

## AS COSTEIRAS A NORTE DE LISBOA: EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA E DINÂMICA ACTUAL DAS VERTENTES (1)

*José Luis ZÉZERE*

### I — O QUADRO MORFOESTRUTURAL

A Região a Norte de Lisboa está integrada na Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa, localizando-se próximo do contacto entre esta unidade morfoestrutural e a Bacia do Tejo (fig. 1). Esta área caracteriza-se pela existência de uma estrutura monoclinal, com pendores para S e SE, em direcção ao estuário do Tejo. Embora localmente existam algumas complicações no dispositivo estrutural (por exemplo, o anticlinal de Caneças-Montemor, relacionado com um importante afloramento intrusivo de traquitos; o pequeno sinclinal de Alto do Penedo Mouro, localizado a Norte de Ponte de Lousa; e o sinclinal que se prolonga segundo um eixo orientado W-E, de A-dos-Cães até Loures), pode considerar-se que a Região a Norte de Lisboa se desenvolve no flanco sul de uma grande deformação em anticlinal, centrada em Arruda dos Vinhos, onde actualmente existe uma inversão de relevo (A. B. FERREIRA *et al.*, 1987).

Em termos litológicos, o aspecto mais relevante consiste na alternância de rochas com dureza, permeabilidade e plasticidade muito distintas (calcários, basaltos e conglomerados muito consolidados, por um lado; margas, argilas e arenitos

---

(1) Este artigo corresponde, no essencial, à condensação dos resultados de uma tese de Mestrado em Geografia Física e Regional, defendida em Outubro de 1988.

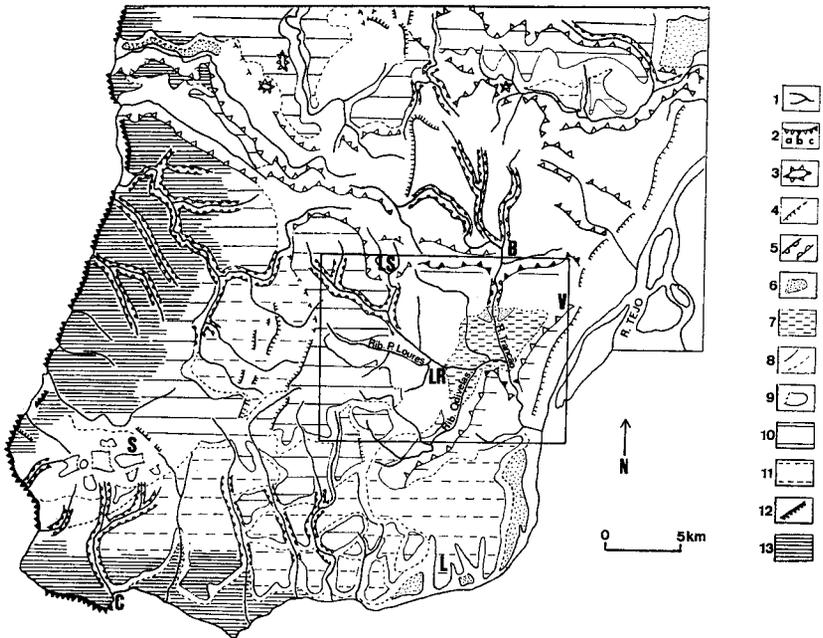


Fig. 1 — Localização da área estudada. Esboço adaptado de D. B. FERREIRA (1973). 1 — curso de água; 2 — cornija de relevo monoclinal (a — comando inferior a 100 m; b — comando entre 100 e 150 m; c — comando superior a 150 m); 3 — relevo testemunho; 4 — escarpa de falha ou escarpa de linha de falha; 5 — gargantas de vales actuais; 6 — depósitos argilo-arenosos de terraço; 7 — enchimento aluvial da Bacia de Loures; 8 — alto e base de vertente; 9 — rechã; 10 — superfície de erosão culminante; 11 — superfície de erosão embutida; 12 — arribas; 13 — superfície de abrasão; L — Lisboa; S — Sintra; C — Cascais; LR — Loures; LS — Lousa; B — Bucelas; V — Vialonga.

pouco consolidados, por outro), datados do Jurássico ao Mio-cénico superior, facto que, aliado à disposição monoclinal permitiu o desenvolvimento de relevos de costeira.

Os relevos monoclinaes da área estudada dividem-se em dois grandes alinhamentos de costeiras: costeira de Lousa-Bucelas, com orientação W-E e, aproximadamente 12 km de extensão; e costeira de Odivelas-Vialonga, orientada de SW para NE, ao longo de cerca de 18 km. Na parte central desta última costeira desenvolve-se a Bacia de Loures, ampla área deprimida de fundo plano e muito baixa altitude (1-10 m).

Outro factor particularmente importante na individualização das grandes unidades morfológicas da região de Lisboa é a existência de uma deformação tectónica positiva relativamente à Bacia do Tejo. Embora não existam indícios seguros de uma reactivação recente das falhas que afectam a região, esta sofreu, provavelmente, um levantamento de conjunto ao longo do Terciário final e Quaternário, comprovado pela ausência de sedimentações importantes posteriores ao Toronian (A. B. FERREIRA *et al.*, 1987).

A deformação tectónica positiva permite compreender, por um lado, o escalonamento de vários níveis de erosão parciais (300-350 m, 270-290 m, 230-260 m, 190-210 m, 140-170 m, 100-130 m e 40-50 m), que tiveram um papel determinante na individualização das costeiras, na medida em que possibilitaram o afloramento simultâneo de rochas de distinta resistência, posteriormente exploradas pela erosão diferencial; e, por outro, o vigoroso encaixe da rede hidrográfica que, no caso do rio Trancão, levou ao rompimento da continuidade dos relevos monoclinaes.

## II — DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS E SEU SIGNIFICADO MORFOCLIMÁTICO

As costeiras a Norte de Lisboa foram marcadas por uma dinâmica geomorfológica bastante activa no Quaternário recente, o que se deduz tanto por aspectos morfológicos (por exemplo, vertentes regularizadas e valeiros não funcionais de fundo em U), como por depósitos diversos, actualmente conservados na Bacia de Loures e ao longo dos vales da ribeira de Pinheiro de Loures, rio Trancão e ribeira de Fanhões (os dois últimos no sector do reverso da costeira de Lousa-Bucelas).

### 1 — Depósitos da Bacia de Loures

Numa área sujeita, no geral, a deformações tectónicas positivas, o mais importante sector deprimido da região (Bacia de Loures), constituiu o local privilegiado da sedimentação quaternária.

A Bacia de Loures, para além do enchimento aluvial recente — cujas características são de difícil sistematização,

devido à ausência de sondagens e de bons cortes —, engloba os mais importantes terraços da Região a Norte de Lisboa: Quinta do Infantado, Santo Antão do Tojal, S. Julião do Tojal e Quintanilho (fig. 2).

Os terraços de Quinta do Infantado, Santo Antão e S. Julião do Tojal, atribuídos ao interglaciário Riss-Würm por H. BREUIL e G. ZBYSZEWSKI (1943), apresentam características sedimentológicas e de posição estratigráfica semelhantes, pelo que devem ser contemporâneos. Trata-se de terraços de textura fina, marcados pela ausência de sedimentações carbonatadas, que apresentam uma sobreposição, da base para o topo, de leitos argilo-arenosos (não observáveis em Quinta do Infantado), acumulações de pequenos cascalhos de quartzo e leitos areno-argilosos. Se a sobreposição de leitos com textura distinta denuncia modificações, no tempo, nas dinâmicas de transporte e sedimentação, estas verificaram-se igualmente no espaço, como o comprovam as abundantes variações laterais de fácies presentes em todos os terraços.

Os terraços de textura fina terão sido elaborados a partir de escoamentos muito carregados de sedimentos de pequeno calibre, canalizados ao longo dos principais vales da área em estudo, que se concentravam e interpenetravam na Bacia de Loures.

O terraço de Quintanilho apresenta um carácter mais grosseiro, facto que faz pensar em agentes de transporte mais potentes que aqueles que originaram os anteriores. Este terraço — constituído por calhaus de calcário com rudistas e de basalto, envolvidos numa matriz rica em cascalhos de quartzo e calcário — ter-se-á formado posteriormente aos atrás referidos, a partir de uma reactivação da erosão na margem NE da Bacia de Loures, a expensas dos afloramentos de calcário com rudistas e complexo vulcânico do reverso da costeira de Lousa-Bucelas, e dos arenitos siliciosos do Paleogénico presentes no anverso da costeira de Odivelas-Vialonga.

Os vestígios de derrames grosseiros na margem NE da Bacia de Loures não se restringem ao terraço de Quintanilho, encontrando-se também no bordo oriental do terraço de S. Julião do Tojal (fig. 2), claramente embutidos nos níveis de terraço de textura fina.

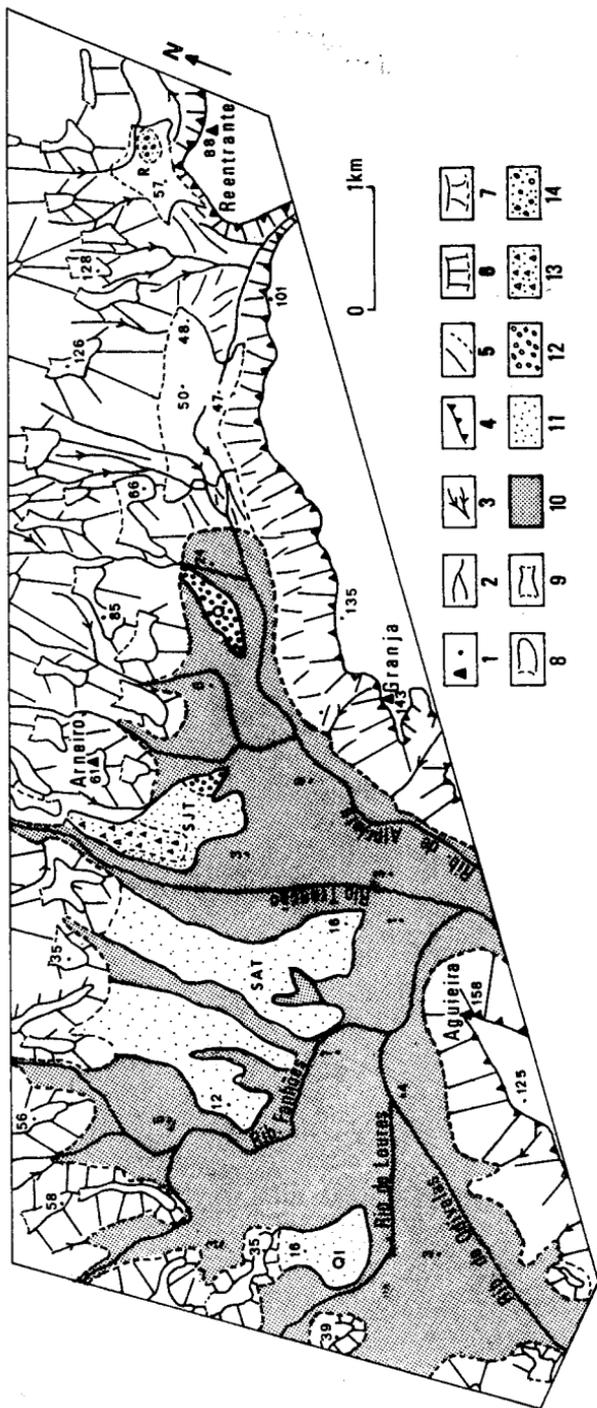


Fig. 2.—Depósitos quaternários da Bacia de Loures. 1—vértices geodésicos e pontos cotados (altitude em metros); 2—cursos de água; 3—barrancos; 4—frente da costeira de Odiveias-Vialonga; 5—alto e base de vertente; 6—vertente rectilínea; 7—vertente côncava, em forma de *glacis*; 8—rechã; 9—portela; 10—planície aluvial; 11—depósitos de terraço de textura fina de Quinta do Infanzado (QI), S. Antão do Tojal (SAT) e S. Julião do Tojal (SJT); 12—terraço de Quintanilho (Q) e depósito do bordo oriental de S. Julião do Tojal; 13—Formação Detrítica Grosseira de S. Julião do Tojal; 14—terraço de Reentrante (R).

Se é um facto que a configuração da Bacia de Loures, apenas aberta a Sul através do estreito vale do rio Trancão, se revelou decisiva para a importante sedimentação aqui ocorrida no Quaternário recente, outros indícios apontam para a eventual abertura a NE desta área deprimida, em períodos mais recuados do Quaternário. Efectivamente, a Bacia de Loures é dominada a NE pela importante portela de Vialonga, que se prolonga, em direcção ao estuário do Tejo, na portela de Reentrante (ver fig. 2). Estes dois retalhos aplanados à altitude de 40-50 m, desenvolvem-se ao longo de um corredor que liga a Bacia de Loures ao estuário do Tejo, constituindo os sectores mais elevados dessa faixa. Deste modo é de admitir que, aquando da elaboração do último nível de erosão parcial acima da Bacia de Loures, esta apresentava uma configuração diferente da actual. A existência, na portela de Reentrante, de um terraço com leitos bem definidos e englobando clastos de calcário e basalto (estes últimos com um grau de alteração muito acentuado, nunca encontrado em qualquer outro depósito da Região a Norte de Lisboa), poderá constituir um argumento decisivo na defesa da hipótese de uma antiga abertura da Bacia de Loures para NE, sendo o referido terraço um depósito correlativo dos escoamentos que canalizavam, para esta direcção, as águas que convergiam na depressão. Esta drenagem desaguaria no estuário do Tejo, junto a Quinta da Verdinha ou, eventualmente, mais a Norte, próximo a Alverca do Ribatejo.

A confirmar-se a antiga drenagem para NE, é de admitir que a abertura do rio Trancão na costeira de Odivelas-Vialonga tenha ocorrido recentemente, num período posterior à elaboração do mais baixo nível de erosão. O rompimento da continuidade da costeira de Odivelas-Vialonga poder-se-á atribuir ao recuo progressivo da cabeceira de um afluente directo do Tejo, eventualmente instalado numa falha ou fractura (não confirmada no terreno), onde o trabalho da erosão foi facilitado. Com o rompimento da continuidade da costeira, ter-se-á verificado a captura da drenagem que se concentrava na Bacia de Loures que, a partir daí, passou a escoar para Sul.

## 2 — Importância dos climas frios na morfogénese quaternária

Os climas frios do Quaternário não possibilitam a existência de ambientes periglaciários na Região a Norte de Lisboa, facto compreensível se atendermos à latitude e altitude da área em estudo. No entanto, o abaixamento da temperatura nos períodos glaciários terá sido suficientemente acentuado, de modo a permitir a retenção sazonal da água no estado sólido nas vertentes, e o desenvolvimento de um modelado crionival, que teve como expressão o aparecimento de fenómenos de solifluxão nas vertentes basálticas e a formação de *groizes* nas vertentes calcárias. Estas manifestações crionivais são responsáveis pela quase completa regularização das vertentes, desenvolvimento de formas em *glacis* e formação de valeiros de fundo em U, também referidos por valeiros de solifluxão (A. B. FERREIRA, 1985).

Os mais antigos vestígios de escoadas de solifluxão localizam-se no limite Norte da Bacia de Loures, constituindo a Formação Detrítica Grosseira de S. Julião do Tojal (ver fig. 2). Este depósito, com pelo menos 10 m de espessura, apresenta uma má calibragem, deficiente estruturação e compactação relativamente acentuada, e engloba clastos grosseiros de natureza basáltica, relativamente alterados, envolvidos caoticamente numa matriz argilosa abundante. A formação é anterior aos terraços de textura fina da Bacia de Loures, provavelmente correlativos do interglaciário Riss-Würm.

O depósito de S. Julião do Tojal marca uma importante fase de movimentos solifluxivos nas vertentes basálticas, possivelmente contemporânea do Riss. O desenvolvimento de grandes escoadas de solifluxão neste período terá sido comum a todas as vertentes basálticas, provocando um importante acarreo de sedimentos em direcção ao fundo dos vales; aí, a abundância de água possibilitou a remobilização do material solifluído e a edificação de terraços de textura grosseira que, actualmente, apenas se conservam no vale, relativamente amplo, da ribeira de Pinheiro de Loures.

Nas vertentes basálticas dos vales do rio Trancão e da ribeira de Fanhões existem também escoadas de solifluxão que, contudo, apresentam algumas diferenças relativamente à Formação Detrítica Grosseira de S. Julião do Tojal, sendo de

destacar uma muito menor compacção e a menor alteração evidenciada pelos clastos basálticos. Estas observações, juntamente com o aspecto fresco dos depósitos e a sua conservação em posições topográficas pouco favoráveis, levam a pensar que, embora possivelmente determinadas por condições semelhantes às que estiveram na origem do depósito de S. Julião do Tojal, as escoadas presentes nos vales do reverso da costeira de Lousa-Bucelas fazem parte de uma outra geração de movimentos solifluxivos, que não será mais antiga que o último período glaciário.

Eventualmente contemporâneo da segunda geração de escoadas de solifluxão, será o desenvolvimento de depósitos de tipo *groiße*, a expensas da degradação dos afloramentos de calcários com rudistas, que afloram em cornijas salientes ao longo do vale do rio Trancão. Estes depósitos — constituídos por calhaus de dimensões variadas, angulosos e achatados, envolvidos numa matriz fina pouco abundante —, apresentam uma consolidação geralmente reduzida e mantêm-se em vertentes de declive forte.

Numa fase posterior à das escoadas e cascalheiras de gelifracção, e talvez até muito recentemente, formaram-se depósitos de solifluxão pelicular, que cobrem praticamente todas as vertentes das costeiras a Norte de Lisboa. Estes depósitos, com estrutura mal definida, terão resultado da conjugação de uma série de processos de evolução de vertentes, de entre os quais são de destacar a solifluxão e deslizamentos, muitas vezes com escorrência difusa associada.

Os depósitos de solifluxão pelicular, cuja espessura pode variar de alguns cms a 3-4 m, são constituídos por calhaus angulosos, com forma geralmente atípica, envolvidos caoticamente por uma matriz argilosa muito abundante. O facto de se encontrar, com frequência, fragmentos de telha antiga no seio destas formações, leva a pensar que a dinâmica responsável pela sua génese se prolongou no período histórico, tendo sido, provavelmente, activada pela destruição antrópica da vegetação, iniciada na Idade Média (A. B. FERREIRA *et al.*, 1987).

Os depósitos de solifluxão que atingiram os talvegues dos cursos de água, foram alvo de remeximentos e reorganizações, por parte de escoamentos longitudinais. Deste modo

resultou a formação de depósitos melhor estruturados e mais calibrados — que passam lateralmente aos depósitos de solifluxão —, designados por terraços de enchimento de valeiros.

O leito dos principais cursos de água da Região a Norte de Lisboa encontra-se parcialmente colmatado por terraços de cheia mal calibrados e pouco estruturados. É muito difícil estabelecer uma datação segura destes terraços, visto tratar-se de formações várias vezes destruídas e remobilizadas pelas ribeiras; no entanto, a maior parte dos depósitos pode ser considerada como actual, se atendermos à sua posição estratigráfica, aspecto fresco e constituição, com presença de fragmentos de muros e telhas.

As observações efectuadas não permitem apresentar uma síntese rigorosa da evolução quaternária da Região a Norte de Lisboa. Na maioria dos casos, trata-se de exemplos isolados, difíceis de enquadrar e de generalizar a um contexto mais amplo. Este facto é ainda agravado pela ausência de elementos seguros de datação para a maioria dos depósitos. Apesar das muitas limitações, e numa tentativa de sistematização de todas as observações efectuadas, é possível apresentar uma proposta de evolução que é sintetizada no quadro I. As datações apontadas pressupõem a idade Riss-Würm para os depósitos de terraço de textura fina da Bacia de Loures, proposta por H. BREUIL e G. ZBYSZEWSKI (1943).

### III — A DINÂMICA ACTUAL DAS VERTENTES

Os processos de evolução de vertentes identificados nas costeiras a norte de Lisboa podem subdividir-se em dois grandes conjuntos: os que envolvem um escoamento líquido e os movimentos de massa. O escoamento líquido inclui a escorrência difusa elementar e o *rill-wash*, responsável pelo ravinamento das vertentes; os movimentos de massa, geralmente bruscos e com um curto período de duração, integram desabamentos e deslizamentos, de origem e características diversas.

**QUADRO I**  
Etapas da evolução quaternária na Região a Norte de Lisboa

Principais etapas de evolução	Local de observação	Implicações morfológicas e climáticas	Idade provável
Remeximentos na parte superior dos depósitos de solifluxão	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Reverso da costeira de Lousa-Bucelas</li> <li>- Vale da ribeira de Pinheiro de Loures</li> </ul>		Sub-Actual/Actual
Depósitos de solifluxão pelicular	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Bacia de Loures</li> <li>- Vales principais</li> </ul>	Período transgressivo. Clima menos frio. Colmatagem aluvial do fundo da Bacia de Loures e vales principais.	Holocénico
Enchimentos de valesiros	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Costeira de Lousa-Bucelas</li> <li>- Vale rib. P. de Loures</li> </ul>	Regularização das vertentes.	
Escoadas de solifluxão nas vertentes basálticas	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Vale do rio Trancão</li> <li>- Vale da ribeira de Fainhões</li> </ul>	Clima frio e húmido. Regularização das vertentes. Valesiros de fundo eu U.	Würm
Encaixe da rede hidrográfica		Período regressivo. Degradação parcial dos depósitos da Bacia de Loures.	
Depósitos de terração de material grosseiro de Quintanilho e do bordo oriental de S. Julião do Tojal	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Quintanilho</li> <li>- S. Julião do Tojal</li> </ul>	Reactivação da erosão marginalmente à Bacia de Loures (clima mais frio e mais húmido).	Final do interglac. Riss-Würm/início do Würm
Depósitos de terração de textura fina da Bacia de Loures	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Quinta do Infantado</li> <li>- Santo Antão do Tojal</li> <li>- S. Julião do Tojal</li> </ul>	Período transgressivo Clima menos frio e menos húmido.	Interglaciário Riss-Würm
Antigos depósitos de terração de textura grosseira	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Vale da ribeira de Pinheiro de Loures</li> </ul>	Clima húmido e frio (?)	Riss (?)
Escoadas de solifluxão nas vertentes basálticas	<ul style="list-style-type: none"> <li>- S. Julião do Tojal</li> </ul>		Quaternário médio (?)
Rompimento da continuidade da costeira de Odivelas-Vialonga e captura da drenagem da Bacia de Loures		Bacia de Loures fechada a NE.	Quaternário médio (?)
Nível de aplanamento dos 40-50 m; Terração de Reentrante	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Reentrante</li> </ul>	Bacia de Loures aberta a NE.	Quaternário médio (?)

## 1 — O escoamento líquido

## a) A escorrência difusa elementar

A escorrência difusa elementar é um tipo de escoamento que se dispersa em múltiplos fios de água instáveis e anastomosados, que não inscrevem formas vigorosas e duráveis nos terrenos. Trata-se de um processo particularmente activo em vertentes com um coberto vegetal esparso e descontínuo — muitas vezes abandonadas após um período mais ou menos prolongado de cultivo —, que tem como consequência uma ablação e rebaixamento das superfícies topográficas, visíveis, por exemplo, através do desenraizamento das plantas.

Nas costeiras a Norte de Lisboa, esta modalidade de escoamento desenvolve-se preferencialmente em vertentes com declives moderados (5-20°), talhadas directamente em margas, calcários margosos e escoadas basálticas muito alteradas, ou cobertas por depósitos de solifluxão pelicular com espessura inferior a 0,5 m.

b) O *rill-wash*

O *rill-wash* caracteriza-se pela abertura de pequenos entalhes nas vertentes, sensivelmente paralelos às linhas de maior declive. A acção deste processo, e o consequente ravinamento das vertentes, pode ocorrer de dois modos distintos na Região a Norte de Lisboa: através da evolução de alguns dos sulcos devidos à escorrência difusa elementar, principalmente quando a água em movimento é obrigada a contornar obstáculos existentes nas vertentes; de um modo bastante rápido e directo, em vertentes declivosas, impermeabilizadas e com fraca cobertura vegetal, em função da grande intensidade das precipitações.

Os ravinamentos actualmente observáveis nas costeiras a Norte de Lisboa têm o aspecto de ranhuras paralelas ou dendríticas, com uma profundidade máxima de 30 cm e uma largura que raramente excede 10 cm. Em todo o caso, e considerando que se trata de formas não fixas e rapidamente destruídas após a sua elaboração — principalmente por acção do Homem, através do arranjo dos terrenos para cultivo —, é seguro que estas formas adquirem uma maior importância na área estudada, principalmente quando ocorrem precipitações

muito intensas, como foi o caso do mês de Novembro de 1983 (fig. 3).

A acção do *rill-wash* verifica-se, preferencialmente, em vertentes desprotegidas e em duas situações topográficas distintas: vertentes com declive moderado a forte ( $> 10^\circ$ ), talhadas em formações pouco favoráveis a uma grande infiltração

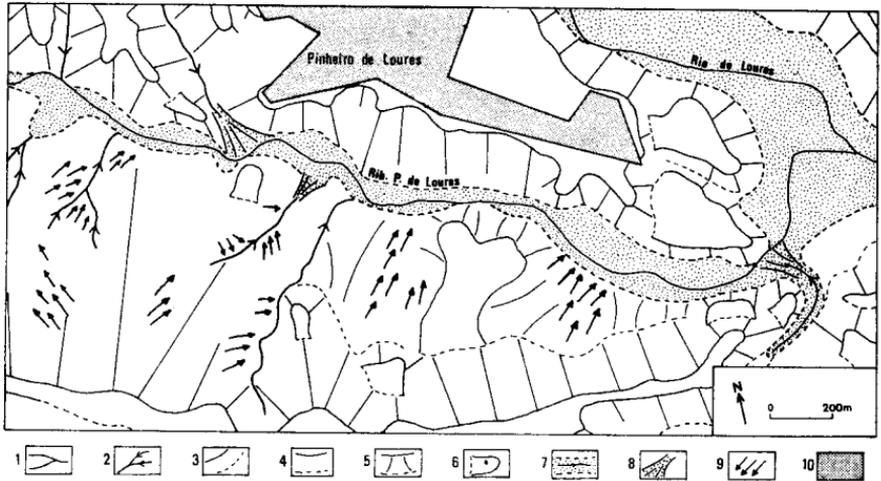


Fig. 3 — Esboço morfológico do vale da ribeira de Pinheiro de Loures, após a cheia de Novembro de 1983 (elaborado a partir de fotografia aérea). 1 — curso de água; 2 — barranco; 3 — alto e base de vertente; 4 — vertente rectilínea; 5 — vertente côncava; 6 — rechã; 7 — limite da área inundada em Novembro de 1983; 8 — leques aluviais construídos em Novembro de 1983; 9 — ravinamento activo em Novembro de 1983; 10 — povoação.

da água (margas, tufos vulcânicos, arenitos consolidados e depósitos de solifluxão pelicular com mais de 0,5 m de espessura); na proximidade de pequenos valeiros e barrancos, onde a água tende a concentrar-se quando ocorrem precipitações abundantes.

A erosão causada pela escorrência é determinada pela quantidade, intensidade e duração das precipitações. Os terrenos da Região a Norte de Lisboa, a começar por aqueles que englobam formações móveis e relativamente impermeáveis, não reagem sempre do mesmo modo às precipitações, devido ao seu próprio regime hídrico. Esta área é caracterizada pela

existência de uma estação seca bem marcada, que se pode prolongar de Junho a Setembro. O grande *déficit* de água verificado no final do Verão determina uma elevada capacidade de absorção por parte dos terrenos, pelo que somente as chuvas muito intensas e concentradas são susceptíveis de originar escoamentos. No entanto, a ocorrência de chuvadas violentas, cujo período de duração se pode restringir a algumas horas ou minutos, tem um máximo de frequência, no Outono e, mais concretamente, no mês de Novembro (I. AMARAL, 1968; A. B. FERREIRA, 1984; S. GODINHO, 1984; A. B. FERREIRA *et al.*, 1987). Exemplos deste facto registaram-se nos anos de 1967 e 1983, tendo as violentas chuvadas originado uma intensa lavagem superficial dos solos e um activo ravinamento nos afloramentos impermeáveis. No início do Inverno os solos saturam-se e este facto provoca uma importante consequência sobre a actividade morfogenética das precipitações de Inverno e Primavera. As chuvas, geralmente menos intensas neste período, permitem o desenvolvimento da escorrência difusa elementar e a lavagem das vertentes, sendo menos frequentes os ravinamentos típicos do início da estação chuvosa.

## 2 — *Os movimentos de massa*

### a) Desabamentos

Os desabamentos são movimentos rápidos de blocos isolados ou complexos de rochas sólidas, a partir de cornijas. Este tipo de movimento de massa depende fundamentalmente da gravidade, pelo que se verifica apenas em vertentes com declives fortes, geralmente superiores a 20°. Por outro lado, é determinante a existência de cornijas bem desenvolvidas (calcárias ou basálticas, no caso da Região a Norte de Lisboa) que sirvam de fonte de alimentação dos blocos, como acontece no troço do vale do rio Trancão correspondente ao entalhe no reverso da costeira de Lousa-Bucelas.

A ocorrência dos desabamentos está estreitamente relacionada com a instabilização dos abruptos rochosos, provocada por causas naturais ou antrópicas. De entre as primeiras, para além dos choques e vibrações verificados aquando da ocorrência de sismos, há a destacar as acções de sapamento lateral

efectuadas pelos cursos de água e a rápida erosão das formações rochosas brandas, subjacentes às cornijas, por outros processos de evolução de vertentes (fenómenos de escorrência e deslizamentos), responsáveis pela perda de base de sustentação das formações compactas. A acção antrópica tem, na área em estudo, um importante papel na instabilização dos abruptos rochosos, na medida em que grande parte das cornijas foi exumada e exagerada pela exploração de pedreiras, que se encontram actualmente quase todas abandonadas, apresentando blocos que podem desabar a qualquer momento.

## b) Deslizamentos

Os deslizamentos são movimentos de massa bruscos, que se caracterizam pela deslocação de materiais sólidos ao longo de uma superfície de ruptura bem definida. As rupturas podem ter características diversas, mas correspondem sempre a superfícies impermeáveis, ao longo das quais foram excedidos os limites de Atterberg (plasticidade ou liquidez), em virtude da infiltração da água nas formações rochosas sobrejacentes, que são alvo de deslizamento.

Os deslizamentos constituem o principal processo na dinâmica recente e actual das vertentes, nas costeiras a Norte de Lisboa. Em função das características dos movimentos, superfícies de ruptura e material afectado, distinguem-se os seguintes tipos de deslizamentos na área estudada:

— *Deslizamentos superficiais*. São movimentos de massa peliculares que afectam quase exclusivamente os depósitos que revestem a maior parte das vertentes. Embora estes deslizamentos possam afectar extensos sectores nas vertentes, a espessura do material envolvido é geralmente reduzida, nunca superior a 2-3 m.

Os deslizamentos superficiais estão particularmente bem representados nos vales do rio Trancão e ribeira de Fanhões, em vertentes com declives moderados a fortes ( $> 15^\circ$ ), regularizadas por escombreyas e depósitos de solifluxão, que fossilizam um substrato rochoso relativamente impermeável: margas e calcários margosos em plaquetas, no vale do rio Trancão; tufos vulcânicos com importante fracção argilosa, no vale da ribeira de Fanhões. Em todos os casos observados,

a superfície de ruptura localiza-se no contacto entre os depósitos de cobertura e o substrato rochoso impermeável.

— *Deslizamentos translacionais*. São movimentos de massa mais profundos que os anteriores e verificam-se em vertentes com declive moderado a forte (5-25°). Estes deslizamentos desenvolvem-se quando existe, em simultâneo, uma alternância de bancadas com permeabilidade distinta, correspondendo o plano de ruptura ao contacto entre rochas permeáveis que afloram à superfície e formações impermeáveis subjacentes; e uma concordância entre o declive da vertente e o sentido de inclinação dos afloramentos rochosos.

Os deslizamentos translacionais existentes na área estudada dividem-se em dois grandes grupos, atendendo às características do substrato rochoso afectado: deslizamentos em calcários margosos e margas do Albiano-Cenomaniano médio, quando os primeiros se sobrepõem às segundas; deslizamentos no Complexo Vulcânico de Lisboa, quando escoadas basálticas relativamente alteradas e diaclasadas assentam sobre tufos vulcânicos predominantemente argilosos.

— *Deslizamentos rotacionais*. Estes deslizamentos têm uma forma distinta dos anteriores. Como o plano de ruptura é curvo, o movimento envolve uma rotação, pelo que a massa deslizada se encontra, geralmente, inclinada contra a vertente. Estes movimentos de massa ocorrem, normalmente, em formações isotrópicas e homogéneas (P. SIRIEYS, 1984), pouco comuns na região de Lisboa. Por esta razão, estes deslizamentos são muito pouco frequentes na área estudada, tendo apenas sido identificados num pequeno sector da vertente oriental do vale do rio Trancão, junto à abertura cataclinal na costeira de Lousa-Bucelas.

— *Deslizamentos mistos (translacionais/rotacionais)*. Os movimentos de massa de maior importância, ocorridos na Região a Norte de Lisboa, enquadram-se nesta categoria, como é o caso dos deslizamentos das Quebradas-Fanhões (A. B. FERREIRA *et al.*, 1987, p. 239) e de Albogas (fig. 4). Em qualquer dos casos, o deslizamento caracteriza-se pela existência de movimentos translacionais (os mais importantes), mas também por movimentos rotacionais, responsáveis pela formação de alguns aclives, nomeadamente ao longo das principais línguas de deslizamento.

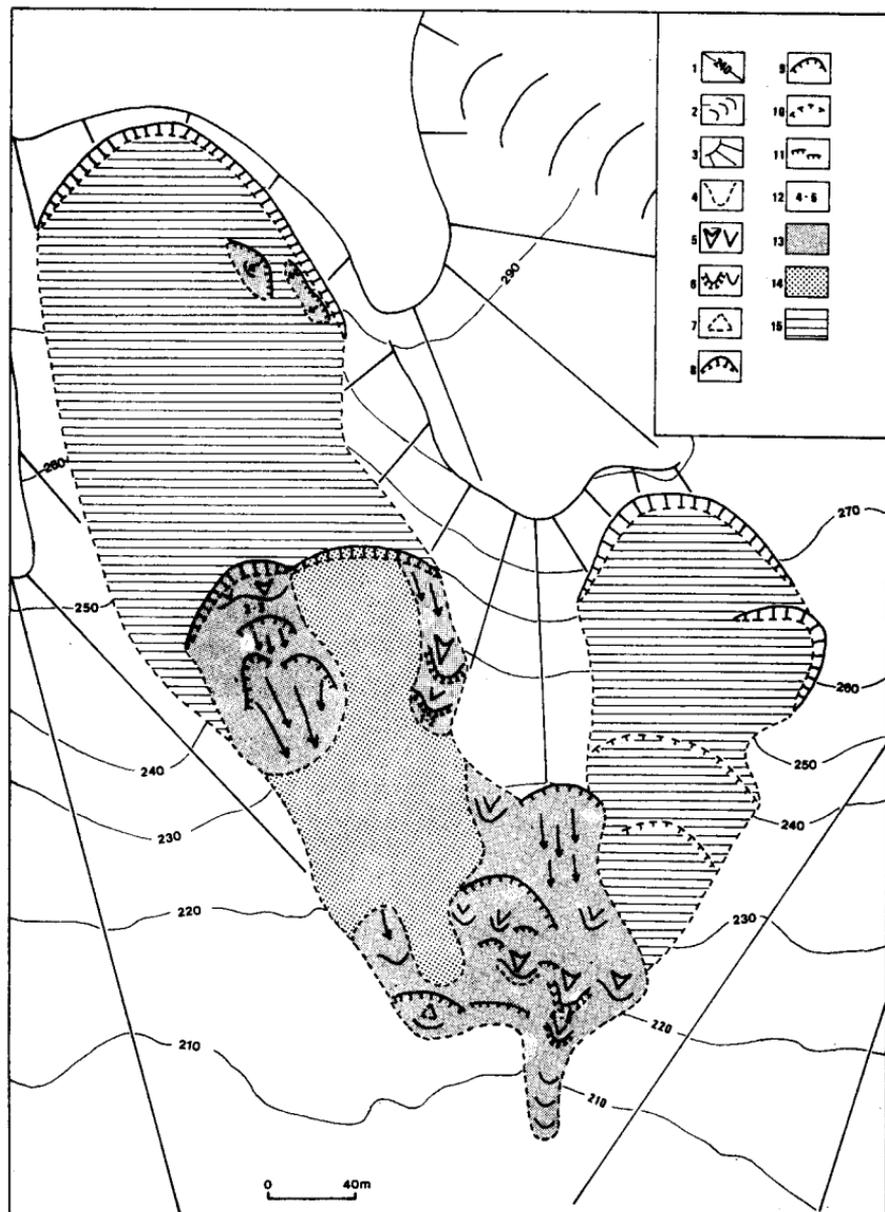


Fig. 4 — *Deslizamento de Albogas (Fevereiro de 1979)*. 1 — curva de nível 2; — valeiro de fundo em U; 3 — vertente rectilínea; 4 — limite de deslizamento; 5 — massa rochosa deslizada; 6 — orlas de deslizamento; 7 — aclave resultante de movimento rotacional; 8 — cicatriz de deslizamento principal; 9 — cicatrizes secundárias; 10 — antigas cicatrizes prováveis; 11 — fissuras de tracção; 12 — espessura estimada da massa deslizada; 13 — área de deslizamento activo rápido; 14 — área de deslizamento activo lento; 15 — antigos deslizamentos não activos em Fevereiro de 1979.

— *Deslizamentos/desabamentos por sapamento lateral.* Ao longo das principais ribeiras e barrancos, são em grande número os movimentos de massa resultantes da instabilização das vertentes, pela base. Esta instabilização é determinada pelo trabalho de sapa efectuado pelos cursos de água, principalmente durante os períodos de cheia. Com o trabalho de sapa, ocorrem os movimentos de deslizamento e desabamento das margens, sob influência da gravidade e quase sempre facilitados pelo elevado teor em água presente nos materiais deslocados (fig. 5).

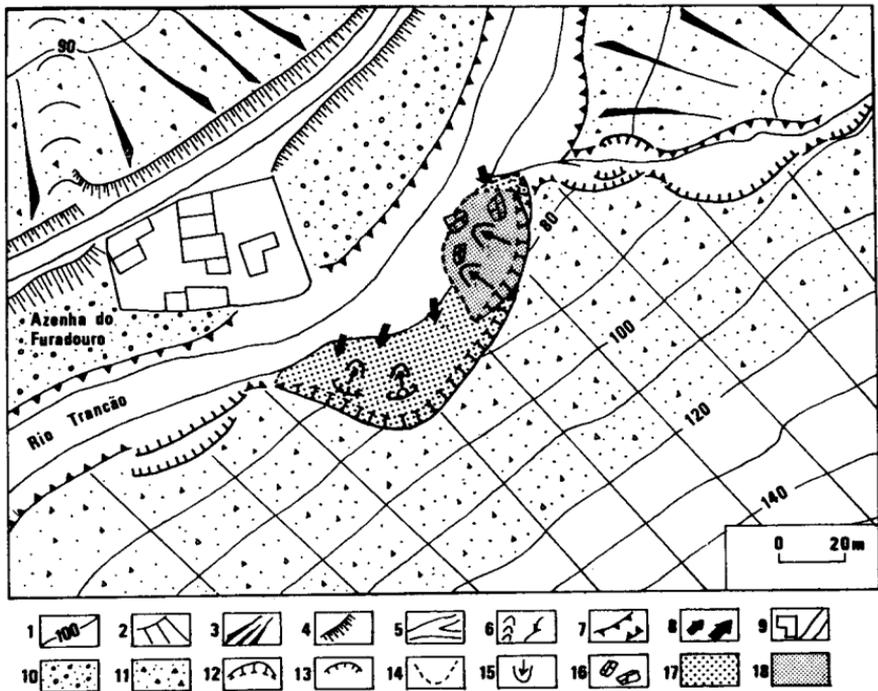


Fig. 5 — *Deslizamentos de Azenha do Furadouro.* 1 — curva de nível; 2 — vertente rectilínea; 3 — *glacis*; 4 — taludes antrópicos; 5 — curso de água; 6 — valeiro de fundo em U e barranco; 7 — margem do leito menor; 8 — acções de sapamento lateral do curso de água; 9 — estrada e habitações; 10 — terraço de cheia; 11 — depósito de solifluxão pelicular; 12 — cicatriz principal de deslizamento; 13 — cicatriz secundária de deslizamento; 14 — limite de deslizamento; 15 — massa rochosa deslocada; 16 — blocos calcários deslocados; 17 — deslizamento activo entre 1978 e 1981; 18 — deslizamento activo em 1983.

Os movimentos de deslizamento/desabamento por sapamento lateral verificam-se, preferencialmente, nos troços mais sinuosos do traçado dos cursos de água, e nas áreas onde estes entalham formações predominantemente brandas (depósitos de vertente, margas, calcários margosos e tufos vulcânicos).

### c) Factores de deslizamento na Região a Norte de Lisboa

A ocorrência de deslizamentos na Região a Norte de Lisboa é facilitada por uma série de condições favoráveis, que se podem agrupar em dois grandes conjuntos: factores passivos e activos. Os primeiros estão sempre presentes e determinam que certas áreas sejam potencialmente susceptíveis a este tipo de movimento de massa; os segundos ocorrem esporádica ou periodicamente e são responsáveis pelo impulso inicial que origina o deslizamento.

#### *FACTORES PASSIVOS:*

— litologia — presença de materiais argilosos e margosos, com comportamento plástico, quando o fornecimento de água é abundante e douradoiro;

— estrutura — existência de formações permeáveis sobre rochas impermeáveis;

— topografia — concordância entre o declive das vertentes e o sentido de inclinação das camadas; presença de declives moderados a montante, favoráveis a uma lenta e gradual infiltração da água em profundidade; existência de rupturas de declive a jusante, responsáveis por perturbações nas condições de equilíbrio das vertentes, pelo aumento da tensão normal;

— presença de antigos deslizamentos — os antigos deslizamentos facilitam a ocorrência de novos movimentos de terrenos, através da diminuição da resistência ao cisalhamento e do aparecimento de fendas, que favorecem a infiltração da água.

#### *FACTORES ACTIVOS:*

— A acção antrópica — a intervenção do Homem enquanto factor activo no desencadear de deslizamentos manifesta-se através da abertura de taludes artificiais e da modificação do traçado de cursos de água.

A abertura de taludes artificiais, nomeadamente para a construção de estradas, tem como consequência, quase sempre, a instabilização das vertentes, a montante. Com efeito, grande parte dos taludes existentes na área estudada foram mal concebidos, não tendo em consideração as características dos materiais rochosos afectados e as consequências resultantes das modificações neles produzidas. Ao longo dos taludes antrópicos, o declive das vertentes é, em regra, superior ao ângulo de atrito interno dos materiais; se este facto não levanta grandes problemas em áreas onde o substrato rochoso é competente, o mesmo não acontece na maioria das vertentes da Região a Norte de Lisboa, caracterizadas pela presença de formações móveis. Nestas condições, as vertentes mantêm-se em equilíbrio instável enquanto o teor em água é fraco, mas basta uma forte chuvada para que a coesão se reduza ou se anule, produzindo-se movimentos de massa. Deslizamentos deste tipo ocorreram, por exemplo, ao longo do ramal S. Julião do Tojal-Bucelas em 1967 (I. AMARAL, 1968) e 1983, tendo provocado a destruição de importantes troços da estrada.

A modificação antrópica do traçado dos cursos de água é também um factor susceptível de provocar instabilizações nas vertentes. Um exemplo ocorrido na área em estudo diz respeito à ribeira de Casinhos, cujo percurso foi modificado, próximo da confluência com a ribeira de Fanhões (fig. 6). Aquando do seu traçado original, o sapamento lateral era bastante intenso na margem esquerda da ribeira e os movimentos de massa daí resultantes destruíam, frequentemente, o campo de futebol da povoação de Fanhões. No Verão de 1984, o traçado da ribeira foi, neste sector, deslocado para Sul, tendo sido entulhado o leito original. Deste modo, tornou-se muito intenso o trabalho de sapa na margem direita da ribeira, facto que instabilizou a vertente. Nos Invernos seguintes, verificou-se uma série de deslizamentos e desabamentos, em progressão ao alto da vertente, evidenciando a importância das reacções em cadeia, relativamente aos movimentos de massa.

— A precipitação — A precipitação é o mais importante factor no desencadear dos deslizamentos nas costeiras a Norte de Lisboa. Nos últimos anos, registaram-se três períodos marcados por uma importante dinâmica de movimentos de terre-

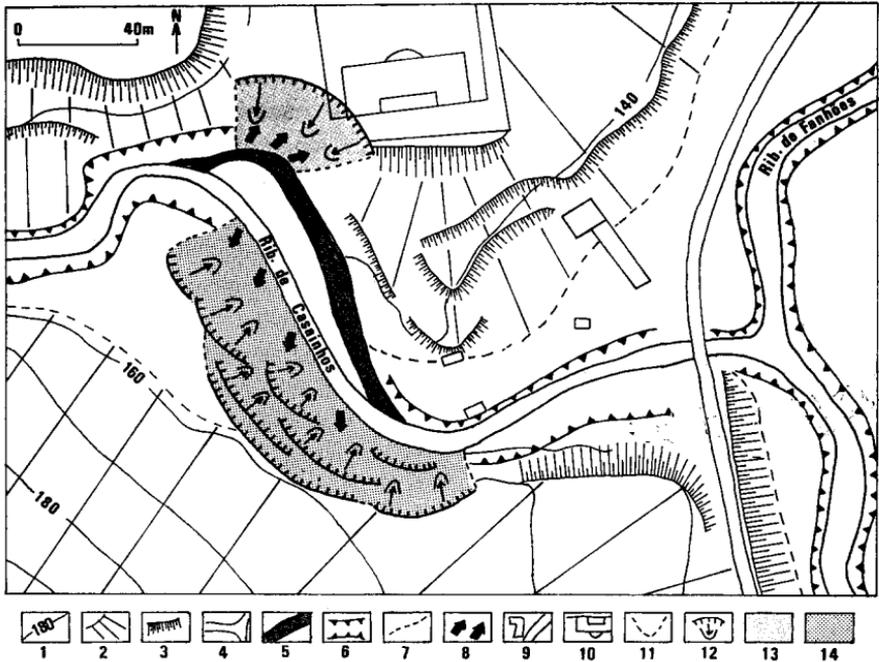


Fig. 6 — Instabilização da vertente da margem direita da ribeira de Casainhos por modificação do traçado do curso de água. 1 — curva de nível; 2 — vertente rectilínea; 3 — taludes antrópicos; 4 — traçado actual de curso de água; 5 — antigo traçado da ribeira de Casainhos; 6 — margem do leito menor; 7 — limite do leito de cheia; 8 — acções de sapamento lateral do curso de água; 9 — estrada e habitações; 10 — campo de futebol; 11 — limite de deslizamento; 12 — massa rochosa deslizada; 13 — deslizamento activo até 1984; 14 — deslizamento activo após 1984.

nos: Novembro de 1967, Fevereiro de 1979 e Novembro de 1983 (fig. 7). Os deslizamentos ocorridos nestes anos têm características diferentes e correspondem a situações perfeitamente distintas no que respeita ao regime das precipitações e balanços hídricos do solo.

O exemplo de Fevereiro de 1979 corresponde a uma situação de chuvas abundantes e persistentes ocorridas em pleno Inverno, e precedidas por um longo período chuvoso. Nestas condições, verificam-se inundações na planície aluvial do Tejo, grandes deslizamentos translacionais e mistos e uma importante lavagem superficial do solo, por acção da escorência difusa (A. B. FERREIRA, 1984).

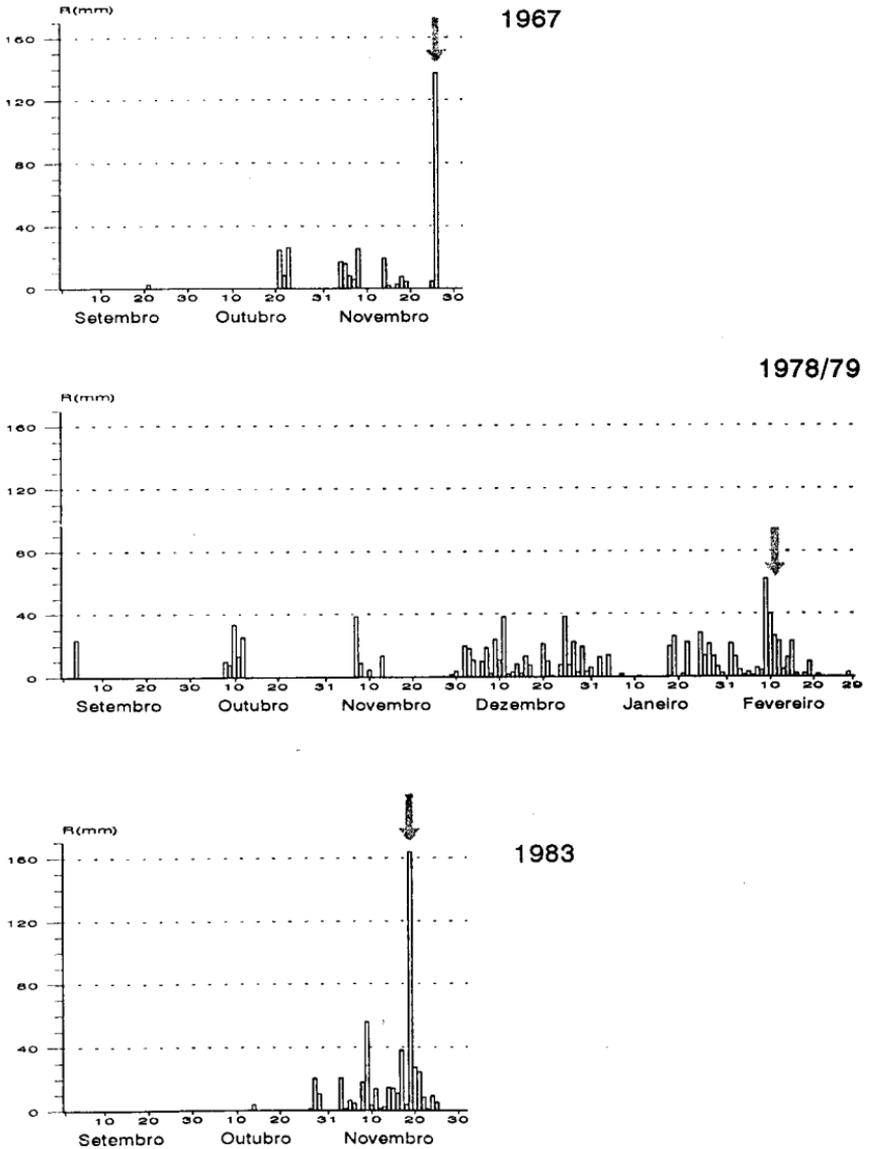


Fig. 7 — Precipitações diárias em S. Julião do Tojal relativas aos episódios excepcionalmente pluviosos de 1967, 1978/79 e 1983. Estão assinaladas na figura ( $\downarrow$ ) as datas de ocorrência dos movimentos de terrenos.

Os casos verificados nos meses de Novembro de 1967 e 1983 são semelhantes e correspondem a situações de chuvas muito intensas e concentradas, registadas no Outono. Devido à intensidade da precipitação, há dificuldades de escoamento nos pequenos cursos de água; verificam-se cheias rápidas e uma erosão brutal nos leitos menores, responsável por pequenos, mas múltiplos, deslizamentos e desabamentos de terras. Nas vertentes mais declivosas e nos taludes antrópicos, a rápida infiltração da água origina pequenos deslizamentos superficiais (A. B. FERREIRA *et al.*, 1987).

#### IV — As CHEIAS RÁPIDAS

##### 1 — Aspectos gerais

O aspecto mais brutal da evolução actual do relevo da Região a Norte de Lisboa é a ocorrência de cheias rápidas (*flash floods*), por influência de chuvadas intensas e concentradas.

As cheias rápidas são cheias de curta duração, com caudais de ponta muito elevados e uma brutal potência de escoamento em virtude da carga sólida transportada. Ocorrem de modo súbito e violento, sendo muito curto o espaço de tempo que medeia entre o início das chuvadas que as originam e a ponta de cheia. Este facto está relacionado, por um lado, com a dimensão reduzida das bacias hidrográficas da região e, por outro, com o acentuado declive longitudinal das ribeiras, muito favorável a elevadas velocidades de escoamento.

##### 2 — As cheias de 1967 e 1983

As cheias rápidas mais importantes da Região a Norte de Lisboa verificaram-se nos meses de Novembro de 1967 e 1983, permanecendo bem vivas na memória das populações afectadas.

##### a) Cheia de 25-26 de Novembro de 1967

No final do dia 25 e início do dia 26 de Novembro de 1967, a região de Lisboa foi afectada por uma enorme inundação. «As chuvas caídas provocaram a formação de caudais dema-

siado elevados e densos que nem a rede de linhas de água naturais, nem de esgotos das áreas urbanizadas, por não estarem preparadas, foram capazes de escoar (...), a subida das águas foi extremamente rápida e durou menos de 12 horas (...), em muitos pontos, sobretudo quando encanadas pelas construções, as águas subiram a 2 m de altura» (I. AMARAL, 1968, p. 81).

Esta cheia foi devida a uma muito elevada precipitação caída num curto intervalo de tempo: das 19 horas à meia-noite de 25 de Novembro, registaram-se 111 mm em S. Julião do Tojal, o que equivale a uma intensidade média horária superior a 20 mm, durante 5 horas.

A cheia rápida teve consequências catastróficas, havendo a registar a morte de cerca de 400 pessoas, a grande maioria das quais vivia em habitações clandestinas implantadas nos leitos de cheia das ribeiras, na periferia da cidade de Lisboa. O concelho de Loures foi o mais dramaticamente atingido, com cerca de 125 mortos, tendo sido particularmente afectados a Bacia de Loures e os vales das ribeiras de Loures e Odivelas.

#### b) Cheia de 18-19 de Novembro de 1983

Entre os dias 18 e 19 de Novembro de 1983, a região de Lisboa sofreu os efeitos de mais uma importante cheia. As inundações ocorridas foram essencialmente devidas, a exemplo do sucedido em 1967, à grande intensidade e concentração das precipitações num curto intervalo de tempo. No dia 19 de Novembro foram registados 163,7 mm em S. Julião do Tojal; a importância das chuvadas instantâneas fica bem demonstrada pelos valores registados na estação de Lisboa/Portela: 5 minutos, 14 mm; 10 mn, 17 mm; 15 mn, 18,5 mm; 30 mn, 24 mm (S. GODINHO, 1984).

As inundações de Novembro de 1983 abrangeram uma área relativamente menos extensa que a correspondente à cheia de 1967, nomeadamente na Bacia de Loures e vales das ribeiras de Loures e Odivelas. Embora as vítimas mortais tenham sido em muito menor número (6 pessoas), os prejuízos em toda a região de Lisboa foram da ordem dos 12 milhões de contos, 45% dos quais referentes a infra-estruturas municipais e do estado.

A menor extensão da inundação de 1983, relativamente ao verificado em 1967 está relacionada, segundo P. C. COSTA (1986), com a desigual distribuição das chuvadas de maior intensidade. Segundo este autor (1986, p. 609), «são as chuvadas de duração igual ao tempo de concentração da bacia que originam os maiores caudais de ponta». Atendendo a que o tempo de concentração da maioria das bacias da região de Lisboa se situa na ordem das 2 a 3 horas, conclui-se que a cheia de 1967 foi mais gravosa que a de 1983, na medida em que as precipitações máximas registadas para estas durações foram, respectivamente, de 96 mm e 114 mm, em 1967; e 72 mm e 95,8 mm, em 1983. P. C. COSTA (1986) atribui aos valores de 1967 um período de retorno provável de 500 anos, contra um período de retorno compreendido entre 100 e 200 anos, em 1983.

### 3 — *Factores das cheias rápidas na região de Lisboa*

De entre os factores das cheias rápidas na região de Lisboa, há a distinguir os que se relacionam com as condições naturais da região e os que resultam de certas intervenções antrópicas, que tendem a agravar os primeiros.

#### a) Factores naturais:

— precipitações intensas e concentradas, verificadas nos primeiros meses da estação chuvosa;

— regime torrencial dos cursos de água, condicionado pela reduzida dimensão das bacias hidrográficas e pelo declive longitudinal dos cursos de água;

— grande representação de formações rochosas impermeáveis, que saturam superficialmente ao fim de algumas horas de chuva intensa;

— existência de vertentes com declives acentuados e moderados, que circundam áreas relativamente planas e deprimidas;

— fisionomia desfavorável da rede de drenagem, quase exclusivamente tributária do rio Trancão;

— coincidência das pontas de cheia com períodos de preia-mar, facto verificado em 1967 e 1983.

## b) Factores antrópicos:

— destruição secular da cobertura vegetal, com aumento da capacidade erosiva das águas de escorrência;

— expansão urbana, impermeabilização dos terrenos e drenagem em canais artificiais, responsáveis pela diminuição drástica da infiltração, aceleração dos escoamentos, reduções no tempo de concentração das bacias hidrográficas e ocorrência de cheias rápidas mais frequentes e com caudais de ponta mais elevados;

— criação de estrangulamentos artificiais (equipamentos, unidades industriais e áreas habitacionais nos leitos de cheia e nas margens dos leitos menores; diques transversais aos vales; canalização coberta de troços de ribeiras) que constituem obstáculos ao escoamento, produzindo sobreelevações dos níveis de água a montante;

— insuficiência e inadequação dos colectores pluviais, que se mostram impotentes para drenar a água da chuva em situações como as de 1967 e 1983.

#### V — A AVALIAÇÃO DE RISCOS NATURAIS

A Região a Norte de Lisboa é uma área onde as condições naturais (estrutura, topografia, clima e hidrografia) favoráveis ao desenvolvimento de processos de evolução de vertentes são acentuadas e activadas pela acção do Homem. Efectivamente, as acções como destruição da cobertura vegetal, cortes efectuados em vertentes em equilíbrio instável, ocupação de leitos de inundação e leitos menores das pequenas ribeiras, contribuem, frequentemente, para o despoletar de situações de relativa gravidade, das quais resulta a destruição de estradas, habitações, outros equipamentos e culturas.

Em áreas potencialmente instáveis, é necessário dar a conhecer a existência dos fenómenos que originam a instabilidade e tentar avaliar as suas consequências, de modo a que as futuras construções sejam autorizadas e concebidas atendendo a esses factores. Este tipo de comportamento raras vezes é posto em prática na Região a Norte de Lisboa, em parte por relativo desconhecimento e desinteresse das entidades responsáveis, mas também pela falta de estudos, de

pormenor mas não pontuais, que permitam a elaboração de documentos utilizáveis por essas mesmas entidades. Com efeito, é sabido que os estudos geotécnicos detalhados, devido aos encargos que acarretam, apenas são realizados para apoiar obras de grande envergadura. Por outro lado, os resultados das análises da mecânica de solos feitas em laboratório são de difícil generalização no terreno.

O levantamento geomorfológico de grande escala, incidindo particularmente no estudo da dinâmica recente e actual das vertentes, pode contribuir, decisivamente, na elaboração de documentos de base para utilização no ordenamento, na medida em que permite a avaliação dos riscos naturais a que uma região está sujeita.

A figura 8 representa o mapa geomorfológico de uma parte do reverso da costeira de Lousa-Bucelas (J. L. ZÊZERE, 1988), baseado num levantamento detalhado no terreno, efectuado nas escalas de 1:2000 e 1:5000. Embora seja dado um destaque principal à dinâmica actual e às formas activas, estão ainda referenciadas as heranças geomorfológicas e os enquadramentos morfológico, litológico e estrutural, nos quais se insere a morfodinâmica actual e recente.

A cartografia geomorfológica e o estudo dos factores, naturais e antrópicos, responsáveis pelas manifestações de instabilidade, possibilitaram uma zonagem de riscos naturais (fig. 9) (2).

A partir da combinação da gravidade e probabilidade dos factores de risco, foram consideradas quatro «zonas» de risco (A. B. FERREIRA *et al.*, 1987):

— Classe I — *risco grave de forte probabilidade*: sectores com sinais evidentes de deslizamentos; áreas facilmente inundáveis em situações de cheias rápidas; margens das ribeiras sujeitas a deslizamentos/desabamentos por sapamento lateral.

— Classe II — *risco grave de média probabilidade*: sectores próximos da classe I, que podem ser afectados pelos mesmos riscos, num futuro próximo; áreas com sinais evidentes de ravinamentos e desabamentos; vertentes de declive moderado

---

(2) Devido à redução da escala, foi necessário proceder a uma simplificação e generalização do mapa de riscos naturais original, efectuado à escala de 1:8000.

ou forte, concordantes com o sentido de inclinação das formações geológicas (risco de deslizamento translacional); vertentes de declive moderado e forte, com depósitos de solifluxão

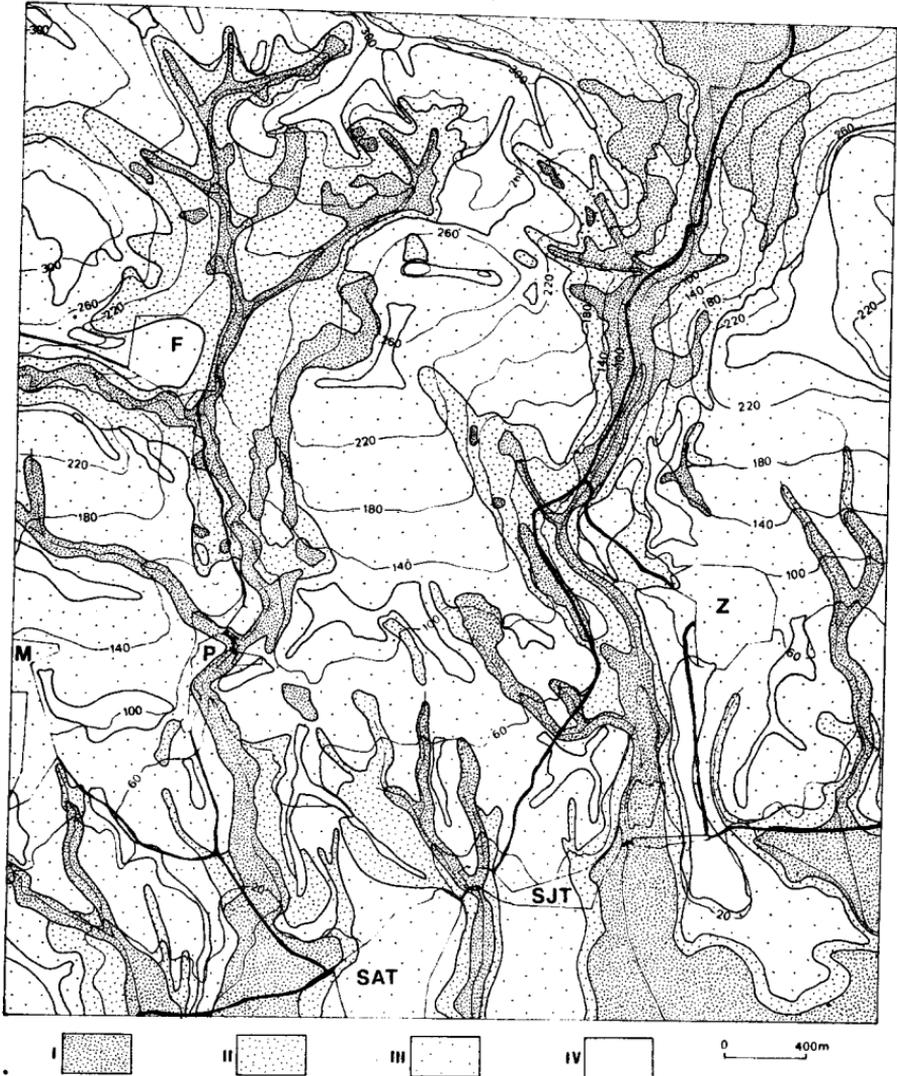


Fig. 9 — Mapa de riscos naturais dos vales do rio Trancão e ribeira de Fanhões no reverso da costeira de Lousa-Bucelas. I — risco grave de forte probabilidade; II — risco grave de média probabilidade; III — risco médio de fraca probabilidade; IV — risco fraco ou nulo; F — Fanhões; P — Pintéus; M — Mejoeira; SAT — S. Antão do Tojal; SJT — S. Julião do Tojal; Z — Zambujal.

pelicular assentes sobre rochas impermeáveis (risco de deslizamento superficial).

— Classe III — *risco médio de fraca probabilidade*: sectores localizados imediatamente a montante das cornijas sujeitas a desabamentos; vertentes de declive moderado a fraco sujeitas a processos de evolução relativamente lentos, como pequenos deslizamentos superficiais e escorrência difusa elementar.

— Classe IV — *risco fraco ou nulo*: superfícies planas, com declive fraco, em posição de interflúvio.

A proposta de zonagem de riscos naturais apresentada deve ser encarada com uma avaliação prévia da instabilidade real e potencial existente. Efectivamente, o facto de se considerar que uma determinada área está sujeita a riscos declarados não significa, obrigatoriamente, que ela deva ser interdita à urbanização. Contudo, nesses casos, será sempre conveniente proceder a estudos mais detalhados, antes de deliberar a autorização para construir (A. B. FERREIRA *et al.*, 1987).

#### SUMMARY

*The North of Lisbon cuestas: quaternary evolution and present-day slope instability.* — The structural and lithological conditions of the North of Lisbon region make possible, since the upper Miocene, the development of monocline reliefs and large depressions like Loures basin. This depression contains the main quaternary deposits of the region, which have a great importance for the study of geomorphological evolution and paleoclimatical reconstitutions. In the valleys of the Lousa-Bucelas cuesta we find other geomorphological heritages, probably related with cold periods of the Quaternary.

The present-day slope instability is due to natural conditions (structure, lithology, climate and hydrology) and is activated by anthropic actions, which contribute, frequently, to equipments damages. We identify active sheet-wash, rill-wash, rockfall and landslide processes. The landslides have the most important role in the actual slope evolution and it is possible to establish a typology, function of the movements characteristics, rupture surfaces and affected materials.

About the actual relief evolution we also detach the flash floods in small valleys, related with torrential showers concentrated in few hours. This floods have, frequently, catastrophic effects because of the large region's vulnerability, with floodplains occupation by farming, houses and equipments.

The study of active slope processes was based on the detailed geomorphological mapping at 1:2,000 and 1:5,000 scales. The geomor-

phological map, conjugated with the study of instability factors, make possible the drawing of a natural hazards map, which is very important in this area subject to a quick and many times irregular urban growth.

### RÉSUMÉ

*Les cuestas au Nord de Lisbonne: évolution quaternaire et dynamique actuelle des versants.* — Le dispositif structural de la région au Nord de Lisbonne a permis, depuis le Miocène final, le développement de reliefs monoclinaux et la formation d'assez larges dépressions, comme c'est le cas du bassin de Loures. Dans cette dépression, on trouve les plus importants dépôts quaternaires de la région, susceptibles de fournir des indications sur les processus de l'évolution géomorphologique et sur les reconstitutions paléoclimatiques. Dans les vallées du revers de la cuesta Lousa-Bucelas, on trouve d'autres héritages géomorphologiques que l'on serait tenté de mettre en rapport avec des périodes froides du Quaternaire.

Le déclenchement de crues rapides, en rapport avec des pluies très intenses et concentrées représente l'aspect le plus brutal de l'évolution actuelle du relief de la région au Nord de Lisbonne. Ces crues ont des conséquences catastrophiques, cause de l'occupation des plaines alluviales inondables, par cultures, usines, équipements et habitations.

Les versants des cuestas au Nord de Lisbonne sont le siège d'une évolution récente et actuelle très active, avec des processus d'écoulement liquide (ruissellement diffus élémentaire et ravinements) et mouvements de masse (éboulements et glissements de terrain).

L'étude de la dynamique des versants a été basée sur une cartographie géomorphologique à très grande échelle (1:2000 et 1:5000), dans le bassin de Loures et dans le revers de la cuesta Lousa-Bucelas. Cette cartographie, ainsi que l'étude des facteurs de l'instabilité, ont permis une zonation des risques naturels, document très important dans une région potentiellement instable et marquée par une intense pression urbaine.

### BIBLIOGRAFIA

- AMARAL, I. (1968) — «As inundações de 25-26 de Novembro de 1967 na Região de Lisboa». *Finisterra*, III, 5, Lisboa, p. 79-84.
- BREUIL, A.; ZBYSZEWSKI, G. (1943) — «Le quaternaire de Santo Antão do Tojal». *Com. Serv. Geol. Port.*, XXIV, Lisboa, p. 43-70.
- COELHO, A. G. (1979) — «Análise cartográfica da estabilidade de taludes naturais para o planeamento urbano». *Geotecnia*, 26, p. 75-89.
- COSTA, P. C. (1986) — «As cheias rápidas de 1967 e 1983 na Região de Lisboa». *Estudos em Homenagem a Mariano Feio*, Lisboa, p. 601-616.
- DAVEAU, S. (1973) — «Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal». *Finisterra*, VIII, 5, Lisboa, p. 5-47.

- FERREIRA, A. B. (1984) — «Mouvements de terrain dans la région au Nord de Lisbonne. Conditions morphostructurales et climatiques». *Mouvements de Terrain, Colloque de Caen, Documents du B. R. G. M.*, n° 83, Paris, p. 485-494.
- (1985) — «Influência de climas frios na morfogénese quaternária da Região a Norte de Lisboa». *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol. I, Lisboa, p. 85-103.
- FERREIRA, A. B.; ZÉZERE, J. L.; RODRIGUES, M. L. (1987) — «Instabilité des versants dans la région au Nord de Lisbonne. Essai de cartographie géomorphologique». *Finisterra*, XXII, 43, Lisboa, p. 227-246.
- FERREIRA, D. B. (1973) — *Carte Géomorphologique du Portugal*. C. E. G., Rel. 3, Lisboa, 48 p.
- GODINHO, S. (1979) — *Aspectos meteorológicos das cheias de Fevereiro de 1979*. I. N. M. G., Lisboa, 71 p.
- (1984) — *Aspectos meteorológicos das inundações de Novembro de 1983*. I. N. M. G., Lisboa, 57 p.
- HANSEN, A. (1984) — «Landslides hazard analysis». in BRUNSDEN e PRIOR (ed.) *Slope Instability*, Londres, p. 523-602.
- HANSEN, M. J. (1984) — «Strategies for classification of landslides». in BRUNSDEN e PRIOR (ed.) *Slope Instability*, Londres, p. 1-25.
- KNAPIC, D. (1955) — *As costeiras de Lisboa. Elementos para o estudo morfológico da região de Lisboa*. Dissertação de licenciatura em Geografia, Lisboa, 114 p.
- NOVERRAZ, F. (1984) — «Cartographie de glissements de terrain: Méthode de levé, objectif et fonction des cartes d'instabilité». *Mouvements de Terrain, Colloque de Caen, Documents du B. R. G. M.*, n° 83, Paris, p. 217-223.
- ROXO, M. J. (1985) — *Processos actuais de evolução de vertentes (Costeira de Lousa-Bucelas)*. Lisboa, 259 p. (políc.).
- SIRIEYS, P. (1984) — «Divers types de mecanismes de mouvements de terrains». *Mouvements de Terrain, Colloque de Caen, Documents du B. R. G. M.*, n° 83, Paris, p. 75-80.
- ZARUBA, Q.; MENCL, V. (1982) — *Landslides and their control*. Amsterdam, 324 p.
- ZBYSZEWSKI, G. (1964) — Notícia explicativa da folha 2 LOURES (Carta Geológica dos arredores de Lisboa). *Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 86 p.
- ZÉZERE, J. L. (1988) — *As costeiras a Norte de Lisboa. Dinâmica de vertentes e cartografia geomorfológica*. Dissert. Mest. Geog. Física e Regional, Lisboa, 202 p. (políc.).
- (1989) — Mass movements and slope instability. Lisbon region. *Geoko plus*, 1, Frankfurt, p. 322-323.
- (no prelo) — Depósitos quaternários das costeiras a Norte de Lisboa e seu significado morfoclimático. *Actas da 2.ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrd.