

Reactivação Cenozóica da Falha de Segura, Beira Baixa

R. P. DIAS*, J. CABRAL**, J. M. C. ROMÃO* & A. RIBEIRO**

Palavras-chave: Falha de Segura; Neotectónica em Portugal; Falha activa; Sismotectónica.

Resumo: A falha de Segura situa-se na Zona Centro-Ibérica do Maciço Hespérico, na região centro-oriental do território português (Beira Baixa). Tem um comprimento total de cerca de 22,5 km e uma orientação geral de ENE-WSW. Corresponde a um sistema de fracturas tardi-variscas. Funcionou como um desligamento esquerdo tardi-varisco, com movimentação inversa associada, reactivado posteriormente durante a Orogenia Alpina. Limita a norte a Bacia de Cegonhas-Segura, (pequena bacia integrada na Bacia Cenozóica de Moraleja-Rodão). Esta reactivação é evidenciada por dados geomorfológicos, estratigráficos e estruturais, com contactos por falha entre o soco e depósitos do Cenozóico e a presença de uma escarpa de falha ao longo de todo o seu comprimento. A reactivação durante o Quaternário não é clara, pois não existem depósitos neste período, nem referências geomorfológicas seguramente desta idade, afectados pela falha. Realizaram-se estudos pormenorizados em diversos locais ao longo do acidente, medindo-se um total de 166 planos de falha. Estes dados foram tratados automaticamente com o objectivo de efectuar a sua análise dinâmica, tentando diferenciar os vários episódios de reactivação na falha. Com base na geometria do acidente, estimou-se o sismo máximo mais provável que esta estrutura pode gerar, e o seu intervalo de recorrência.

Key-words: Segura fault; Neotectonics in Portugal; Active fault; Seismotectonics.

Abstract: The Segura fault is located in the Centro-Iberian Zone of the Hesperian Massif, central-eastern region of the Portuguese territory (Beira Baixa), with a total length of around 22,5 km, showing a general ENE-WSW direction. It consists in a late Variscan oblique-slip (left-lateral reverse) fault zone, reactivated as a reverse fault in the Alpin Orogeny, binding at the north of the Cegonhas-Segura basin (a subdivision of the larger Moraleja-Rodão Cenozoic basin), where continental paleogenic to quaternary detrital sediments are preserved. Fault reactivation is evidenced by geomorphological, stratigraphical and structural data, namely by basement-cenozoic sediments faulted contacts and by the presence of a continuous fault scarp that follows the fault trace. Quaternary reactivation is not clear due to the lack of fault-displaced quaternary sediments and striated slickensides were measured. A considerable number of striated slickensides were treated by computer aided methods for a dynamic analysis and recognition of distinct fault reactivation episodes. Finally, a tentative estimation of the seismogenic potential of the Segura fault and recurrence interval is presented.

INTRODUÇÃO

A falha de Segura foi inicialmente reconhecida junto à povoação de Segura (Beira-Baixa). Situa-se no sector meridional da Zona Centro-Ibérica do Maciço Hespérico (RIBEIRO *et al.*, 1979; RIBEIRO, 1981) (Fig. 1) e tem um comprimento aproximado de 22,5 km.

Este acidente pertence a um sistema de fracturas tardi-variscas orientadas ENE-WSW e corresponde a um desligamento esquerdo com movimentação inversa associada. Segundo RIBEIRO *et al.* (1979), este sistema de fracturas está associado ao primeiro episódio de fraturação tardi-varisca tendo sido originado a partir de uma compressão aproximadamente N-S.

A reactivação pós-paleozóica da falha é evidenciada por dados estratigráficos, estruturais e geomorfológicos. Com efeito, esta estabelece o contacto entre rochas do

soco, a norte, e depósitos do Cenozóico, a sul, sendo a sua reactivação também salientada por uma escarpa de falha contínua ao longo da zona de falha.

A «estrutura de ressalto» (pop-up) de segunda ordem da Zebreira (10 km de largura) é limitada a SE pela falha de Segura, que corresponde a um retrocavalgamento de 1ª ordem com movimentação para SE (ROMÃO, 1991; ROMÃO *et al.*, 1991), de acordo com o modelo de reactivação alpina do soco varisco ibérico (RIBEIRO, 1988).

* Instituto Geológico e Mineiro, Rua Academia das Ciências, 19-2º, 1200 Lisboa

** Dep. Geol. Fac. Ciên. Lisboa, bl. C2, Campo Grande, 1700 Lisboa.

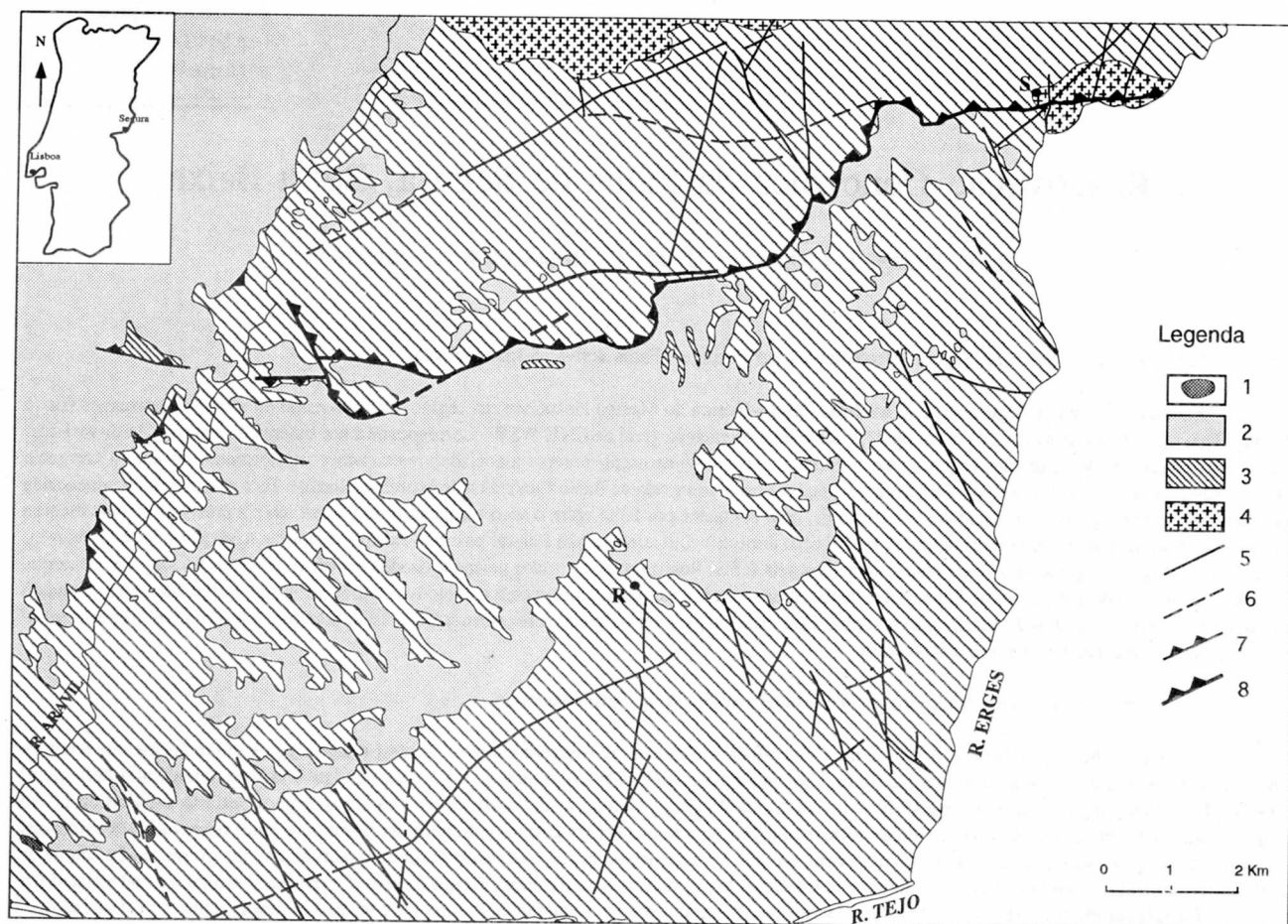


Fig. 1 — Mapa geológico da região de Segura-Rosmaninhal onde está localizada a Bacia de Cegonhas-Segura: 1 — Sedimentos do Plio-Quaternário (excluindo aluviões recentes); 2 — Sedimentos do Paleogénico; 3 — Grupo das Beiras; 4 — Granitos; 5 — Falha; 6 — Falha provável; 7 — Falha inversa; 8 — Falha de Segura; S — Segura; R — Rosmaninhal.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL

Na região ocorrem extensos afloramentos de metassedimentos do tipo *flysch* incluídos no Grupo das Beiras, pertencente ao Supergrupo Dúrico-Beirão (tradicional Complexo Xisto-Gravauquico ante-Ordovício), datado do Proterozóico superior ao Câmbrio. Estes metassedimentos constituem o membro superior da Formação de Malpica do Tejo, caracterizado pelo predomínio de bancadas de grauvaque em relação às de pelitos (ROMÃO, 1990 e *in press*) e estão deformados por estruturas sardas (dobras e carreamentos) evidenciadas pela interferência com as estruturas variscas (ROMÃO e RIBEIRO, 1992). São intruídos por rochas granitóides (plutonitos de Zebreira e granito de Segura) e numerosos filões constituídos por rochas ácidas, intermédias e

básicas. As rochas metassedimentares estão afectadas por um metamorfismo regional que não ultrapassa a zona da clorite, da fácies dos xistos verdes, e por metamorfismo de contacto junto às intrusões graníticas.

Sobre o grupo das Beiras assentam em discordância angular retalhos de depósitos de idade cenozóica, parcialmente preservados na dependência de uma pequena bacia tectónica alongada segundo ENE-WSW — a Bacia de Cegonhas-Segura, com uma área de cerca de 150 km², limitada a N pela falha de Segura e que se inclui na unidade tectono-sedimentar, mais vasta, da Bacia de Moraleja-Rodão (DIAS e CABRAL, 1989).

Os referidos depósitos integram predominantemente uma formação sedimentar designada por Unidade de Cabeço do Infante, atribuído ao Eocénico superior (Priaboniano) - Oligocénico inferior (Estampiano) (CUNHA e

PENA DOS REIS, 1985; CUNHA, 1987 a, b, 1992), correspondendo, na área estudada, a depósitos areníticos arcóscicos, com alternância de níveis finos e grosseiros, por vezes mesmo conglomeráticos, com calhaus de quartzo, quartzito e alguns de grauvaque, subangulosos a sub-rolados, com dimensão máxima observada de 40 cm. A série sedimentar torna-se mais grosseira para o topo.

Além daqueles sedimentos também afloram na área depósitos de terraço fluvial relacionados com a drenagem actual, principalmente dos rios Tejo, Erges e Aravil, datados do Plistocénico inferior a superior, bem como aluviões recentes e coluviões quaternários.

DESCRIÇÃO GEOMORFOLÓGICA REGIONAL

Os traços mais importantes da geomorfologia da região são:

1. Testemunhos de uma superfície aplanada à altitude de cerca de 400 m, preservados a norte do acidente de Segura, dispondo-se segundo uma direcção ENE-WSW (paralelamente aos acidentes presentes), extendendo-se entre a área de Zebreira e o vértice geodésico da Barca (407 m) (Fig. 2). Este nível parece corresponder à superfície da base da cobertura arcósica regional exumada, apresentando-se deformada com arqueamento de eixo ENE-WSW, ligeiramente balançado para WSW. A atribuição de uma idade a esta superfície é problemática visto não apresentar sedimentos correlativos do episódio de truncatura dos depósitos arcóscicos que a recobriam. Contudo, a sua projecção para norte, à cota de 400 m, passa consideravelmente abaixo da superfície de disconformidade da base dos «Conglomerados de Falagueira», definidos por CUNHA (1992) nos cerros da Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas (designados por «depósitos de planalto» em DIAS e CABRAL, 1989, que os correlacionaram com depósitos do tipo «raña» referidos em bibliografia diversa, de idade provável pliocénica superior — cerca de 2 a 3 milhões de anos), e que aquele autor coloca a uma cota aproximada de 470-480 m, encontrando-se sensivelmente à cota da base da unidade subjacente — «Conglomerados de Monfortinho», definidos por CUNHA (op. cit.), que lhes atribui uma idade miocénica terminal a pliocénica inferior.

Neste contexto admitimos, no entanto, como hipótese mais provável, a correlação da superfície de erosão de Zebreira com o importante episódio morfo-sedimentar que gerou os «Conglomerados de Falagueira», o que lhe confere uma idade pliocénica superior.

2. Testemunhos de uma superfície aplanada à altitude de cerca de 400 m, preservados a sul do acidente de Segura, dispondo-se segundo uma direcção ENE-WSW, extendendo-se entre o vértice geodésico da Marota (401 m) e o vértice geodésico de Cabeço Alto (403 m) (Fig. 2). Esta é provavelmente uma «superfície estrutural» desenvolvida sobre fina espessura de arcoses (endurecidas?), que forma interflúvios culminando aproximadamente à cota dos 400 m na zona de Rosmaninhal, e que está deformada em concordância com as deformações que afectam as arcoses e a superfície anteriormente descrita, subjacente, inclinando para NW em direcção à falha de Segura (Fig. 2).
3. Testemunhos de uma superfície aplanada a uma cota de cerca de 300-325 m, que consideramos como possível superfície de referência para identificação de deformações neotectónicas (provavelmente datando do Pliocénico superior - Quaternário inferior) e que corresponde a um nível embutido nas superfícies atrás referidas, claramente gerado em função da rede de drenagem actual, nomeadamente do rio Tejo, de que constitui o seu nível mais elevado (Fig. 2). Na Bacia de Castelo Branco parece corresponder ao nível topográfico geral, deformado e já degradado por embutimentos posteriores (Quaternário médio e superior).
4. A presença de uma escarpa de falha virada a sul, estendendo-se por quase todo o comprimento do acidente tectónico de Segura embora nalgumas zonas já recuada em relação ao traçado superficial da falha, com um comando variando entre 25 e 60 m, em função do encaixe da drenagem fluvial, indicando que se trata, no essencial, de uma escarpa de linha de falha. Contudo, nalguns locais (Fig. 2) identifica-se uma provável escarpa de falha directa, resultante do deslocamento da superfície de erosão de 300 m. Nestes casos, reconhece-se um desnivelamento vertical de cerca de 25 a 50 m, com

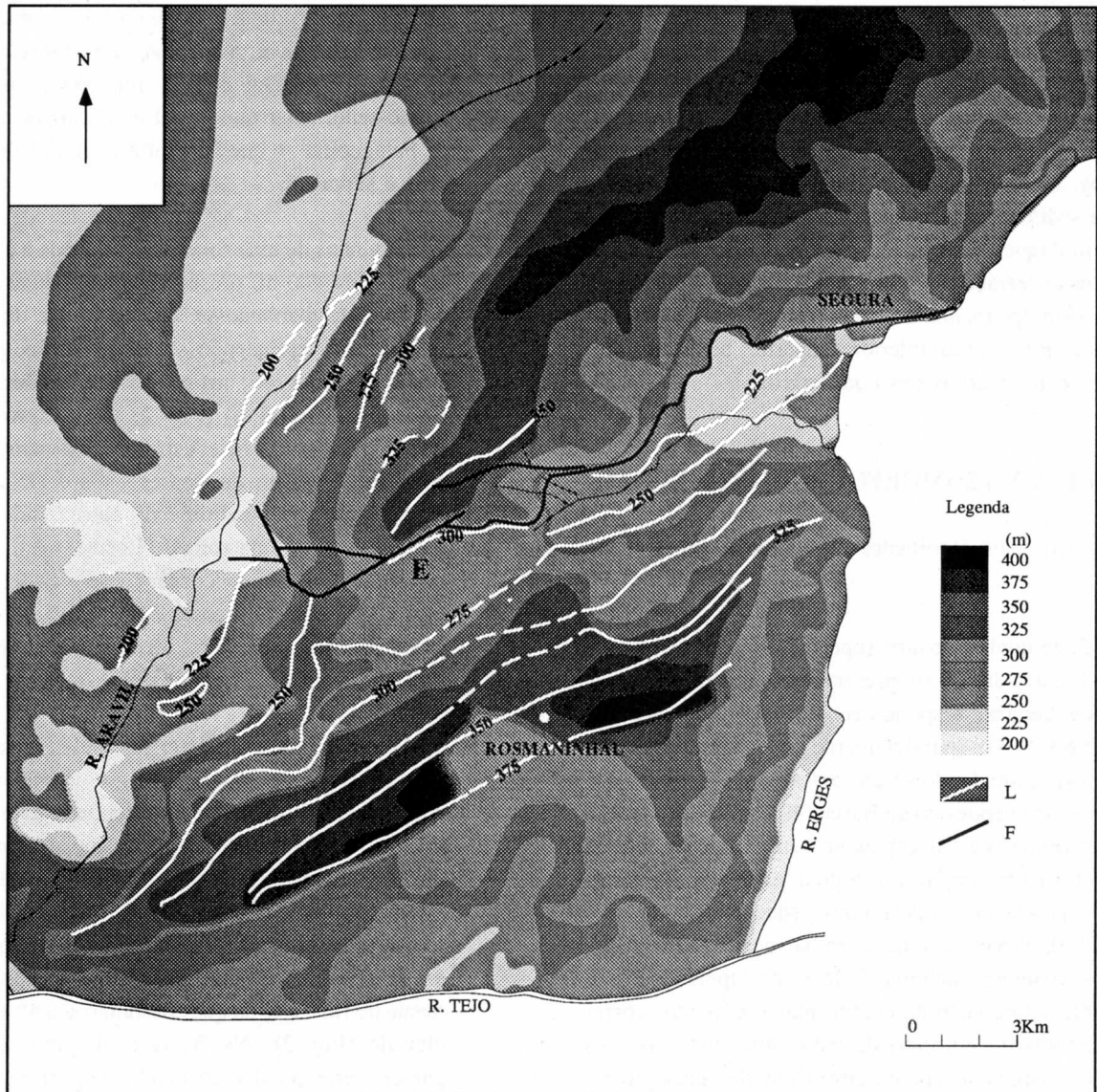


Fig. 2 — Mapa de contorno estrutural da superfície da base da cobertura sedimentar cenozóica regional, integrando dados hipsométricos simplificados (intervalos de 25 m). L — Linha de contorno estrutural com cota assinalada em metros; F — Falha de Segura; E — Segmento evidenciando escarpa de falha directa.

subida do bloco setentrional, que poderá testemunhar actividade posterior aquela superfície (Pliocénico terminal-Quaternário inferior?).

A região estudada é drenada pelos rios Tejo, Erges e Aravil.

GEOMETRIA E CINEMÁTICA DA FALHA DE SEGURA

A cartografia da falha de Segura foi efectuada à escala 1:25 000. Apresenta uma geometria bastante complexa

(Fig. 3), provavelmente herdada da fase de fracturação tardi-varisca, em que o acidente se comportou como um desligamento esquerdo com movimentação inversa associada. A direcção geral da falha de Segura é de N70°E, mas o seu traçado varia de orientação desde NE-SW a E-W identificando-se mesmo um pequeno segmento terminal orientado NW-SE (Fig. 3).

Ao longo do acidente tectónico foram estudadas diversas superfícies de falha, num total de 166 (Fig. 4). Algumas destas superfícies correspondem ao contacto do soco com os depósitos do Cenozóico, por falha inversa

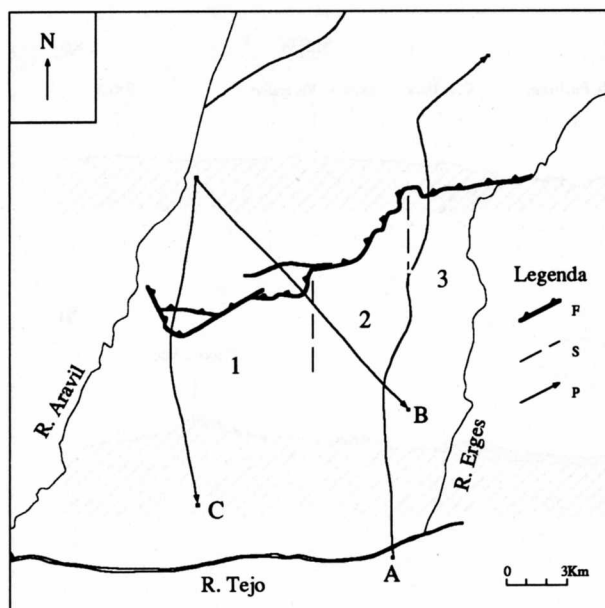


Fig. 3 — Esquema da falha de Segura mostrando a sua geometria complexa e possível segmentação. F — Falha de Segura; S — Segmentação; P — Localização dos cortes geológicos (ver Fig. 5).

com os metassedimentos variscos, a norte, a cavalgar os sedimentos, a sul. A zona de falha apresenta inclinações muito diversas mas, na generalidade, os contactos tectónicos soco-sedimentos inclinam entre 30° e 60° para N, com excepção de um pequeno segmento na extremidade SW da falha (Casal dos Santos), em que esta inclina para S, funcionando como um retrocavalgamento de 2ª ordem.

Em geral, as superfícies de falha medidas apresentam-se estriadas, possibilitando, assim, obter um número considerável de dados cinemáticos que permitiram efectuar a sua análise dinâmica, utilizando-se um programa automático desenvolvido por Etchecopar e outros (ETCHECOPAR, 1984; ETCHECOPAR *et al.*, 1981; ETCHECOPAR e MATTAUER, 1988).

Grosso modo, o traçado da falha apresenta dois segmentos em «échelon» com orientação aproximada E-W, com «salto» esquerdo, separados por um segmento com orientação média NE-SW. Na extremidade ocidental do acidente tectónico identifica-se ainda um troço de orientação NW-SE rodando para E-W (sector de Casa da Praça-Cegonhas Velhas) (Fig. 3). Por vezes a falha encontra-se ramificada nos locais de separação dos segmentos, formando estruturas imbricadas incipientes em que o deslocamento vertical total é distribuído por duas zonas de falha, produzindo, na morfologia, duplicação da escarpa de falha, com um patamar tectónico intermédio (Fig. 5).

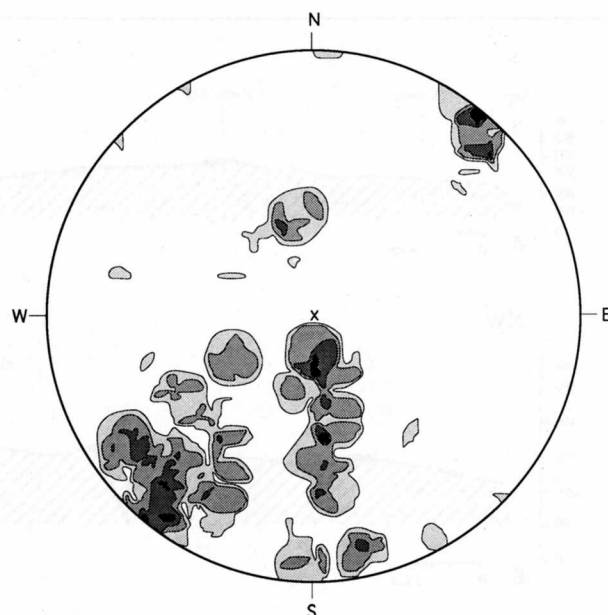


Fig. 4 — Diagrama de contorno de densidades para os pólos de todos os planos de falha medidos ao longo da falha de Segura (rede de Schmidt, projecção no hemisfério inferior). Contornos a 2-3-4-5%.

REACTIVAÇÃO CENOZÓICA DA FALHA DE SEGURA

A reactivação da falha de Segura durante o Cenozóico é evidenciada pelas suas relações com os sedimentos que afecta e, embora escassamente, pela morfologia. Com base nos dados obtidos nas observações de campo, nos dados da microtectónica, na análise de cartas topográficas e de fotografia aérea, apenas se podem inferir dois episódios de reactivação:

1. Um episódio posterior à deposição dos sedimentos da Unidade Cabeço do Infante, provavelmente no Miocénico, em correlação com a primeira reactivação da falha do Ponsul (DIAS e CABRAL, 1989). Durante este episódio tectónico a falha movimentou-se como falha inversa, com o soco a cavalgar os depósitos, provavelmente com um deslocamento vertical semelhante à espessura dos sedimentos deslocados, e em que a movimentação terá sido essencialmente de abatimento da «cunha» correspondente à bacia tectónica.

Posteriormente, ocorre um período de estabilidade tectónica e de erosão intensa, que terá produzido a exumação da superfície da base da cober-

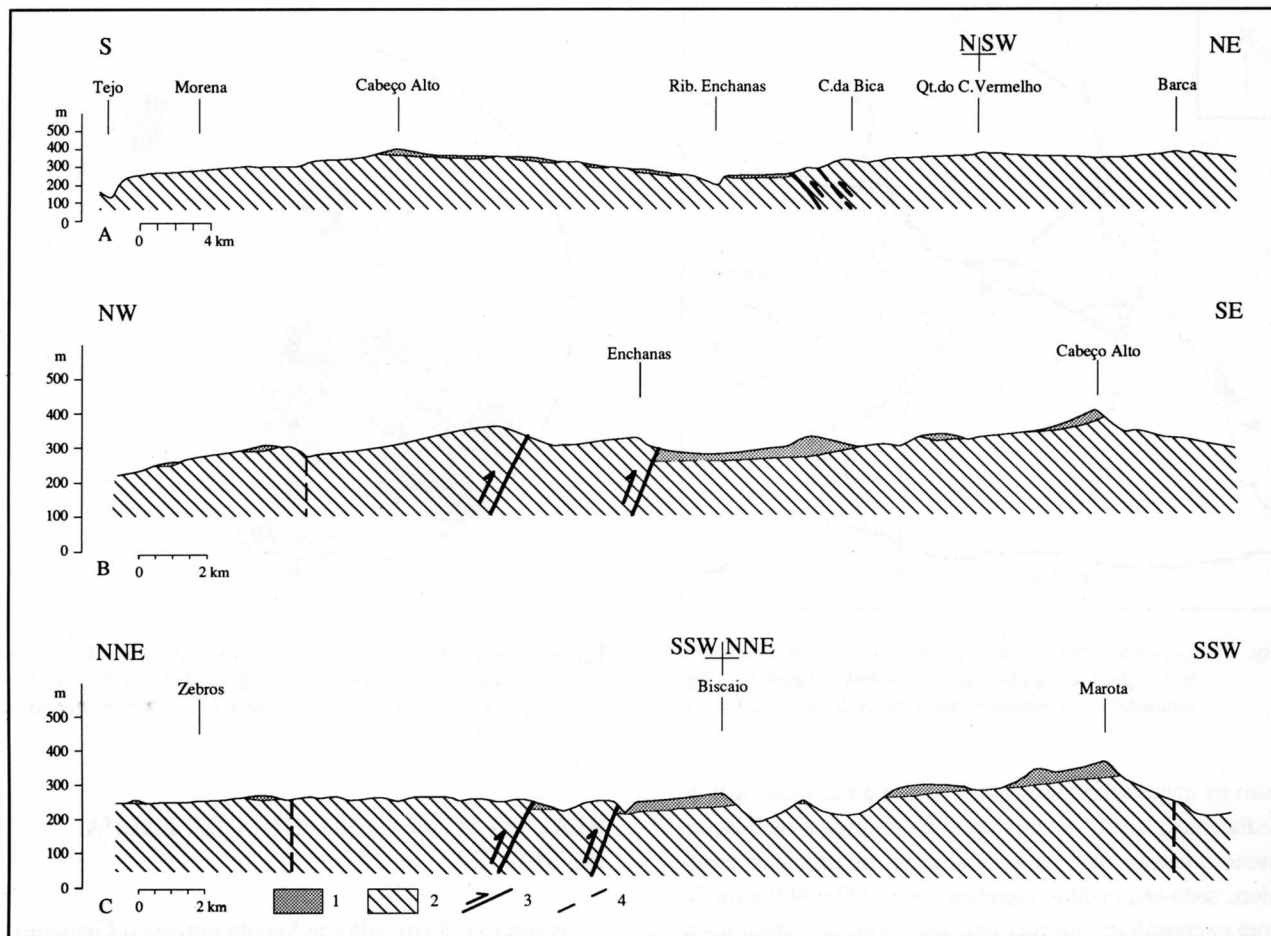


Fig. 5 — Cortes geológicos transversais à falha de Segura (localização Fig. 3). 1 — Sedimentos do Paleogénico; 2 — Grupo das Beiras; 3 — Falha com sentido de movimento; 4 — Falha provável.

tura sedimentar cenozóica (e algum retoque erosivo nas rochas do soco exumadas) exteriormente à depressão tectónica previamente gerada. Originou-se, assim, uma superfície de erosão, localizada presentemente à cota de cerca de 400 m, que, como referimos, é provavelmente correlativa da instalação regional dos depósitos grosseiros culminantes (Conglomerados de Falagueira), de idade provável pliocénica inferior. Com a instalação da rede de drenagem actual (Pliocénico superior-Quaternário inferior), nomeadamente o rio Tejo, forma-se um nível embutido nessa superfície, hoje situado sensivelmente à cota de 300-325 m.

2. Segue-se (provavelmente) outra reactivação da falha de Segura, novamente como falha inversa,

originando uma pequena escarpa de falha produzindo um desnivelamento vertical compreendido entre 25 e 50 m. Isto é testemunhado pelo provável deslocamento da superfície dos 300 m nalguns locais do acidente, nomeadamente entre os vértices geodésicos de Enchacanas-Cegonhas (Fig. 2) e Ribeira de Enchacanas-Casa da Bica (Fig. 5-A).

Contudo, a importância da erosão na expressão morfológica da falha é dominante. De facto, a escarpa de falha é essencialmente uma escarpa de linha de falha, resultante da erosão diferencial entre as rochas do soco e os sedimentos cenozóicos, acentuando-se apenas nos locais onde a erosão é mais forte, principalmente na dependência de linhas de água.

Em conclusão, verifica-se que o efeito morfológico da erosão na falha de Segura é mais importante que o da

movimentação (mal constrangida) durante o Quaternário (se considerarmos que a última reactivação se deu neste período). De facto, as evidências de reactivação recente (neotectónica) são muito escassas e, como se referiu, apenas são de carácter morfológico, constituindo um eventual desnivelamento da superfície dos 300-325 m de 25 a 50 m.

ANÁLISE DINÂMICA DOS DADOS DE MICROTECTÓNICA

Realizaram-se estudos de microtectónica em diversos locais ao longo do acidente, medindo-se um total de 166 superfícies de falha afectando quer formações do Cenozóico, quer formações do Grupo das Beiras e/ou granitos. A partir dos dados obtidos no estudo dos numerosos espelhos de falha estriados, medidos ao longo do acidente, efectuou-se a sua análise dinâmica para a determinação dos campos de tensão prováveis a que a estrutura esteve sujeita, utilizando um método automático de análise dinâmica de populações de superfícies de falha estriadas desenvolvido por Etchecopar e outros (ETCHECOPAR *et al.*, 1981; ETCHECOPAR, 1984; ETCHECOPAR e MATTAUER, 1988).

Este método assume que, num determinado lugar, um dado evento tectónico é caracterizado por um estado de tensão homogéneo, que o meio é isotrópico, que a força tangencial resolvida num dado plano resulta num deslocamento tangencial na direcção e orientação dessa força, e que não existe rotação do campo das tensões (ETCHECOPAR *et al.*, 1981). Estas limitações terão que ser tomadas

em conta nos resultados finais, que deverão, assim, ser confrontados com uma análise qualitativa, efectuada no campo, das relações entre os diferentes movimentos nas falhas presentes e, sobretudo, das suas relações com a estratigrafia e a estrutura regional, partindo do princípio que será sempre esta análise que irá prevalecer.

No conjunto foram analisados, pelo programa «Falha» de Etchecopar, os dados de microtectónica obtidos em sete estações de observação diferentes. Os dados resultaram da medição de superfícies de movimento estriadas localizadas quer em rochas do soco (metagrauvaques e xistos e/ou granitos) afectadas pelo acidente, quer no contacto, por falha, entre as rochas do soco (metagrauvaques e xistos) e depósitos de idade cenozóica. Também foram efectuadas algumas medições em fracturas nestes depósitos localizadas relativamente perto do acidente tectónico principal.

Os resultados obtidos para as diferentes estações mostram uma dispersão importante na orientação das direcções principais dos vários tensores da tensão, como se pode verificar nos exemplos apresentados nas figuras 6, 7 e 8.

No entanto, com base na orientação do eixo da tensão compressiva máxima (σ_1), é possível identificar três conjuntos de tensores. Assim, temos:

- Um tensor com a tensão definida por um elipsóide de simetria axial do tipo «bolacha», em que σ_3 (tensão compressiva mínima) é subvertical, e σ_1 e σ_2 são semelhantes (R aproximadamente igual a 1) com direcção sub-horizontal mal definida, indicando uma fase compressiva de constrição regional (Fig. 6).

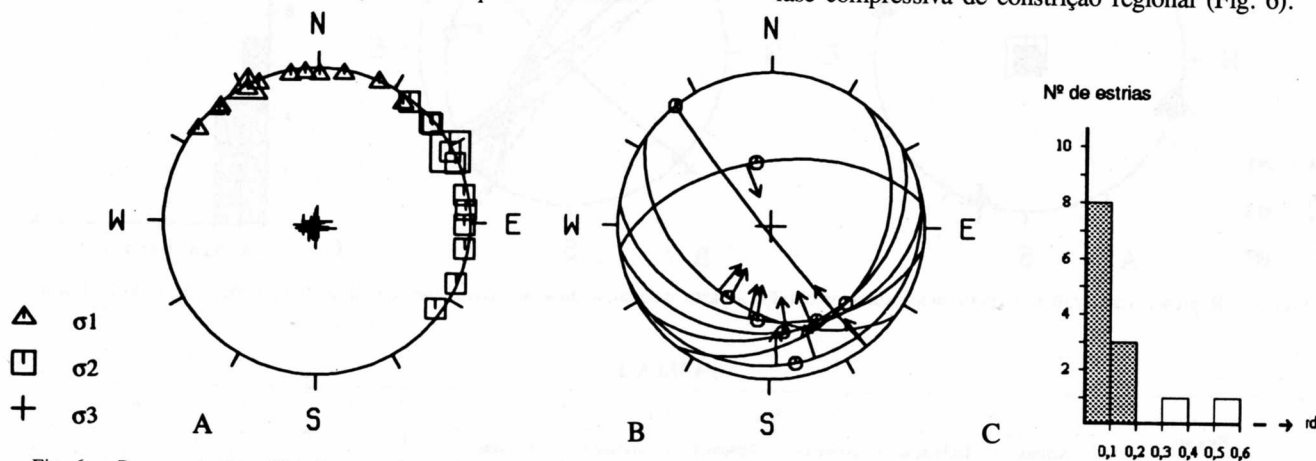


Fig. 6 — Representação gráfica de parte dos resultados obtidos a partir da análise dinâmica dos planos de falha medidos na estação de C. Santos.

- A — Projecção estereográfica, em rede de Schmidt (hemisfério inferior), dos eixos principais de tensão dos tensores explicando exactamente cada plano estriado medido, e sendo o mais próximo possível do tensor médio encontrado, cujos eixos estão igualmente assinalados (símbolos maiores);
- B — Projecção estereográfica em rede de Schmidt (hemisfério inferior) dos planos estriados medidos, assinalando-se a posição das estrias reais (setas) e das estrias calculadas (círculos);
- C — Diagrama de frequência das estrias medidas em função do seu desvio angular (expresso em radianos) relativamente às correspondentes estrias calculadas.

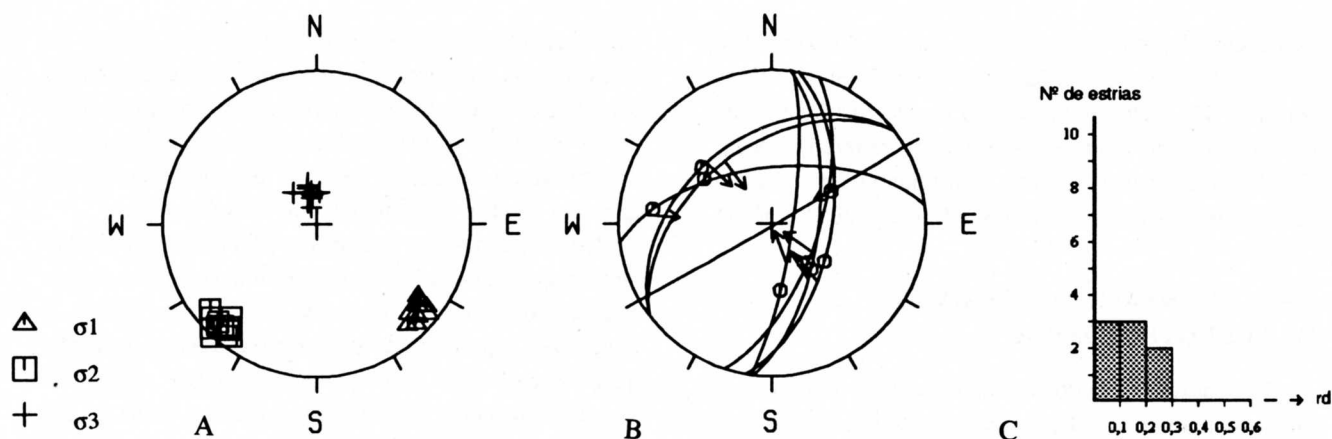


Fig. 7 — Representação gráfica de parte dos resultados obtidos a partir da análise dinâmica dos planos de falha medidos na estação de Segura.

- Um tensor em que σ_1 tende a dispor-se perpendicularmente à macroestrutura inversa (falha principal), onde o acidente mantém uma direcção aproximadamente constante, não apresentando sinuosidades nem cruzamentos com outras falhas (Fig. 7).
- Um tensor em que σ_1 tende a dispor-se acentuadamente oblíquo ao traçado da macroestrutura, em

zonas onde esta apresenta inflexões acentuadas, movimentando-se com componente de deslizamento (Fig. 8).

Os dois últimos tensores desviam-se da situação de constricção, o que pode implicar controlo local do estado de tensão pela macroestrutura, modificando o campo remoto com incremento de σ_1 segundo uma orientação que lhe é normal (Fig. 7) ou acentuadamente oblíqua (Fig. 8).

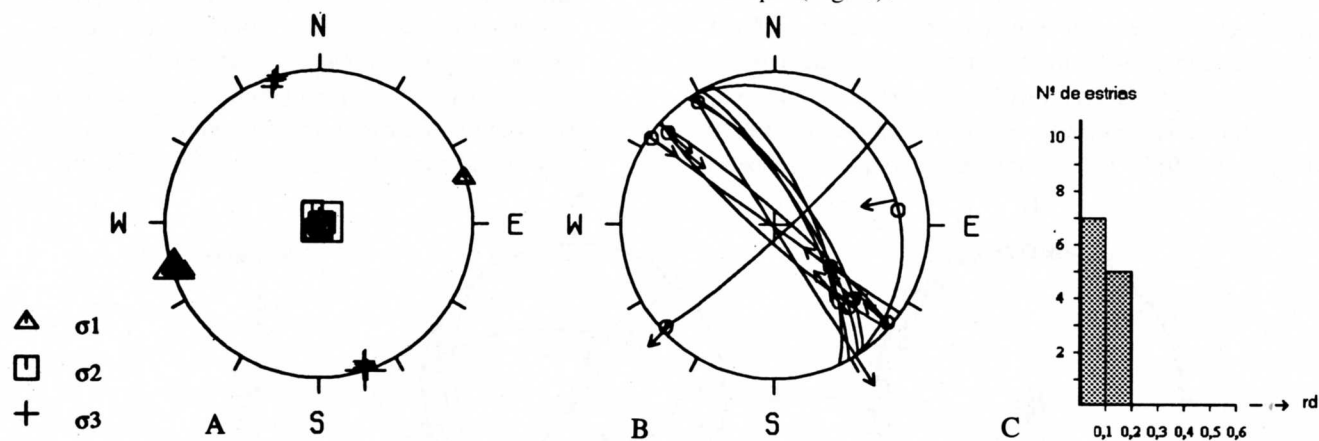


Fig. 8 — Representação gráfica de parte dos resultados obtidos a partir da análise dinâmica dos planos de falha medidos na estação de C. Praça.

TABELA 1

Estação	σ_1		σ_2		σ_3		R	D.a.	N.e.	E.e
	Azimute	Inclinação	Azimute	Inclinação	Azimute	Inclinação				
Casal dos Santos	*	*	*	*	**	86 (4)	.97 (.27)	6,0	11	2
Casa da Praça	252 (9)	2 (5)	**	88 (6)	342 (9)	0 (14)	.32 (.50)	6,4	12	
Segura	130 (12)	14 (10)	223 (14)	9 (32)	345 (18)	73 (18)	.40 (.21)	13,4	8	

Características dos tensores da tensão dos exemplos utilizados. Os números em parênteses indicam o domínio de confiança num nível de 95% de confiança. As quantidades angulares estão em graus. * indica que R está próximo de 1 e, portanto, unicamente a orientação do eixo de simetria do elipsóide de revolução tem significado; ** indica uma direcção perto da vertical implicando que o azimute tenha pouco ou nenhum significado; D.a. desvio angular entre a estria medida e a calculada; N.e. número de estrias utilizadas; E.e. número de estrias excluídas.

Para além destes resultados, salienta-se a identificação de algumas microfalhas afectando sedimentos cenozóicos e evidenciando uma componente de movimentação normal, cuja compatibilização com o estilo tectónico inverso dos acidentes principais é difícil, sugerindo a ocorrência, no Cenozóico, de um episódio regional distensivo independente.

AValiação DO POTENCIAL SISMOGENÉTICO DA FALHA DE SEGURA

Na avaliação do potencial sismogenético de uma falha, um dos passos principais consiste na previsão da localização dos futuros eventos sísmicos sobre o acidente tectónico, sendo comum observar-se que, durante um evento sísmico, as falhas não sofrem ruptura ao longo do seu comprimento total, mas sim em determinados segmentos. O reconhecimento desta segmentação envolve a identificação de sectores individuais que parecem ter continuidade, uniformidade de orientação e atitude, mas apresentam diferentes características relativamente aos sectores adjacentes, ou estão deles separados por descontinuidades identificáveis. Estas descontinuidades podem ser intersecções de falhas, fronteiras entre segmentos de falha discretos, dispostos em *échelon*, variações na largura das falhas, etc. Outros factores importantes, a definir, consistem na identificação da taxa de deslizamento e estilo tectónico do acidente, de modo a prever também intervalos de recorrência, para além da dimensão dos sismos potenciais.

A grande irregularidade do traçado da falha de Segura coloca dificuldades no reconhecimento dos diferentes segmentos. Porém, parece ser possível identificar três sectores de falha inversa (Fig. 3) utilizando quer os critérios de intersecção de falhas quer os critérios de mudança acentuada de orientação.

Os diferentes segmentos têm comprimentos aproximadamente de 9,5 km para o 1º, 6,8 km para o 2º e 6,2 km para o 3º (medição obtida através de régua, à escala 1:100 000), de SW para NE, totalizando 22,5 km (Fig. 3).

A natureza estratificada da crosta, resultante quer da disposição estratóide dos tipos litológicos principais em função da profundidade, quer das condições de pressão, temperatura e coeficiente de atrito interno, obriga a que as áreas de rotura dos sismos característicos se alarguem

na direcção sub-horizontal, com forma irregular mas em que a dimensão horizontal, L , seja superior à dimensão em inclinação, h ($L > h$).

No caso da falha de Segura os segmentos considerados têm dimensões horizontais mais curtas que em inclinação ($L < h$), sendo:

$$h = \frac{H}{\sin i}$$

onde H é a espessura da crosta sismogenética, da ordem dos 20 km, e i a inclinação média da falha. Nestas condições, a estimação do sismo característico para cada segmento de comprimento l_n , através de áreas obtidas por

$$A_n = l_n \frac{H}{\sin i}$$

corresponde a uma impossibilidade física.

Sabendo-se que os sismos característicos se nucleiam geralmente na base da zona sismogenética, pode explicar-se este paradoxo se admitirmos que o evento sísmico de magnitude máxima por cada segmento seja função, não da área rectangular definida anteriormente, mas de uma área trapezoidal ou triangular definida pelo comprimento total de cada segmento (ou pelo seu ponto médio) e um segmento na base da crosta sismogenética com dimensão aproximadamente igual ao somatório do comprimento desse segmento e dos segmentos adjacentes à superfície topográfica (Fig. 9). É impossível caracterizar melhor a área de rotura, porque não se sabe até que profundidade persiste a segmentação observada à superfície, na ausência de estudos detalhados de micro-sismicidade ou macro-sismicidade instrumental geradas ao longo desta falha.

À medida que a falha activa se propaga lateralmente por reactivação em eventos sísmicos sucessivos, passa-se gradualmente da condição $l_n < h$ à condição $l_n > h$, e de uma área de rotura grosseiramente trapezoidal ou triangular a grosseiramente rectangular, por alizamento de barreiras (Fig. 9).

Infere-se, pois, que este tipo de evolução será seguido por todas as falhas activas em fase de nucleação, seguida de crescimento segundo L quando $L > h$, e finalmente declínio e desactivação por mudança do regime tectónico.

Assim, considerando que a área de rotura relativa a cada segmento corresponde à área da superfície aproximadamente trapezoidal definida pelo seu comprimento

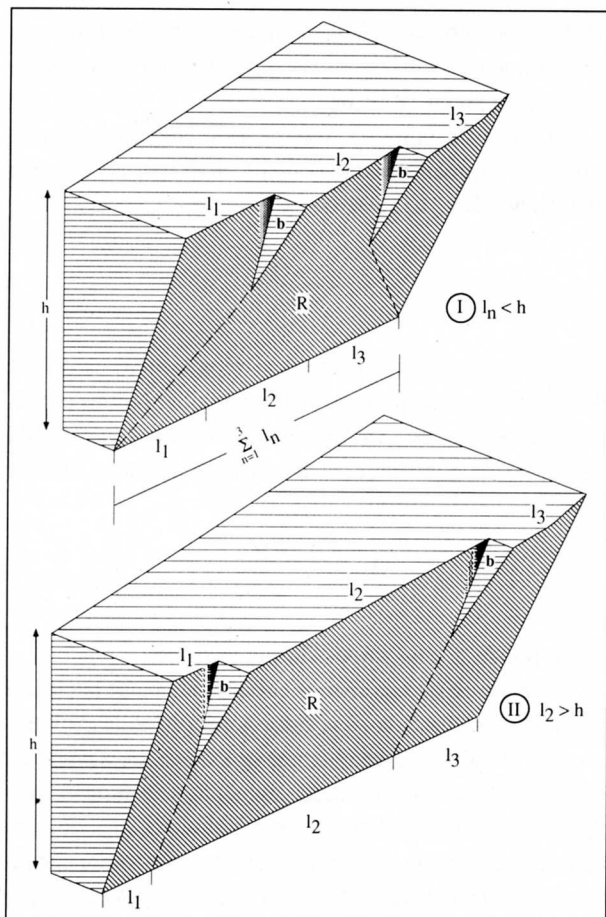


Fig. 9 — Segmentação em falhas activas curtas. I — A área de rotura de cada segmento estende-se em profundidade para segmentos adjacentes. II — A área de rotura é aproximadamente rectangular. l_n — comprimento do segmento; h — espessura da crosta sismogénica; b — zona de transferência (barreira); R — área de rotura.

à superfície (l_n) e pelo somatório de l_n com o comprimento dos segmentos adjacentes (Fig. 9), e tomando uma inclinação média de cerca de 60° (embora o acidente apresente inclinações à superfície entre os 30° e os 60° , desconhecendo-se como se comporta em profundidade, admitiu-se que as inclinações menos acentuadas medidas à superfície reflectem um efeito de deformação gravítica em vertentes), obtém-se para os segmentos 1, 2 e 3 uma área de rotura máxima de cerca de 330, 335 e 220 km^2 , respectivamente.

Utilizando os dois valores extremos (220-335 km^2), pode-se estimar a magnitude mais provável do sismo máximo que aquela estrutura tectónica pode gerar (SLEMMONS, 1977, 1982; WYSS, 1979), verificando-se que se situa entre 5,9 e 7,1 (ver tabela 2) consoante as

relações empíricas entre área de ruptura, comprimento de ruptura, e magnitude utilizadas.

TABELA 2

Segmento	Área de rotura (Km^2)	Magnitude mínima	Magnitude média	Magnitude máxima
1	330	6,0	6,7	7,1
2	335	6,0	6,7	7,1
3	220	5,9	6,5	7,0

Considerando que a falha produziu um deslocamento vertical de 25 a 50 m na superfície de erosão localizada a 300-325 m de cota (Pliocénico superior-Quaternário inferior), obtemos uma velocidade média de deslizamento vertical para o acidente de $1,25 \times 10^{-2}$ a $2,5 \times 10^{-2}$ mm/ano. Usando as relações entre intervalo de recorrência, magnitude, e taxa de deslizamento desenvolvidas por SLEMMONS (1982), estima-se um intervalo de recorrência para o sismo máximo de 40 000 a 60 000 anos respectivamente. Assim, conclui-se que a falha de Segura é uma falha de muito baixa actividade neotectónica, com um intervalo de recorrência muito longo e onde as evidências de actividade tectónica recente são escassas.

A muito baixa actividade identificada na falha de Segura pode ser reflexo da sua geometria complexa, que dificulta a sua reactivação. Note-se, contudo, que a descontinuidade crustal que a falha constitui pode ter um efeito de concentração acentuada de tensões, podendo eventualmente atingir-se um limiar de tensão conducente a sutura com alisamento de barreiras, o que teria como consequência um comprimento de rotura muito superior e um sismo máximo de magnitude mais elevada.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é resultante da actividade desenvolvida no âmbito do Projecto de Carta de Neotectónica de Portugal, publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal, Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear e Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

J. CABRAL e A. RIBEIRO foram subsidiados pelo projecto TESIS — PMCT/C/CEN/120/90.

Os autores agradecem a L. MATIAS a colaboração na utilização de vários programas de computador, nomea-

damente, no programa de análise dinâmica de falhas estriadas, a L. RIBEIRO a colaboração prestada em diversos programas para elaboração dos desenhos, e a A. SERRANO e A. MENDES a colaboração nos trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CUNHA, P. M. R. P. (1987a) — Contribuição para o Estudo Sedimentológico dos Depósitos Terciários da Bacia de Sarzedas. Resposta Sedimentar à Modificação do Contexto Tectónico. Dissertação de Equivalência a Mestrado, Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 147 p..
- (1987b) — Evolução tectono-sedimentar terciária da região de Sarzedas (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 73 (1/2): 67-84.
- (1992) — Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra. Tese de doutoramento, F.C.T.U.C., Coimbra, 264 p..
- CUNHA, P. M. R. P. & REIS, R. P. B. PENAS DOS (1985) — A sedimentologia de uma sucessão aluvial intra-cratónica. O terciário arcósico do sector sudeste da Bacia de Sarzedas (Beira-Baixa-Portugal). *Memórias e Notícias, Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 100:173-191.
- DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1989) — Neogene and Quaternary Reactivation of the Ponsul Fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 75: 3-28.
- ETCHECOPAR, A. (1984) — Études des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). Ph. D. Thesis, USTL, Montpellier, France.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. & DAIGNIÈRES, M. (1981) — An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3(1):51-55.
- ETCHECOPAR, A. & MATTAUER, M. (1988) — Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, IV(2):289-302.
- RIBEIRO, A. (1981) — A Geotransverse through the Variscan fold belt in Portugal. In: The Variscan Orogen in Europe. M. J. ZWART & U. F. DORNSIEPEN (Ed.), *Geol. Mijnbouw*, 60(1):41-44.
- (1988) — A Tectónica Alpina em Portugal. *Geonovas*, Lisboa, 10:9-11.
- RIBEIRO, A. et al. (1979) — Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*. Lisboa, 114 p..
- ROMÃO, J. M. C. (1991) — A Geologia compreendida entre a serra do Moradal e o rio Erges. Trabalho apresentado a concurso de assistente de investigação da Dir. Ger. Geol. Min., Rel. inéd. *Serv. Geol. Portugal*. Lisboa, 150 p..
- (1991) — Litoestratigrafia e tectónica no Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), Grupo das Beiras entre a Serra do Moradal e o rio Erges. Abstract, XI do Oeste Peninsular, Huelva, Espanha, 36 p..
- (in press) — Litoestratigrafia e tectónica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre o rio Erges e a Serra do Moradal. *Inst. Geol. e Tecn. de Espanha*, Madrid.
- ROMÃO, J. M. C.; RIBEIRO, A.; DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1991) — Estruturas de reactivação Alpina do Soco Varisco na Beira Baixa. Abstract., 3.º Congresso Nacional de Geologia, Coimbra, 74 p..
- ROMÃO, J. M. C.; RIBEIRO, A.; BRANDÃO SILVA, J.; DIAS, R.; PEREIRA, E.; OLIVEIRA, T. & SILVA, F. (1992) — Thrust tectonic in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal) as an example of sardic inversion tectonics in the Centro Iberian Zone. Abstract, Conferência Internacional sobre o Paleozóico inferior Ibero-Americano, Mérida, Espanha, 128 p..
- ROMÃO, J. M. C. & RIBEIRO, A. (1992) — Thrust tectonics of sardic age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 78(2): 87-95.
- SCHWARTZ, D. P.; COPPERSMITH, K. J. & SWAN, F. H. (1984) — Methods for estimating maximum earthquake magnitudes. Proceedings of the 8th World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, 1: 279-285.
- SLEMMONS, D. B. (1982) — Determination of design earthquake magnitudes for microzonation. Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference, Univ. of Washington, Seattle, Wash., June 28-Jul 1.
- (1987) — State of the Art for Assessing Earthquake Hazards in the United States; Faults and Earthquake Magnitude. *U. S. Army Engineer Waterways Experiment Station Miscellaneous*, Paper, S-73-1, Report 6, Vicksburg, USA.
- SLEMMONS, D. B. & DEPOLO, M. C. (1986) — Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards. *Active Tectonics*, Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, D. C.: 45-62.
- WYSS, M. (1979) — Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions. *Geology*, 7:336-340.