos do interior do fosso da Ribeira de Telhares podem ser considerados, preliminarmente, como do Tortoniano Superior a Messiniano Inferior para a formação de Telhares, e como do Gelasiano para a formação de Tramagueira. Estes materiais estão afectados pela deformação relacionada com a geração do *graben*, nomeadamente falhas e dobras de arraste. A ocorrência de paleossismos na formação de Telhares sugere que a sua sedimentação é contemporânea da génese da depressão tectónica. Outros *grabens* do mesmo sistema, nomeadamente os de Corte Brique e Nave Redonda, também têm duas unidades estratigráficas semelhantes e afectadas por deformação, se bem que ainda não tenha sido realizado um estudo pormenorizado destas depressões.

As bacias tectónicas do SW de Portugal podem ser divididas em três grupos, atendendo ao seu preenchimento sedimentar:

- (1) as que apresentam duas unidades estratigráficas correlacionáveis com as formações de Telhares e

Tramagueira, nomeadamente Mesa da Galinha e Alvalade, no Sul da bacia do Sado, e todas as do sistema Corte Brique, Santa Clara, Ribeira de Telhares, Nave Redonda e Monte da Várzea, embora neste último pequeno fosso não tenha sido encontrada a formação de Tramagueira, que pode ter sido erodida. A Mesa da Galinha encontra-se limitada por duas linhas de água de direcção NE-SW, paralelas entre si e à falha da Messejana (ribeiras de Marmelo e Abelheira), já consideradas por FEIO (1951) como vales de fractura, instalados ao longo das falhas que provocaram o afundamento progressivo de blocos até ao sector de Arrifóias da falha da Messejana, afundamento que é claramente identificável na morfologia. Constitui, pois, um bloco pertencente a um *graben* maior, e as nossas observações neste sector identificaram falhas menores deslocando as duas unidades estratigráficas. No sector de Alvalade, os depósitos sedimentares que constituem a Formação de Monte Coelho foram interpretados como de bordo de bacia, formados pelo desenvolvimento de leques aluviais em condições semiáridas, relacionados com a reactivação da falha da Messejana (PIMENTEL, 1998), ou de outras falhas do seu sistema, como a falha do Farrôbo (CUNHA *et al.*, 2000a). Geograficamente todos os fossos deste grupo estão situados na zona a NE da área com depressões tectónicas (Fig. 1).

- (2) depressões que apenas contêm sedimentos continentais correlacionáveis com a formação de Telhares, nomeadamente os fossos de Arrifóias e São Teotónio. A unidade superior destes fossos (arenito vermelho, no esquema da Fig. 8) tem características muito diferentes, próprias de ambientes fluvio-litorais de plataforma costeira (CACHÃO, 1995) com acarreios provenientes de E (PIMENTEL & AMARO, 2000). Todos eles ocupam a parte NW da região em estudo.
- (3) finalmente, nos fossos situados na zona SW (Aljezur, Alfambras e Sinceira), sob a Unidade Superior (Culminante), com as mesmas características que no grupo anterior, aparece uma sequência detrítico-carbonatada, que foi interpretada como originada em ambientes costeiros de pouca profundidade, em áreas protegidas, com frequentes aportes de materiais detríticos provenientes de E (PIMENTEL & AMARO, 2000). A Unidade Grosseira de AMARO (2000), corre-

lacionável com os conglomerados basais de FEIO (1951), pode representar o começo deste ciclo em condições de alta energia.

Que sucedeu no quadrante SE, onde não se identificam fossos tectónicos? Uma possível resposta é a falta de depósitos sedimentares recentes, o que dificulta fortemente a identificação de *grabens*. Outra podia ser a reactivação, extensional ou transtensional, das falhas de direcção aproximada N-S, existentes na bacia Meso-Cenozóica Algarvia, como a falha de Portimão e outras subparalelas. Uma terceira explicação pode ser uma expressão diferente dos processos que nos outros quadrantes criaram os fossos. Neste sentido, existem referências de um episódio de actividade magmática de 5-10 Ma para o Algarve (RIBEIRO *et al.*, 1979; COELHO & BRAVO, 1983). A chaminé da Figueira (Portimão) poderá ser um exemplo deste evento, associado a uma fase distensiva tortoniana, que permite a instalação de filões na Formação de Lagos-Portimão (ANTUNES *et al.*, 1981), ainda que a disposição estrutural deste corpo rochoso tenha de ser revista e reinterpretada, segundo MANUPPELLA (*com. oral*). Outros diques ígneos, de direcção N-S, encontram-se alinhados com o sistema de Ribeira de Telhares em áreas mais a S, nomeadamente a E do maciço ígneo alcalino de Monchique e na foz do rio Arade, 5 km a NE de Portimão. Estes diques intruem materiais de idades Paleozóico e Mesozóico, mas a sua idade poderá ser muito mais recente do que as rochas encaixantes.

As estruturas de deformação identificadas no fosso da Ribeira de Telhares indicam diferentes movimentações das falhas que criaram o fosso; movimentações que são impossíveis de explicar apenas num episódio de deformação. As dobras de arraste afectam somente a formação de Telhares, que apresenta paleossismos indicadores de uma sedimentação *sin*-tectónica, o que permite considerar uma idade Tortoniano Superior-Messiniano Inferior para o evento distensivo gerador das falhas normais que possibilitaram o afundamento da depressão tectónica. As estrias de falha sub-horizontais, junto com a disposição da foliação tectónica grosseira, formando sigmóides à volta de clastos, indicam movimentação de desligamento (*strike slip*) e afectam as formações de Telhares e de Tramagueira, pelo que são sincrónicas ou posteriores à idade desta formação superior (Gelasiano). Este segundo evento reactivou no Pliocénico Superior as falhas do Miocénico Superior, pois não deforma os depósitos fluviais quaternários.

Os sectores acima comparados com o fosso da Ribeira de Telhares, além das características estratigráficas, apresentam também particularidades estruturais

comuns com este, com uma interrogação para o sector de Alvalade, pois não se encontraram referências a estudos estruturais relacionados com a falha do Farrôbo. Todos são *grabens* alinhados N-S a NE-SW, em que as falhas longitudinais às depressões são de desligamento esquerdo (CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996) e com componente de *dip-slip*, enquanto as transversais (ENE-WSW) são de desligamento direito, com componente de *dip-slip*, e deslocam as falhas longitudinais (MANUPPELLA *et al.*, 1992). Outra característica comum a todos eles é a sua assimetria, com maior afundamento na falha do seu bordo ocidental, enquanto a subida para o bordo oriental se resolve com sistemas complexos de falhas que, por vezes, produzem degraus (FEIO, 1951; PIMENTEL & AMARO, 2000).

O sistema de São Teotónio-Aljezur-Sinceira foi interpretado como um prolongamento da falha da Messejana por CABRAL (1995) e PIMENTEL (2000). Mas a história estrutural deste sistema de fossos é complexa, pois a sua geração desenvolveu-se em dois episódios principais. O primeiro episódio é de idade Tortoniano Superior? (PIMENTEL & AMARO, 2000) que abateu para WNW os sedimentos da Unidade Fina e Carbonatada. O segundo abatimento do fosso associa-se a um evento compressivo que inverteu a falha de Aljezur, hoje com geometria de falha inversa (PEREIRA, 1990; CABRAL, 1995). Este episódio levantou os bordos ocidental e oriental aprofundando a depressão tectónica. A idade desta reactivação compressiva foi atribuída ao Pliocénico-Quaternário? pois afecta a Unidade Culminante, de idade Pliocénico Superior (PIMENTEL & AMARO, 2000). Um estudo comparativo entre os dois sistemas de fossos, São Teotónio-Aljezur-Sinceira e Corte Brique-Ribeira de Telhares-Monte da Várzea, permite definir regionalmente dois episódios principais. O primeiro deles é extensional, de idade Miocénico Superior, e formou os *grabens*. O segundo episódio, do Pliocénico Superior, aprofundou os fossos num regime geral de desligamento esquerdo, com características transpressivas descritas no sistema de fossos ocidental, mas ainda não evidenciadas no sistema de fossos oriental. Contudo, neste último, a verticalidade das falhas principais poderia ser invocada como efeito da verticalização das falhas normais no episódio transpressivo posterior.

O fosso da Ribeira de Telhares e o seu prolongamento para N e S, por outros fossos alinhados e com traços estratigráficos e estruturais semelhantes, formam um sistema paralelo ao sistema de Arrifóias-Aljezur-Sinceira, situado 25 km a E, que permite afirmar que os

fenómenos que criaram os fossos tiveram um carácter regional. Isto abre a possibilidade da existência doutros fossos semelhantes na região, provavelmente ainda não identificados devido à ausência de sedimentos cenozóicos no seu interior.

A existência provada de dois sistemas de fossos sincrónicos, semelhantes estruturalmente e com depósitos sedimentares parcialmente correlacionáveis, permite propor uma zona extensional ampla no SW de Portugal. Para o sector sul da bacia do Sado tem sido proposta uma estrutura tectónica de *horsts* e *grabens* que, de modo geral, forma uma depressão no sector de Alvalade, com levantamento dos terrenos paleozóicos que a rodeiam, e também dos materiais paleogénicos situados a E da falha de Farrôbo (PIMENTEL, 1998). Mas a já referida falta de estudos estruturais neste sector impede precisar o carácter da movimentação, ou movimentações, da falha responsável pela escarpa que condicionou a deposição da Formação de Monte Coelho. Alguns autores (CUNHA *et al.*, 2000a) relacionaram estes depósitos sedimentares com o auge da compressão Bética em Portugal, no Tortoniano (SANZ DE GALDEANO, 1990), o que cria problemas para explicar a génese de falhas normais. No entanto, uma extensão de idade Tortoniano Inferior foi proposta para explicar várias bacias intramontanhas das cordilheiras Béticas (MONTENAT & BIZON, 1976). Os processos extensionais do Tortoniano-Messiniano do SW de Portugal ajustam-se bem a este evento de deformação criador das bacias correlativas da orogenia Bética.

O episódio transpressivo do Pliocénico Superior, associado ao desligamento esquerdo das falhas longitudinais das depressões tectónicas, é coerente com o desligamento esquerdo na falha da Messejana no Neogénico (CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996). O sector que nos ocupa, principalmente situado a SE da falha da Messejana, nestas condições de desligamento esquerdo teria desenvolvido um leque extensivo (*extensional fan* segundo WOODCOCK & FISCHER, 1986) a grande escala, com dois ramos principais identificados nestes sistemas de fossos. Mas os dados geológicos até agora conhecidos indicam transpressão nos sistemas de fossos e não transtensão, como corresponde a este lado da falha da Messejana nos modelos (WOODCOCK & FISCHER, 1986; HEMPTON & NEHER, 1986). Contudo, a relação possível da Formação de Monte Coelho com a falha do Farrôbo torna razoável alargar a área destes *grabens* para o lado NW da falha da Messejana, o lado compressivo, sugerindo que a formação destas estruturas é muito complexa e que são precisos estudos estruturais complementares.

CONCLUSÕES

A depressão morfológica da Ribeira de Telhares está condicionada pela existência de um *graben* controlado longitudinalmente, por falhas N-S e, transversalmente, por falhas de direcção ENE-WSW. As longitudinais têm movimentação normal e de desligamento esquerdo, enquanto as transversais são normais e de desligamento direito (Fig. 9). As estruturas de deformação relativas a estas falhas indicam a necessidade de dois episódios diferentes: o primeiro, de idade Miocénico Superior, é o responsável pelo afundamento principal do fosso; o

segundo, de idade Pliocénico Superior, reactivou essas mesmas falhas em desligamento. Este fosso tectónico forma parte de um sistema alinhado, composto pelos fossos de Corte Brique, Santa Clara, Ribeira de Telhares, Nave Redonda e Monte da Várzea. Este sistema de *grabens* é paralelo ao de Arrifóias-Aljezur-Sinceira.

As características estruturais mais destacadas do *graben* da Ribeira de Telhares são:

- (1) intensa fragmentação interna em pequenos blocos limitados pelos dois sistemas principais de falhas;
- (2) assimetria, com maior afundamento no lado ocidental;

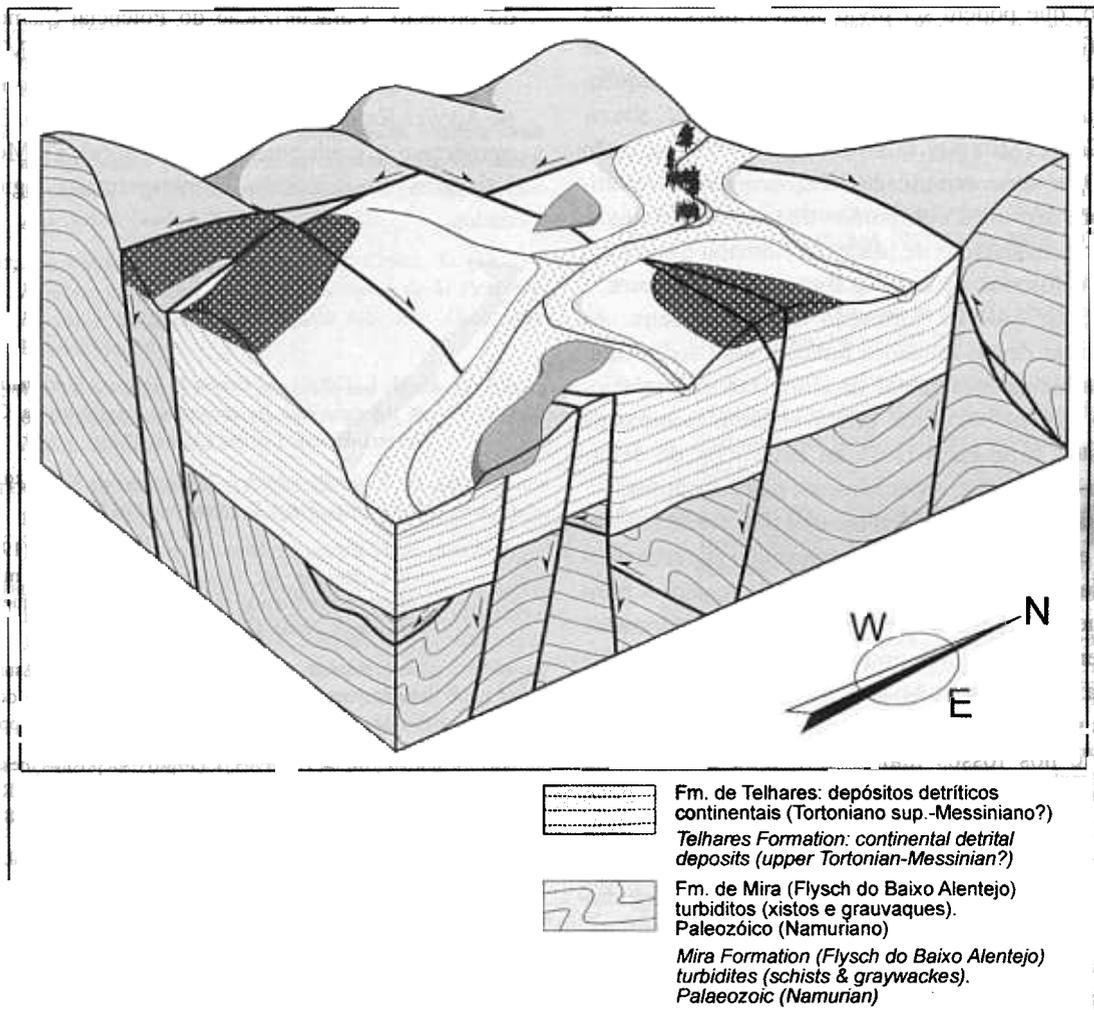


Fig. 9 – Esboço em três dimensões do *graben* da Ribeira de Telhares. No canto esquerdo está representada a situação observada no extremo S do fosso, onde os materiais da formação de Tramagueira estão depositados directamente sobre o soco paleozóico.

- 3D sketch of the Ribeira de Telhares graben. Local disposition of the Tramagueira formation, lying directly on the palaeozoic basement, which was observed in the S end of the depression, was represented on the left corner the draft.

(3) possível afundamento tardio maior na parte N do fosso, que explicaria a forte pendente para o N dos restos da superfície interior do fosso (quase duas vezes maior que a do sistema fluvial actual e a dos restos da superfície exterior) mediante uma escadaria descendente para N e gerada pelas falhas transversais. No entanto, não foram encontradas evidências geológicas de deformações quaternárias que justifiquem as movimentações verticais actuais identificadas mediante interferometria radar na confluência das ribeiras de Telhares e da Tramagueira (CUNHA *et al.*, 2000b).

No interior destes fossos aparecem depósitos do Cenozóico, que podem ser divididos em duas unidades estratigráficas que foram denominadas formações de Telhares e de Tramagueira. Estas são sistemas ou sequências (*sequences*) no sentido da *International Stratigraphic Guide* (MURPHY & SALVADOR, 1999) pois estão limitadas por descontinuidades. Por correlação estratigráfica com depósitos *intragaben* de sectores próximos, podem ser consideradas de idades Tortoniano Superior a Messiniano Inferior, no caso da formação de Telhares, e Gelasiano, no caso da formação de Tramagueira. As características destas unidades indicam uma sedimentação em ambiente continental de clima sazonal, relacionada com relevos próximos, provavelmente escarpas de falhas. Estes sedimentos mostram evidências de deformação *sin-sedimentar*, especialmente paleossismitos.

As características dos sedimentos que preenchem os fossos do alinhamento estudado apresentam algumas diferenças relativamente aos outros fossos da região. A principal é que na Ribeira de Telhares são sempre formados em ambiente continental, enquanto nos fossos situados a W, mais perto do Atlântico, as unidades estratigráficas superiores são de carácter marinho ou fluvio-marinho, e nos fossos mais a SW toda a sequência estratigráfica é de ambiente marinho ou costeiro, excluindo a Unidade Grosseira basal de AMARO (2000), na parte S de Aljezur.

A explicação regional para a presença destas estruturas tectónicas no SW da península Ibérica não é imediata. Um ponto importante a considerar é que os sistemas de *grabens* poderiam gerar-se pela reactivação de falhas, como as de direcções N-S e ENE-WSW que controlaram a paleogeografia e a sedimentação na bacia Mesozóica Algarvia. O primeiro episódio de afundamento pode ser relacionado com as depressões tectónicas intramontanhosas geradas no auge da compressão Bética, no

Tortoniano, enquanto a reactivação em desligamento esquerdo da falha da Messejana (CABRAL, 1995) poderia condicionar o posterior desligamento esquerdo das falhas longitudinais dos fossos. Estudos ulteriores que incrementem o conhecimento geológico-estrutural destas depressões tectónicas são necessários para realizar um modelo mais pormenorizado e preciso. O sector sul da bacia do Sado, principalmente o estudo estrutural da falha de Farrôbo, merece atenção especial.

AGRADECIMENTOS

Os estudos realizados desenvolveram-se no âmbito do projecto “Caracterização do Potencial Sismogenético de Falhas na Região do Algarve Ocidental Meridional - CAPSA”, financiado pela FCT no âmbito do Programa de Apoio à Reforma dos Laboratórios do Estado. Os autores agradecem a contribuição de J. Cabral, C. Moniz e V. Valadares na discussão e interpretação regional dos dados.

REFERÊNCIAS

- AMARO, H. M. L. (2000) – *A Evolução Tectono-Sedimentar do Fosso de Aljezur*. Tese de mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 142 p.
- ANTUNES, M. T. (1983) – *Notícia Explicativa da Folha 39-C, Alcácer do Sal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 58 p.
- ANTUNES, M. T.; BIZON, G.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1981) – Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l’Algarve (Portugal), et l’évolution géologique régionale. *Ciências da Terra*, Lisboa, 6, pp. 153-168.
- ANTUNES, M. T. & MEIN, P. (1995) – Nouvelles données sur les petites mammifères du Miocène terminal du Bassin de Alvalade, Portugal. *Comum. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 81, pp. 86-96.
- ANTUNES, M. T.; MEIN, P. & PAIS, J. (1986) – Depósitos messinianos do Sul de Portugal, mamíferos (incluindo Rodentia e Lagomorpha) e idades K-Ar. *Ciências da Terra*, 8, pp. 55-64.
- CABRAL, J. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 31, 265 p.
- CACHÃO, M. A. (1995) – *Utilização de nanofósseis calcários em bioestratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia*. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa, 356 p.
- COELHO, A. V. P. & BRAVO, M. S. (1983) – Exemplo de vulcanismo tardio em Portugal, rochas ígneas post-Miocénico Inferior (Figueira-Algarve). *Ciências da Terra*, Lisboa, 7, pp. 99-114.
- CUNHA, P. P. & PENADOS REIS, R. (1995) – Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research*, 16, pp. 155-170.

- CUNHA, P. P.; PIMENTEL, N. & PEREIRA, D. I. (2000a) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesaino terminal-Turoliano. *Ciências da Terra*, **14**, Lisboa, pp. 61-71.
- CUNHA, T. A.; SARTI, F.; DIAS, R. P. & CABRAL, J. (2000b) – Potencialidade da interferometria radar na detecção de zonas tectonicamente activas na região do Algarve. *6.ª Conferência do GGET*, Évora, pp. 7-9.
- DIAS, R. P. (2001) – *Neotectónica da Região do Algarve*. Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 369 p.
- FEIO, M. (1951) – A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, **XXXII**, 2.ª parte, pp. 303-477.
- GAIDA, R. (1984) – Die tertiäre und quartäre Reliefentwicklung des Baixo Alentejo (Portugal). *Dusseld. Geogr. Schrie.*, **23**, 119 p.
- GONÇALVES, F. (1967) – Subsídios para o conhecimento geológico do maciço eruptivo de Monchique. *Com. Ser. Geol. Portugal*, Lisboa, **LII**, pp. 169-184.
- HEMPTON, M. R. & NEHER, K. (1986) – Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an échelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, No. 6, pp. 597-605.
- JULIVERT, M.; FONBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972) – *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1000 000*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- LINDEN, W. J. M. VAN DER (1975) – Mesozoic and Cenozoic opening of the Labrador Sea, North Atlantic and Bay of Biscay. *Nature*, **253**, pp. 320-324.
- MACINTYRE, R. M. & BERGER, G. W. (1982) – A note on the geochronology of the Iberian Alkaline Province. *Lithos*, Oslo, **15**, pp. 133-136.
- MANUPPELLA, G.; RODRIGUES, A.; BARTOLOMEU, A.; LEAL, J. G.; RAMALHO, M.; GONÇALVES, F. e CARVALHOSA, A.; OLIVEIRA, J. T.; ROMÃO, J.; BARROSO, J.; RIBEIRO, A.; RODRIGUES, L. & DIAS, R. (1992) – *Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1:100 000, Folha Ocidental*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- MONTENAT, C. & BIZON, G. (1976) – A propos de l'évolution géodynamique Mio-Pliocène en la Méditerranée occidentale. L'exemple du bassin de Vera (Cordillères Bétiques, Espagne Méridionale). *C. R. Soc. Geol. France*, Paris, pp. 15-16.
- MUNHÁ, J. (1990) – Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo de Lobo Zone. In: Dallmeyer R. D. & Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin-Heidelberg-Nova Iorque, pp. 363-368.
- MURPHY, M. A. & SALVADOR, A. (1999) – International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS. International Commission on Stratigraphy. *International Stratigraphic Guide – An abridged version. Episodes*, **22**, 4, pp. 255-271.
- OLIVEIRA, J. T. (1983) – The marine carboniferous in Portugal: a stratigraphic and sedimentological approach. In: Sousa M. J. L. & Oliveira J. T. (Eds.), *The Carboniferous of Portugal, Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 129-137.
- (1990) – Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the South Portuguese Zone. In: Dallmeyer R. D. & Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin-Heidelberg-Nova Iorque, pp. 334-347.
- OLIVEIRA, J. T.; HORN, M. & PAPROTH, E. (1979) – Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the palaeogeographic development compared to corresponding units in northwest Germany. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **65**, pp. 151-168.
- OLIVEIRA, J. T. (Coord.); ANDRADE, A. S.; ANTUNES, M. T.; CARVALHO, D.; COELHO, A. V. P.; FEIO, M.; GONÇALVES, F.; MANUPPELLA, G.; MARQUES, B.; MONTEIRO, J. H.; MUNHÁ, J.; RAMALHO, M.; REY, J.; RIBEIRO, A.; ROCHA, R. & ZBYSZEWSKI, G. (1984) – *Notícia Explicativa da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal (Escala 1/200 000)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 73 p.
- OLIVEIRA, J. T.; HORN, M.; KULLMAN, J. & PAPROTH, E. (1985) – Stratigraphy of the upper Devonian and Carboniferous sediments of southwestern Portugal. *X Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère*, Madrid, 1993, **Co Re 1**, pp. 107-120.
- PAIS, J.; LEGONHA, P.; ELDERFIELD, H.; SOUSA, L. & ESTEVENS, M. (2000) – The Neogene of Algarve (Portugal). *Ciências da Terra*, Lisboa, **14**, pp. 227-288.
- PEREIRA, A. R. (1990) – *A Plataforma Litoral do Alentejo e Algarve Ocidental. Estudo de Geomorfologia*. Tese de doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, Lisboa, 450 p.
- PIMENTEL, N. L. (1998) – Tectono-sedimentary evolution of the Sado Basin (Tertiary, southern Portugal). *Actas do V Congresso Nacional de Geologia (Resumos Alargados)*, *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **84**, Fasc. 1, pp. A145-A148.
- (2000) – Elementos para el análisis tectono-sedimentario de la falla de Plasencia-Messejana en Portugal. *IV Congr. Español del Terciario, Geotemas (Soc. Geol. Esp.)*, **2**, pp. 179-182.
- (2002) – Unidades litostratigráficas do Terciário no Baixo Alentejo ocidental (bacia do Sado, Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, **89**, pp. 179-182.
- PIMENTEL, N. L. & AMARO, H. (2000) – Contribuição para a análise tectono-sedimentar do Fosso de Aljezur (SW de Portugal). *Ciências da Terra*, Lisboa, **14**, pp. 233-242.
- PIMENTEL, N. L. & AZEVEDO, T. M. (1991) – Sedimentologia de depósitos fluviais pliocénicos da Bacia do Sado (Baixo Alentejo, Portugal). *Actas I Congr. Gr. Esp. Terc.*, pp. 256-258.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R.; SOARES, A.; ZBYSZEWSKI, G. & MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1979) – *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 p.

- RIBEIRO, A.; CABRAL, J.; BAPTISTA, R. & MATIAS, L. (1996) – Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, **15**, 2, pp. 641-657.
- ROCK, N. M. S. (1976) – Fenitisation around the Monchique alkaline complex. Portugal. *Lithos*, Oslo, **9**, pp. 263-279.
- (1978) – Petrology and Petrogenesis of the Monchique Alkaline Complex, Southern Portugal. *Jour. Petrology*, **19**, part. 2, pp. 171-214.
- (1982) – The Late Cretaceous Alkaline Igneous Province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. *Lithos*, Oslo, **15**, pp. 111-131.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990) – Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**, pp. 107-119.
- SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A. (1990) – Structural outline. South Portuguese Zone. In: Dallmeyer R. D. & Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin-Heidelberg-Nova Iorque, pp. 348-363.
- TERRINHA, P. (1998) – *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. PhD Thesis, Univ. of London, 430 p.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. (1986) – Strike-slip duplexes. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, No. 7, pp. 725-735.
- ZBYSZEWSKI, G. (1946) – Note sur l'existence d'algues fossiles dans le Miocène d'Aljezur. *An. Fac. Ciên. Port.*, **XXXI**, pp. 5-6.

Artigo recebido em Junho de 2003

ESTAMPAS



ESTAMPA I

Foto 1 – Vista dos materiais que preenchem o fosso da Ribeira de Telhares, num sector de espessura reduzida da parte central (localidade 4 da figura 3, e coluna 4 da figura 5). Fmi) Materiais deformados pela orogenia varisca pertencentes à Formação de Mira com desenvolvimento de paleossolo no topo. A) Discordância basal do fosso. Fte) Materiais detriticos amarelados com paleocanais da formação de Telhares. B) Disconformidade. Fra) Materiais detriticos vermelhos da formação de Tramagueira. A mochila situada em primeiro plano mede 55 cm de altura.

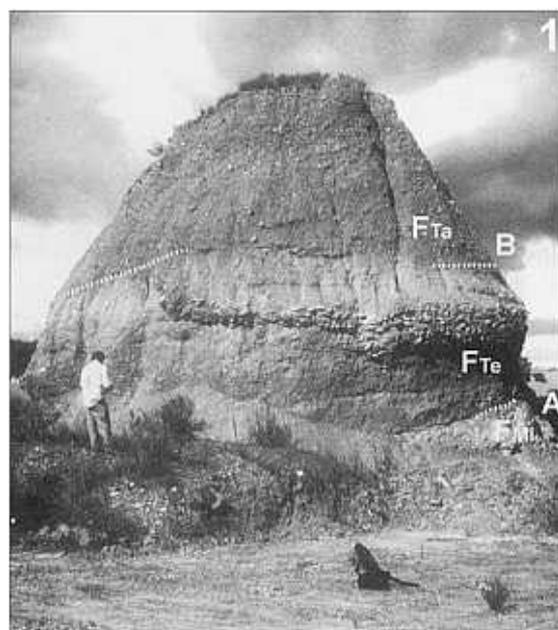
- View of the sedimentary units filling the Ribeira de Telhares depression in a sector of reduced thickness, placed in the central area of the graben (locality 4 in the figure 3 and column 4 in the figure 5). Fmi) Mira Formation materials deformed by the Variscan Orogeny and palaeosoil development. A) Basal unconformity inside the graben. Fte) Detritical yellowish sediments with palaeochannels of Telhares formation. B) Disconformity. Fra) Detritical reddish sediments of Tramagueira formation. The backpack is 55 cm high.

Foto 2 – Atitude da formação de Telhares na localidade 1 da figura 3. As camadas conglomeráticas (S_0) indicam uma forte inclinação para N, efeito das dobras de arraste causadas pela falha de direcção WNW-ESE, situada fora da fotografia à direita.

- Bedding attitude of the Telhares formation in the locality 1 of figure 3. Conglomerate levels (S_0) dip strongly to N, as part of a drag fold related to a WNW-ESE fault, placed on the right, out of the photograph.

Foto 3 – Características da formação de Telhares perto da falha N-S que limita pelo W o *minigraben* situado a E de Corte Sevilha do Meio (Fig. 3). O limite entre o nível conglomerático e a argila superior é altamente irregular, com formas impossíveis de criar mediante processos erosivos. Portanto, foram interpretadas como estruturas de injeção dos materiais grosseiros nos finos, causadas pela sobrepressão induzida nos níveis grosseiros por ondas sísmicas (paleossismitos). No pormenor da fotografia 3a pode apreciar-se a injeção dos calhaus nas argilas do extremo superior esquerdo da estrutura. A escala gráfica parcialmente visível é centimétrica.

- Appearance of Telhares formation close to the N-S fault bordering by W the minigraben located eastern Corte Sevilha do Meio (Fig. 3). The limit between the conglomerate level and the upper clay is very irregular, with cusped shapes impossible to create by erosion mechanisms. Therefore they were interpreted as injection structures of the coarse materials into the upper fine grain level, caused by the overpressure induced by seismic waves (palaeoseismites). An especially cusped injection of pebbles into the clay is shown in upper left part of the 3a detail. Partially visible graphic scale is centimetres.



ESTAMPA II

Foto 4 – Falha de desligamento esquerdo com componente normal que limita pelo W o *micrograben* situado a E de Corte Sevilha do Meio (Fig. 3). So) Camadas sub-horizontais na formação de Telhares. Bf) Brecha de falha com inclinação para E. Ft) Foliação tectónica subparalela à falha desenvolvida no soco de xistos e grauvaques da Formação de Mira.

- Normal fault bordering the micrograben placed eastern of Corte Sevilha do Meio by the W (Fig. 3). So) Subhorizontal bedding in the Telhares formation. Bf) Fault gauge dipping eastern. Ft) Tectonic foliation, subparallel to the fault, developed in schist and graywacke basement of Mira Formation.

Foto 5 – Falha longitudinal ao fosso tectónico da Ribeira de Telhares no bordo W, vista em planta na localidade 2 da figura 3. Fmi) Xistos e grauvaques da Formação de Mira que constituem o soco. Bf) Brecha de falha com fragmentos dos dois blocos afectados. Fte) Argila amarela da formação de Telhares.

- Western longitudinal fault developed along the Ribeira de Telhares graben. Plane view in the locality 2 of the figure 3. Fmi) Schist and graywacke basement of the Mira Formation. Bf) Fault gauge with clasts from both walls. Fte) Yellow clay of the Telhares formation.

Foto 6 – Vista de falhas normais menores do sistema transversal (ENE-WSW) deslocando camadas da formação de Telhares (Fte), sem afectar o terraço quaternário suprajacente (Tq). Afloramento do Km 257 do caminho-de-ferro, na parte NE do fosso (asterisco na figura 3). A altura aproximada do talude é de 4 m. A ampliação da fotografia 6a mostra pormenorizadamente a deslocação normal de um nível de calhaus com dobras de arraste, numa falha subparalela. Martelo de 32 cm para escala.

- Minor normal faults belonging to the transversal system (ENE-WSW). They disrupt the sedimentary levels of the Telhares formation (Fte), but they do not disturb the overlying Quaternary terrace (Tq). Outcrop in the km 257 of the railroad, in the NE of the graben (asterisk in the figure 3). Approximate height of the section is 4 m. Detailed photograph of the area depicted inside 6 is shown in 6a, where drags fold developed in a thin level of pebbles indicate the normal kinematics. 32 cm hammer for scale.

