

Etapas e controlo alpino da sedimentación na bacia do Sado (SW de Portugal)

Alpine control on sedimentation at Sado basin (SW Portugal)

PIMENTEL, N. L.; AZEVEDO, T. M.

Tapponnier's (1977) model for the alpine evolution of the mediterranean region was firstly adapted for the Tejo-Sado tertiary Basin by Carvalho et al.(1985). At Sado Basin four tectosedimentary units are now defined and paleogeographic reconstructions are confronted with the geodinamic alpine evolution of the area, in order to establish causal effects on sedimentation. Paleogene NE-SW regional compression over Grândola and Torrão faults and secondary traction on Messejana fault, has generated aluvial-fan deposits on these fault-scarps. Miocene evolution is marked by emersion and stability, until a messinian transgression unrecorded elsewhere in the Tejo-Sado Basin. During upper Pliocene, fluvial drainage covered the whole region, without any remarkable tectonic or morphological event. Quaternary «Raña» deposits were dislocated by neotectonic NW-SE regional compression, responsible also for the uplift of Grândola relief (with syntectonic deposits on the coastal plateau) and subsidence of Sado Basin, both over 100m.

Key words: Cenozoic, Paleogeography, Tectosedimentary units

PIMENTEL, N. L.; AZEVEDO, T. M. (Dep. Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa. Campo Grande C2, 5°. 1700 Lisboa)

1. INTRODUÇÃO

A evolução alpina da Península Ibérica é marcada pela movimentação relativa das placas Africana e Euroasiática, associada ao desenvolvimento do processo de rifting do Atlântico Norte. A rotação do continente africano para leste e para norte, activa desde o Jurássico, originou sucessivas tensoes entre as placas, com intensidades e orientações variáveis ao longo do Meso-Cenozóico, constituindo a causa primeira da formação no Cenozóico das cadeias alpinas mediterrânicas, bem como das principais deformações no interior da Península. O território português, ainda que afastado do centro da orogénese alpina, sofreu deste modo as influências de toda a sucessão de fenómenos tectónicos alpinos, com intensidades eventualmente mais reduzidas. Repetidamente, as tensoes alpinas actuaram sobre terrenos já tectonizados, nomeadamente pela fracturação tardi-hercínica - desligamentos esquerdos NE-SW a NNW-SSW (com conjugados NW-SE) e falhas inversas N-S. Por este facto, a deformação alpina em Portugal traduz essencialmente o resultado geométrico e dinâmico da interacção entre as compressões/distensões alpinas e as diversas fracturas tardi-hercínicas.

Neste trabalho procura-se evidenciar o papel da orogenia alpina na definição das principais etapas de preenchimento da Bacia do Sado, a partir do estudo das sequências sedimentares e sua interpretação paleogeográfica.

2. A BACIA DO TEJO-SADO

A Bacia do Sado corresponde ao Sector meridional da Bacia Cenozóica do Tejo-Sado, a qual se estende por cerca de 1300

km² no bordo ocidental da Península Ibérica. Os bordos desta Bacia apresentam um claro controlo estrutural, destacando-se a Falha do Baixo-Tejo como limite NW, e a Falha da Messejana como limite SE. São ainda de referir as falhas de Ponte de Sôr, da Vidigueira (troço ocidental, a W da falha da Messejana, que designaremos por Falha do Torrão) e de Grândola, delimitando sectores da Bacia (Fig.1). O preenchimento sedimentar ultrapassa os 1200 metros a S de Lisboa, diminuindo para a periferia, com cerca de 150 metros na sua parte meridional (Bacia do Sado, a S de Alcácer do Sal). Os sedimentos cenozóicos são heterogéneos, essencialmente continentais e detríticos, com excepção de alguns níveis marinhos miocénicos. A base é atribuída ao Paleogénico (CARVALHO, 1968; ANTUNES, 1980), prosseguindo a sedimentação até ao Quaternário, em relação com a evolução subsidente da Bacia ao longo do Cenozóico.

A génese da Bacia do Tejo-Sado enquadra-se na evolução tectónica alpina da região mediterrânica ocidental. Até ao Cretácico sup. o rifting do Atlântico Norte provoca essencialmente rotação da placa Africana e cizalhamento esquerdo em relação à placa Euroasiática (TAPPONNIER, 1977). A partir de então, o fecho do Mediterrâneo a oriente e a migração do rifting atlântico para Norte, irão provocar um acentuar da convergência e colisão entre ambas as placas, atenuando-se a rotação. Deste modo, no início do Cenozóico a Europa ocidental, suturada e consolidada, opõe-se à placa Africana uma extensa frente de colisão, com cerca de 5000 km desde os Pirinéus para Este e também no sul da Península Ibérica, no que é designado por «fase paroxismal pirenaica», com a compressão orientada NNE-SSW (TAPPONNIER, 1977). Este

autor postulara que, em regime compressivo, se poderiam gerar fenómenos locais de distensão intracontinental, por tracção secundária perpendicular à compressão. CARVALHO et al. (1985), apoiados nesse postulado, atribuíram a abertura da Bacia do Tejo-Sado à fase compressiva pirenaica, por tracção secundária exercida sobre fracturas tardi-hercínicas. A Falha do Baixo-Tejo e a Falha da Messejana corresponderiam assim a duas falhas tardi-hercínicas profundas (atingindo o Moho, segundo MENDES-VICTOR et al., 1980) sub-paralelas e com orientação NE-SW, actuadas pela compressão pirenaica NNE-SSW. A conseqüente tracção secundária teria gerado adelgaçamento crustal e subsidência de toda

a área entre ambas. Este fenómeno estaria na génese da Bacia do Tejo-Sado, tendo despoletado a erosão dos relevos tectónico recém-criados nos seus bordos, a sedimentação detrítica grosseira basal e o início do preenchimento sedimentar da Bacia.

3. A BACIA DO SADO: ETAPAS EVOLUTIVAS

3.1. 1ª Etapa - PALEOGÉNICO

No sector da Bacia do Tejo-Sado a Sul de Alcácer do Sal, que doravante designaremos abreviadamente por «Bacia do Sado», os primeiros depósitos de preenchimento (Formação de Vale do Guizo; ANTUNES,

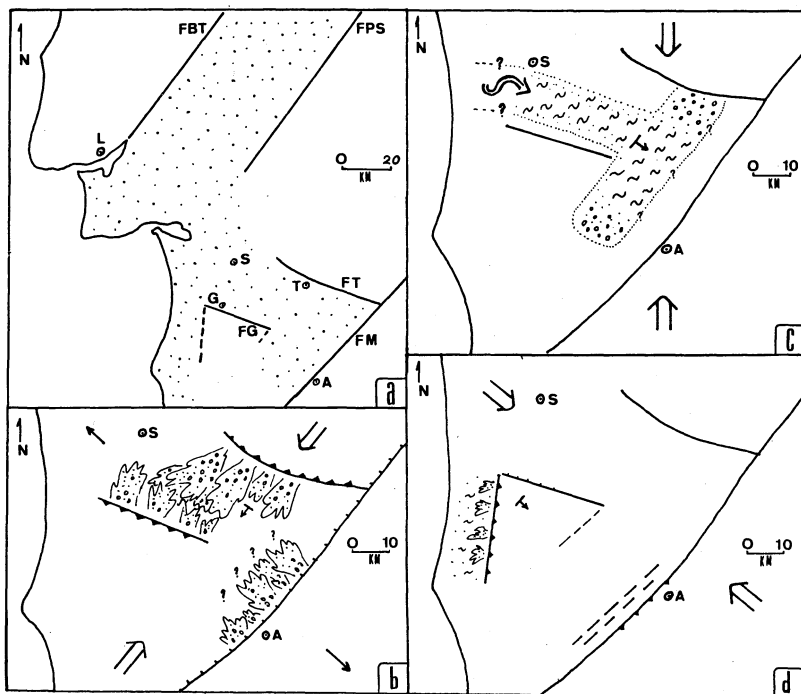


Fig. a: Controlo estrutural da Bacia do Tejo-Sado (adapt. Carvalho et al., 1985).
 b: Controlo estrutural da sedimentação na Bacia do Sado, no Paleogénico
 c: idem, no Miocénico superior. d: idem, no Quaternário
 => Direcção de compressão. FBT: Falha do Baixo-Tejo; FPS: F. de Ponte de Sôr; FG: F. de Grândola; FT: F. do Torrão. A: Aljustrel; G: Grândola; L: Lisboa; S: Alcácer

1983) são atribuíveis ao Paleogénico, exclusivamente por correlação litostratigráfica com os depósitos da região de Lisboa, o «Complexo de Benfica». Consistem em sedimentos de leque aluvial, com derrames grosseiros e espasmódicos, com alternâncias lutíticas e fenómenos de pedogénese carbonatada (PIMENTEL e BRUM, 1991b), apresentando no topo da megasequência positiva um calcetreto massiço. O estudo detalhado da Formação permitiu-nos detectar três áreas de alimentação distintas, denunciando movimentação tectónica, logo no Paleogénico, das três principais falhas com importância regional: Messejana (vd. CARVALHO et al., 1985), Grândola (vd. CARVALHO, 1986) e Torrão, de orientação geral NW-SE, correspondem a desligamentos esquerdos tardi-hercínicos (CABRAL, 1993), actuados perpendicularmente pela compressão paleogénica de orientação NNE-SSW. A resposta tectónica foi uma movimentação inversa (assinada no troço oriental da Falha da Vidigueira por BRUM, 1990) e abatimento tectónico do bloco situado entre ambas. Os leques aluviais provenientes da Falha do Torrão apresentam muito maior comprimento (20-30 Km) do que os provenientes da Falha de Grândola (5-10 Km), os quais aumentam de extensão para NW. Tais factos poderão eventualmente ser interpretados como evidência de pendor para SW no graben entre as duas falhas, com alguma influência também da amplitude das respectivas movimentações verticais ou das diferentes litologias envolvidas, já que as condições climáticas seriam idênticas em toda a região. A variação de espessuras dos depósitos paleogénicos no conjunto da Bacia, detectada quer pela cartografia quer pelo estudo de dezenas de sondagens, é bastante irregular e deverá estar em relação com

pequenos grabens colmatados pelos derrames detríticos, dado que o topo da unidade é aproximadamente plano (ainda que não horizontal) em toda a Bacia. Esses grabens poderão indiciar a existência de uma importante fase tectónica anterior/contemporânea à sedimentação, questão que deverá merecer atenção em estudos futuros.

A atribuição de uma idade precisa a estes depósitos, bem como a sua correlação com uma das fases tectónicas alpinas, é uma questão ainda incerta. TAPPONNIER (1977) aponta uma idade intra-Eocénico para os processos compressivos e respectiva tracção secundária na Península Ibérica, o que está de acordo com diversas datações paleontológicas para o Terciário basal em Portugal central (CUNHA, 1992) e as correlações propostas por PENA DOS REIS et al. (1991) para o «Complexo de Benfica»: a sequência deposicional inferior (que culmina, aos 100m, nos «Calcários de Alfovelos») seria de idade Eocénico sup. e separada da 2ª sequência (com cerca de 300 m) por uma ruptura correspondente à fase paroxismal pirenaica (40 M.A.). A atribuição dos «Calcários de Alfovelos» ao Oligocénico inf. (Azerêdo e Carvalho, 1986) também não elimina forçosamente aquela hipótese. A S de Lisboa, na Serra da Arrábida, detectámos também duas sequências principais, culminando a 2ª num espesso calcetreto de origem palustre (AZERÊDO e CARVALHO, 1986). A existência, na Bacia do Sado entre Grândola e Torrão, de uma única sequência deposicional positiva, carbonatada na base e que culmina num calcetreto maciço com mais de 5 metros, poderá levar a correlacioná-la com a 2ª sequência da Arrábida e, assim, a atribuí-la na sua maior parte já ao Oligocénico. Neste caso, a fase tectónica que despoletou a sedimentação

teria sido a fase pirenaica (40 M.A.). Geograficamente próximos, os depósitos basais da Bacia de Marmelar são atribuídos ao Miocénico inf. (BRUM, 1990) por correlação com a Bacia do Guadiana, cujas datações paleontológicas em Espanha são, também elas, bastante incertas («formas terciárias evolucionadas de oogónios e charáceas, provavelmente neogénicas» VILLALOBOS, et al., 1985). No entanto, dado tratar-se de uma bacia interior restrita, fora do âmbito tectosedimentar da Bacia do Tejo-Sado, consideramos serem compatíveis diferentes idades para o início do preenchimento de distintas bacias no interior da Península ibérica. No final do Paleogénico, a forte colisão entre África e a Europa ocidental provoca um início de subducção no arco de Gibraltar, com tracção da placa Euroasiática para E, gerando-se assim no sul da Península ibérica um regime compressivo N-S e distensivo E-W (TAPPONNIER, 1977). As eventuais movimentações verticais das Falhas de Grândola, Torrão e Messejana não são directamente detectáveis, por falta de registo sedimentar contemporâneo. Os efeitos deste episódio encontram-se porém registados na Margem Continental alentejana (a S do paralelo de Alcácer do Sal) onde no Oligocénico se verificou emersão generalizada, desenvolvendo-se uma superfície erosiva sub-aérea talhada nos depósitos marinhos eocénicos (MOUGENOT et al., 1979) e que PEREIRA (1990) paraleliza com a génese da penepalanície alentejana. Consequentemente, a Bacia do Sado sofreria então erosão, não havendo aí registo sedimentar desse episódio, apenas materializável pela descontinuidade dos depósitos miocénicos sobrejacentes, mas de idade bem mais recente como se discutirá adiante.

3.2. 2ª Etapa - MIOCÉNICO

Os depósitos miocénicos da Bacia do Sado são atribuídos na sua totalidade, ao Messiniano (ANTUNES et al., 1986), com base em dados paleontológicos. Estes autores propoem para a bacia messiniana a S de Alcácer do Sal a designação de «Bacia de Alvalade», constituindo os respectivos depósitos a Formação de Esbarrondadoiro. Aquela datação indicia a existência de uma lacuna sedimentar de duração superior a 20 M.A., a confirmar-se uma idade oligocénica para os depósitos detríticos basais. Será importante referir que, durante este intervalo de tempo, a região de Lisboa-Alcácer do Sal era palco de uma sedimentação activa, com sucessivas transgressões separadas por intercalações continentais (ANTUNES, 1979). A sedimentação miocénica apresenta aliás uma base diacrónica, progressivamente mais recente para Sul, com sedimentação desde o Aquitaniano em Lisboa, Serravaliano em Alcácer e apenas Messiniano em Alvalade.

Uma tal lacuna, neste sector mais meridional da Bacia do Tejo-Sado, deverá corresponder a uma emersão contínua já desde o Oligocénico sup. e grande parte do Miocénico, prevalecendo a erosão em toda a região, factos atribuíveis à não existência de reactivações tectónicas e à estabilidade, sem blocos ou fases subsidentes, durante quase todo o Miocénico. Poder-se-á então sugerir um «bloqueio» tectónico deste sector não subsidente isolado do resto da Bacia (pelo levantamento do horst de Valverde, a S de Alcácer do Sal?), enquanto nas suas regiões centrais e setentrionais da Bacia do Tejo-Sado as pulsações tectónicas miocénicas se traduziam em acarreios terrígenos (CUNHA, 1992) e ingressões marinhas (ANTUNES, 1979) e discordâncias angulares (RIBEIRO

et al., 1984). Tal isolamento manter-se-ia no Messiniano, então em sentido inverso, com emersão generalizada da Bacia e subsidência restrita deste sector meridional.

Os depósitos messinianos evidenciam (M. Cachão, com. oral) uma evolução temporal desde um ambiente abrigado a ambiente marinho franco, seguida de uma sequência regressiva com ambientes confinados salobros que culmina com acarreios terrígenos grosseiros (PIMENTEL e AZEVÊDO, 1991c). A distribuição de fácies e de espessuras permite considerar um modelo paleogeográfico provisório, com entrada do mar por um alto-fundo num corredor («by-pass») entre as falhas de Grândola e do Torrão, mais afastado desta, já que não se encontram aí depósitos. O depocentro, com espessura máxima superior a 100 m, situar-se-ia na região a S de Alvalade, sendo atribuível a basculamento (entretanto compensado pela sedimentação miocénica) de Alcácer para SE e da Falha da Messejana para NW (aqui com possível intervenção de degraus tectónicos NE-SW).

No Algarve são também referidos depósitos atribuídos (em parte) ao Messiniano (Formação de Cacela), com base em datações paleontológicas e absolutas (K/Ar em glauconites (ANTUNES et al., 1986). As suas características litológicas e paleoambientais são paralelizáveis com as da Formação de Esbarrondadoiro, mas o seu contexto bacinal poderá ser algo distinto e portanto ter outro significado. Por fim será de assinalar uma referência de idade messiniana para os depósitos miocénicos terminais da Bacia do Tejo, feita por T.M. AZEVÊDO (1982, 35-36) com base na microfauna presente em afloramentos litorais da Península de Setúbal. As questões acerca da extensão da transgressão messiniana

encontram-se actualmente em estudo e discussão (ANTUNES e Pais, 1992; CACHÃO e SILVA, 1992), estando ainda por estabelecer as eventuais correlações evolutivas com a Bacia do Sado. A aparente autonomia e forte controlo estrutural desta bacia dificulta, a nosso ver, uma atribuição directa da sua evolução a processos eustáticos ou tectónicos reconhecidos noutros locais, desconhecendo-se por enquanto as causas exactas deste derradeiro ciclo miocénico T/R nesta Bacia, bem como do despoletar do episódio torrencial terminal. Consequências dos últimos impulsos da compressão bética, de direcção NNW-SSE?. Da designada «crise» messiniana? Ou do bloqueio da subducção no Arco de Gibraltar? Hipóteses, entre outras, que aguardam estudos complementares.

3.3. PLIO-QUATERNARIO

No Plioquaternário o quadro geodinâmico continua marcado pela acentuada convergência entre as placas africana e euroasiática no Mediterrâneo ocidental; cessada a subducção miocénica no Arco de Gibraltar, é gerada uma importante tectónica intracontinental, com compressão máxima orientada NW-SE (TAPPONNIER, 1977; CARVALHO et al., 1985; CABRAL, 1993).

3.3.1. 3ª Etapa - PLIOCENICO

O Pliocénico da Bacia do Sado está representado por depósitos arenosos alaranjados, de fácies fluvial, com uma espessura de 20 a 25m. A sua posição na sequência de preenchimento da Bacia e as suas características fluviais permitem a correlação com depósitos idênticos da região de Lisboa-Setúbal, atribuídos ao Pliocénico sup. (Piacenciano) (CARVALHO, 1968;

AZEVÊDO, 1983). O seu estudo sedimentológico permitiu atribuí-los a sistemas fluviais areno-conglomeráticos com caudais elevados e variáveis, abundante carga de fundo grosseira e com frequentes avulsões, desenvolvidos numa ampla planície aluvial de múltiplos canais entrançados (PIMENTEL e AZEVÊDO, 1991a).

A determinação do sentido das paleocorrentes evidenciou uma drenagem para o quadrante NW, implicando uma paleogeografia bem distinta da actual: o sentido «contra» a actual Serra de Grândola implica a inexistência desta como obstáculo a essa drenagem e a continuidade morfológica e deposicional entre a Bacia, a região da Serra e a região litoral (PIMENTEL, 1989; PIMENTEL e AZEVÊDO, 1991a). A Falha de Grândola não poderia ter então expressão morfológica significativa, não havendo também evidências de reactivação tectónica da Falha do Torrão ou da Messejana, ainda que estas constituíssem os bordos morfológicos (NE e SE, respectivamente) da bacia de drenagem fluvial, cuja fonte de alimentação consistia nos terrenos paleozóicos a oriente daquelas falhas. A macrosequência deposicional é positiva, sem descontinuidades importantes, correspondendo apenas à gradual degradação erosiva das áreas circundantes e gradual colmatação de uma extensa área levemente subsidente, com reduzida espessura de depósitos fluviais.

3.3.2. 4ª Etapa - QUATERNÁRIO

O início do Quaternário é marcado pelo episódio de deposição das Rañas em todo o Baixo Alentejo. Trata-se de depósitos que ocorrem no centro e sul da Península ibérica, com características comuns: conglomerados grosseiros e heterométricos de matriz argilosa

vermelha, os quais ocupam extensas superfícies geralmente culminantes. No Baixo-Alentejo encontram-se retalhos dispersos numa faixa com cerca de 80 Km (E-W) por 40 Km (N-S), cobrindo a S uma superfície talhada nos terrenos paleozóicos e prolongandose para a Bacia do Sado, onde culmina o preenchimento cenozóico. O estudo sedimentológico permite atribuí-los a fluxos gravíticos («debris-flows») em mantos torrenciais planares, originando múltiplos leques aluviais provenientes de um relevo importante (AZEVEDO, 1982; AZEVÊDO e PIMENTEL, 1992; PIMENTEL e AZEVÊDO, 1992).

As determinações de paleocorrentes nestes depósitos de leque aluvial indicam para as Rañas do Baixo-Alentejo uma proveniência da Serra do Caldeirão, situada mais de 50 Km a S da Bacia do Sado. Tal poderá indiciar movimentações neotectónicas desse relevo, cuja configuração parece corresponder a um amplo empolamento (até 577m) da planície alentejana (200-250m). Não serão porém de menosprezar as causas puramente climáticas para a génese das Rañas (AZEVEDO, 1989; PIMENTEL e AZEVÊDO, 1992).

Particularmente notáveis são as movimentações neotectónicas pós-Rañas, evidenciadas pelas cotas muito distintas (entre 80m e 240m) a que tais depósitos, com pendores geralmente da ordem de 1%, ocorrem na região estudada. Na Falha da Messejana um sistema de três falhas sub-paralelas NE-SW (já com movimentação terciária; PIMENTEL e AZEVÊDO, 1989) foram reactivadas, deslocando as Rañas e testemunhando assim um abatimento da Bacia do Sado superior a 100 metros. A orientação NW-SE da compressão quaternária deverá ter proporcionado uma

movimentação inversa destas falhas, facto detectado localmente por CABRAL (1993).

Por seu lado, a Falha de Grândola apresenta reactivação no Quaternário, o que é evidenciado pela deslocação dos depósitos fluviais pliocénicos que definem na Bacia uma superfície horizontal a cerca de 100m e se encontram na Serra de Grândola a mais de 200m. A Serra de Grândola corresponde assim a um bloco levantado, com basculamento para SE. Esse bloco é limitado a ocidente por uma escarpa de falha de direcção NNE-SSW e comando vertical da ordem dos 200 metros, devendo ter sido (re)activada pela compressão quaternária, aproximadamente perpendicular, conferindo-lhe carácter inverso (detectado por CABRAL (1993) num troço restrito). A activação compressiva desta falha e sua movimentação vertical deverá ter sido a principal causa do levantamento e basculamento da actual Serra de Grândola. Com a criação deste relevo ficou definitivamente separada a evolução da Bacia do Sado (no interior, a oriente) e da Plataforma Litoral (a ocidente). Nesta, geraram-se então depósitos torrenciais sintectónicos constituídos por conglomerados clasto-suportados de grauvaques, intercalados nas areias litorais predominantes na evolução quaternária da Plataforma (PIMENTEL, 1989; PIMENTEL e AZEVÊDO, 1989; PEREIRA, 1991), configurando um ambiente de tipo «fan-delta».

Quanto à Falha do Torrão, a sua actividade quaternária é provável, tendo sido detectada apenas a oriente da Falha da Messejana (BRUM, 1990); no troço ocidental a ausência de depósitos recentes dificulta tal comprovação, ainda que a morfologia o indicie.

Por fim, serão ainda de referir as manifestações neotectónicas na génese e evolução dos terraços fluviais do Rio Sado,

testemunhando a continuação da tendência subsidente da Bacia em relação com a Falha da Messejana e acidentes a ela associados (PIMENTEL, 1989; PIMENTEL e AZEVÊDO, 1990).

4. CONCLUSÕES

Em síntese, verifica-se que a evolução da Bacia do Sado, testemunhada pelas características das diversas unidades que constituem o seu preenchimento sedimentar, apresenta um claro controlo tectónico relacionado com o desenvolvimento da orogenia alpina e suas consequências no território do SW peninsular, tendo-se definido quatro etapas tectosedimentares:

1ª Etapa - Paleogénico: génese da Bacia por compressão regional NE-SW; tracção secundária exercida sobre a Falha da Messejana e activação compressiva das falhas NW-SE (Grândola e Torrão); subsidência das áreas entre as falhas e génese de leques aluviais alimentados nas respectivas escarpas.

2ª Etapa - Miocénico: «bloqueio» tectónico até ao Messiniano, com estabilidade (?) e emersão; ciclo messiniano de transgressão e regressão, com episódio terrígeno final; causas tectónicas ou eustáticas incertas.

3ª Etapa - Pliocénico: drenagem fluvial de canais entrançados, em continuidade morfológica e deposicional entre a Bacia e o litoral a ocidente, sem evidências de tectónica activa. 4ª Etapa - Quaternário: compressão NW-SE; derrames torrenciais em leque aluvial (Rañas). Importantes deslocações pós-Rañas, com subsidência da Bacia do Sado e levantamento (basculado para SE) da Serra de Grândola, com amplitudes superiores a 100m. Plataforma com «fan-deltas» alimentados na Serra de Grândola.

BIBLIOGRAFIA

- ANTUNES, M.T. (1979): Ensaio de síntese crítica do Cretácico terminal e Paleogénico de Portugal. *Ciências da Terra* 5, 145-174. Univ.Nova de Lisboa.
- ANTUNES, M. T. (1980): Paléogène. Néogène. in: *Introduction a la géologie générale du Portugal*, 75-85. Coord. A. Ribeiro. Serv.Geol.Port. Lisboa.
- Antunes, M.T. (1983): *Notícia Explicativa da Carta Geológica* 1:50.000, Folha 39-C (coord). Serv.Geol.Port. Lisboa.
- ANTUNES, M. T. e PAIS, J. (1992): The Neogene and Quaternary of Algarve. *Ciências da Terra N.Esp.* 2, 57-66. Univ.Nova Lisboa.
- ANTUNES, M. T.; MEIN, P.; PAIS, J. (1986): Depósitos messinianos do Sul de Portugal. mamíferos e idades K. *Ciências da Terra* 8, 55-64. Univ.Nova Lisboa.
- AZERÊDO, A.C. e CARVALHO, A. M: G. (1986): Novos elementos sobre o Paleogénico carbonatado dos arredores de Lisboa. *Comun. Serv.Geol.Port.* 72 (1/2), 111-118. Lisboa.
- AZEVÊDO, T. M. (1983): O Sinclinal de Albufeira; Evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica. Dissert. de Doutoramento (n.publ.), 302 pp. Centro de Geologia Univ. Lisboa.
- AZEVÊDO, T. M. (1989): Rañas e Cones aluviais. *Resumos II Reun.Quatern.Ibérico*, p.7. AEQUA Madrid.
- AZEVÊDO T. M. e PIMENTEL, N. L. (1992): Estudio sedimentológico de la Raña de Marco Furado (Península de Setúbal, al sur de Lisboa). *Monograf. C.C.Medioamb.* 2, 41-50. C.S.I.C. Madrid.
- BRUM, A. P. (1990): Neotectónica e Sismotectónica da região Vidigueira-Moura Dissert. P.A.P.C.C. (n.publ.) Dep.Geologia, Fac.Ciências de Lisboa.
- CABRAL, J. (1993): Neotectónica de Portugal continental. Dissert. de Doutoramento (n.publ.) Dep.Geologia Fac.Ciências, Lisboa.
- CACHÃO, M. e SILVA, C.M. (1992): Neogene paleogeographic evolution of the Algarve basin (southern Portugal): a two step model; preliminary data. *GAIA* 4, 39-42.MLMG, Lisboa.
- CARVALHO, A.M.G. (1968): Contribuição para o conhecimento geológico da Bacia terciária do Tejo. *Mem. Serv.Geol.Portugal* n.s. 15, 218 pp. Serv.Geol.Port. Lisboa
- CARVALHO, A.M.G. (1986): A Falha de Grândola e o bordo Sul da Bacia cenozóica do Tejo-Sado. *Est.Hom.M.Feio*, 145-149. Coord. R.S.Brito, Univ.Nova Lisboa.
- CARVALHO, A. M. G.; RIBEIRO, A.; CABRAL, J. (1985): Evolução paleogeográfica da Bacia cenozóica do Tejo-Sado. *Bol. Soc.Geol.Port.* 24, 209-212. Lisboa.
- CUNHA, P. P. (1992): Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal central, a leste de Coimbra. Dissert. de Doutoramento (n.publ.) 262 pp. Fac. Ciências e Tecnologia, Univ. Coimbra.
- MENDES-VICTOR, L. M.; HIRN, A.; VEINANTE, J. Z. (1980): A seismic section across the Tagus valley, Portugal: possible evolution of the crust. *Annal.Géophys.* t.36, fasc.4. Paris.
- MOUGENOT, De VANNEY, J.R. (1979): La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra* 5, 223-246. Univ.Nova Lisboa.
- PENA DOS REIS, R. P. B.; PAIS, J.; Antunes, M. T. (1991): Sedimentação aluvial na região de Lisboa -o «Complexo de Benfica». *Res. 3º Congr.Nac.Geol.*, 131. Soc. Geol de Portugal. Lisboa.
- PEREIRA, A. R. (1991): A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental; estudo de geomorfologia. Dissert. de Doutoramento, 450 pp. Univ. de Lisboa.
- PEREIRA, A. R. (1992): A geomorfologia da margem continental portuguesa e a interdependência das plataformas continental e litoral. Linha de Acção Geogr.Fís. Rel.30, 85 pp. *Cuad.Est.Geogr.* Univ. Lisboa.
- PIMENTEL, N. L. (1989): Evolução Plio-quaternária do Baixo Alentejo ocidental. Dissert. P.A.P.C.C., 102 pp. Dep.Geologia, Fac. Ciências da Univ. Lisboa.
- PIMENTEL, N. L. e AZEVÊDO, T. M. (1989): Evolução Plio-quaternária da Serra de Grândola. *GAIA* 4, 17-19. Mus.Nac.Hist.Nat. Lisboa.
- PIMENTEL, N. L. e AZEVÊDO, T. M. (1990): Terraços fluviais e remobilização das Rañas: o exemplo do Rio Sado. *Cuaternario y Geomorfologia* 4, 119-129. Madrid.
- PIMENTEL, N.L. e AZEVÊDO, T. M. (1991): Sedimentologia de depósitos fluviais pliocénicos da Bacia do Sado, Baixo Alentejo (Portugal). *Actas I Congr.Gr.Esp.Terc.*, 256-258. Ed. F.Colombo, Univ. Barcelona.

- PIMENTEL, N. L. e AZEVÊDO, T. M. (1992): Os depósitos de Raña no sudoeste ibérico (Baixo-Alentejo ocidental, Portugal). *Monogr. C.C. Medioamb.* 2, 59-69. CSIC, Madrid.
- PIMENTEL, N. L. e BRUM, A. P. (1991b): Paleogénico e Calíços no Baixo Alentejo ocidental caracterização e distinção. *Mem. e Not. M.L.M.G.* 112 (B), 413-426. Univ. Coimbra
- PIMENTEL, N. L. e AZEVÊDO, T. M. (1991c): Depósitos neogénicos no bordo oriental da Bacia do Sado (região de Odivelas). *Mem. e Not. M.L.M.G.* 112 (B), 565-572. Univ. Coimbra.
- PIMENTEL, N. L. e AZEVÊDO, T. M. (1993): Évolution plio-quadernaire du secteur méridional du Bassin du Sado. *Com. Serv. Geol. Port.* (p. publ.). Serv. Geol. Port. Lisboa.
- RIBEIRO, A. (1980): La couverture épy-hercinienne. in: *Introduction a la géologie générale du Portugal*, 20-28. Coord. A. Ribeiro. Serv. Geol. Port. Lisboa.
- TAPPONNIER, M. (1977): Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XIX (3), 43
- Villalobos, M.; JORQUERA, A.; APALATEGUI, O.; RODRIGUEZ VIDAL, J. (1985): El terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la cuenca del Guadiana. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, VII Reun. Grupo Ossa-Morena. Coruña.

Recibido: 26-II-94

Aceptado: 10-VI-94