

TECTÓNICA DA CADEIA DA ARRÁBIDA

Maria Carla KULLBERG

Departamento de Geologia / LATTEX, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C2, 5º Piso, 1749-016 LISBOA, Portugal
E-mail: mcarlak@fc.ul.pt

José Carlos KULLBERG

Centro de Investigação em Geociências Aplicadas / Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre, Monte de Caparica, 2825-114 CAPARICA, Portugal
E-mail: jck@mail.fct.unl.pt

Pedro TERRINHA

Departamento de Geologia Marinha, Instituto Geológico e Mineiro, Apartado 7586, 2720 ALFRAGIDE, Portugal / Departamento de Geologia / LATTEX, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C2, 5º Piso, 1749-016 LISBOA, Portugal
E-mail: pedro.terrinh@igm.pt

ABSTRACT

A tectonic map of the Arrábida fold and thrust belt (≈ 30 km x 6 km) based on aerial-photo interpretation and field work is presented together with geological cross-sections constrained by seismic and gravimetric data, one restored section and kinematic models for the evolution of the Sesimbra salt-wall and the Palmela gravitational slide. Two rifting episodes of Lias-Dogger, and Malm ages, were recognized in the Arrábida rotated fault-block that were accommodated by two normal fault systems striking approximately N-S and E-W. Two episodes of tectonic inversion occurred during Miocene times (Burdigalian and Late Tortonian) during which the N-S faults were reactivated as lateral ramps and the E-W faults as thrusts that formed on a backward propagation sequence. The structure and style of deformation of the Arrábida belt were controlled by the inherited Mesozoic structure and the non-stretched basement that bounds the Arrábida block to the south and east. Although most of the inversion structure appears to be thin-skinned gravimetric modelling (SILVA, 1992) indicates some involvement of the basement in the Viso duplex. The existence of only one detachment, the Hettangian evaporite complex, whose depth to is estimated between ≈ 3.5 km and 2.2 km, as constrained by gravimetric and geometric models, is the reason for the simple and elegant geometry of the Arrábida fold and thrust belt. Shortening across the belt was estimated in $\epsilon = 35\%$ (RAMSAY, 1967) using a 10 km section drawn between Quinta do Anjo (*loose line*) and Albarquel (*pin point*) in the eastern sector of the Arrábida belt, across the Serra de São Luís and Viso structures. A positive strain gradient from north to south and west to east is observed at cartographic scale and was corroborated by independent strain analysis (P. RIBEIRO, *et al.*, 1996; A. RIBEIRO, *et al.*, 1996)

1. INTRODUÇÃO

1.1. Generalidades

A Cadeia da Arrábida situa-se na Península de Setúbal, numa região correspondente à extremidade sul da Bacia Lusitaniana (Fig. 1). Estende-se por cerca de 30 km ao longo de uma direcção ENE-WSW, paralela à da Cordilheira Bética, representando a estrutura mais interessante e uma das mais importantes da tectónica de inversão de idade Miocénica registada na Bacia Lusitaniana. É limitada a norte pelo sinclinal de Albufeira, a leste pela falha de Setúbal-Pinhal Novo e a sul pelo alto estrutural de soco (imerso) da Arrábida; para oeste do Cabo Espichel, a Cadeia da Arrábida prolonga-se na plataforma continental pelo menos numa extensão de 5 km (BOILLOT *et al.*, 1978, 1979), terminando provavelmente numa zona de transferência, conjugada da falha esquerda de Setúbal-Pinhal Novo. Estas zonas de transferência são o prolongamento para a cobertura sedimentar de falhas principais do soco varisco, muito provavelmente esta última delimitadora da Bacia Lusitaniana, a leste.

Este evento de inversão tectónica foi descrito e datado pela primeira vez na Cadeia da Arrábida por P. CHOFFAT (1908), que identificou dois episódios distintos de deformação. Na estrutura de inversão mais meridional, o anticlinal do Formosinho, P. CHOFFAT verificou que as camadas por si datadas do Langhiano estavam depositadas em discordância angular sobre os calcários do Burdigaliano, dobrados e cavalgados durante o 1.º episódio de deformação da cadeia. Estas camadas do Langhiano foram mais recentemente redatadas do Burdigaliano (PAIS *et al.*, 1991; ANTUNES *et al.*, 1995). Exibem ligeira ondulação o que evidencia reactivação posterior do cavalgamento (associada ao 2.º episódio de deformação da cadeia). No anticlinal mais a norte, na Serra de S. Luís, a sedimentação é contínua entre o Burdigaliano e o Tortoniano, afectados em conjunto por dobramento e cavalgamento e sobrepostos em discordância pelas unidades do Pliocénico. Isto significa que a deformação na Cadeia da Arrábida é de idade Miocénica, sendo possível distinguir pelo menos dois episódios compressivos principais: o primeiro intra Burdigaliano (21,8-16,6 M.a.) e o segundo no Tortoniano Superior (\approx 8-6,5 M.a.).

Recentemente, baseados em dados de idades isotópicas obtidas pelo método de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, M. ANTUNES *et al.* (1995) datam de 17 e 16 M.a., dois sub-eventos tectónicos registados no compartimento sudeste do anticlinal do Formosinho (zona das praias do Creiro e Portinho da Arrábida), correspondentes à primeira fase de deformação da cadeia.

A Cadeia da Arrábida é essencialmente constituída por sequências sedimentares carbonatadas, dolomíticas e margosas, de idade Meso-Cenozóico, com algumas unidades detríticas

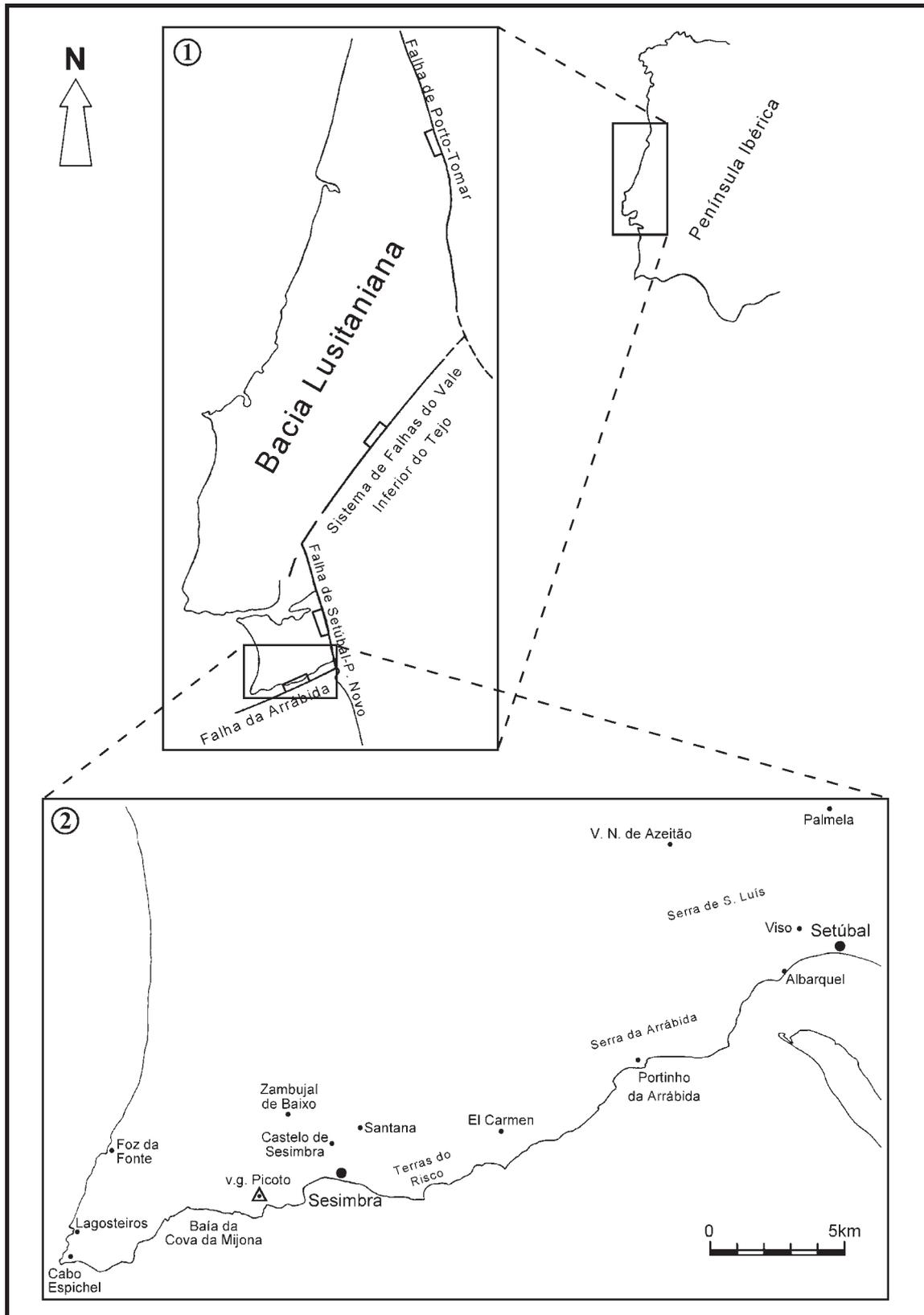


Fig. 1 - Localização da Cadeia da Arrábida no domínio geográfico da Bacia Lusitaniana. 1. Limites tectónicos oriental e meridional da Bacia Lusitaniana; 2. Localização dos principais topónimos utilizados no trabalho.

intercaladas. A elevada anisotropia mecânica deste pacote sedimentar combinada com a sua localização próxima dos bordos meridional e leste da Bacia Lusitaniana, influenciou fortemente a geometria e cinemática das estruturas produzidas durante a deformação.

As dobras e cavalgamentos com direcção ENE-WSW vergentes para sul (CHOFFAT, 1908; RIBEIRO & RAMALHO, 1986; RIBEIRO *et al.*, 1990), que caracterizam a estrutura da Cadeia da Arrábida, estão associados a rampas laterais esquerdas e localmente interferem com diapiros salinos, como por exemplo em Sesimbra e Cova da Mijona (CHOFFAT, 1908; KULLBERG & ROCHA, 1991).

No interior da Cadeia da Arrábida é possível individualizar sectores com características particulares, atendendo às enormes diferenças na magnitude e estilo das estruturas de deformação presentes em cada um dos compartimentos (Fig. 2); a descrição das estruturas de W para E, no capítulo 3, seguirá esta metodologia.

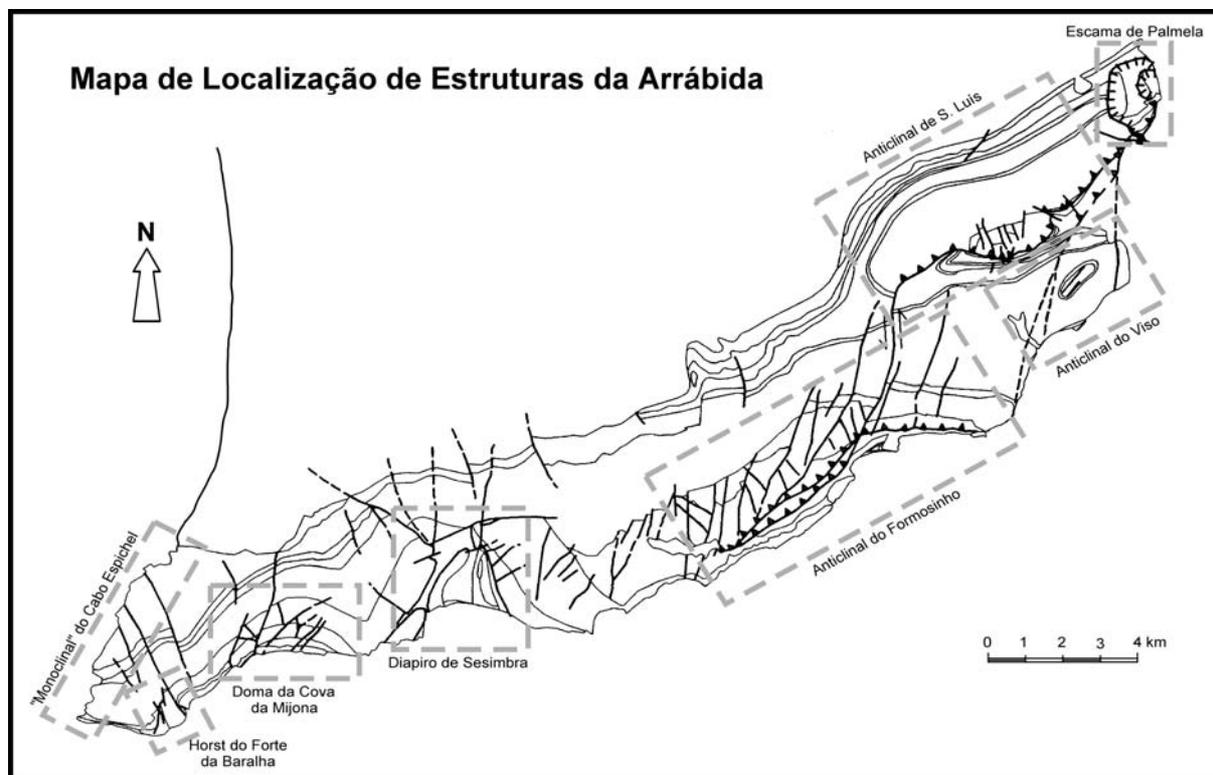


Fig. 2 - Localização das unidades estruturais da cadeia da Arrábida descritas neste trabalho.

1.2 Objectivo e Metodologia

Ao iniciar este estudo, estando já publicada cartografia geológica da região e diversos trabalhos quer de natureza estratigráfica quer tectónica, o nosso objectivo fundamental foi o de produzir um Mapa Tectónico da Cadeia da Arrábida, que permitisse responder a algumas das questões mais importantes que se colocam quanto à origem e estilo da deformação representada. Em particular, era importante verificar se as estruturas compressivas correspondem exclusivamente a um estilo tectónico pelicular e, neste caso, se dependentes de um ou mais níveis principais de descolamento. Tratando-se de uma região correspondente a uma bacia sedimentar mesozóica afectada por inversão tectónica no Cenozóico e, localizando-se as estruturas da Cadeia da Arrábida próximas do bordo dessa bacia, tornava-se importante investigar a influência das estruturas distensivas da bacia no desenvolvimento posterior das estruturas compressivas. Esta dicotomia de estilos, ou seja, deformação pelicular (*thin skinned tectonics*) versus deformação envolvendo o soco (*thick skinned tectonics*), não é mutuamente exclusiva e tem sido destacada em diversos trabalhos sobre estruturas de inversão (por exemplo, COWARD, 1996).

Neste trabalho faz-se a análise sobretudo de macro-estruturas, com vista à avaliação da importância relativa destes estilos de deformação na Cadeia da Arrábida, o que terá implicações imediatas na quantificação e distribuição estrutural do encurtamento associado ao episódio compressivo Cenozóico, que neste trabalho será apenas estimado ao longo de uma secção.

Sendo o registo sedimentar desta região bastante heterogéneo e as condições de afloramento relativamente boas, o uso da foto-interpretação estrutural cedo se revelou o guia mais eficiente na definição das macro-estruturas da cadeia. Com efeito, a ocorrência regular de unidades litológicas com apreciável contraste de dureza e de resistência à erosão ao longo da sequência sedimentar meso-cenozóica permitiu a selecção de vários níveis foto-marcadores estruturais, de fácil reconhecimento e com representatividade em praticamente toda a região analisada. Esta metodologia clarificou o desenvolvimento espacial das estruturas e rentabilizou o trabalho de campo complementar efectuado com vista à definição dos objectivos propostos.

1.3. Trabalhos anteriores

O primeiro trabalho de síntese sobre a geologia da Cadeia da Arrábida foi publicado em 1908 por P. CHOFFAT; apresenta a primeira cartografia geológica detalhada da região, com análise estratigráfica e tectónica. Neste trabalho são datados os principais acontecimentos tectónicos locais e regionais, embora algumas dessas datações tenham vindo a ser precisadas nos últimos anos.

O trabalho publicado por H. SEIFERT em 1963 embora de índole essencialmente estrutural e tectónica foi o primeiro a reconhecer a discordância erosiva das "camadas de Montejunto" (Oxfordiano superior) na região de El Carmen, na vizinhança do fecho periclinal ocidental da estrutura do Formosinho. Através da carta geológica e do perfil que produziu, verifica-se que este autor teve a percepção da singularidade da estrutura do Viso, relativamente às restantes estruturas de inversão da cadeia.

Baseada na cartografia de P. CHOFFAT (1908) e beneficiando dos trabalhos de H. SEIFERT (1963) e de outros realizados nessa época por geólogos da Companhia Portuguesa de Petróleos (CPP), os Serviços Geológicos de Portugal editaram em 1964, sob a coordenação de G. ZBYZWESKI, a 1ª edição da folha 38-B (Setúbal) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, acompanhada da respectiva Notícia Explicativa.

Em A. RIBEIRO *et al.* (1979), reinterpretem-se algumas das estruturas de CHOFFAT (1908). Pela primeira vez se interpreta a escama de Palmela como uma estrutura de colapso gravítico.

R. LEINFELDER, em 1983, redefine a estratigrafia da passagem Jurássico médio/Jurássico superior (Dogger/Malm) com estratigrafia detalhada dos níveis inferiores do Jurássico superior (Lusitaniano *sensu* CHOFFAT), na região do periclinal ocidental do anticlinal do Formosinho. Apresenta um esboço tectónico dessa região, com base em fotointerpretação, e respectiva interpretação tectónica.

A. RIBEIRO & M. RAMALHO (1986), interpretam pela primeira vez a Cadeia da Arrábida como uma cadeia de tectónica pelicular com descolamento localizado no complexo margo evaporítico do Hetangiano.

A. RIBEIRO *et al.* (1990), apresentam elementos novos de várias estruturas da Bacia Lusitaniana (com relevo para Sintra, Arrábida e Serra de Boa-Viagem) e do soco, reinterpretando o estilo tectónico das estruturas alpinas em Portugal: na cobertura (Bacias Lusitaniana e do Algarve) e no soco (Maciço Hespérico).

Em 1994, o Instituto Geológico e Mineiro, sob a coordenação de G. MANNUPELLA, publicou a 2ª edição da folha 38-B (Setúbal) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, com uma revisão da cartografia geológica da região.

2. MARCADORES FOTOGEOLÓGICOS E CORRELAÇÕES LITOSTRATIGRÁFICAS

O Mapa Tectónico da Arrábida (Fig. 3) foi fundamentalmente baseado na interpretação de estereopares sequenciais de fotografias aéreas monocromáticas, utilizando estereoscópio WILD AVIOPRET APT2 com zoom (3 a 15X); em casos particulares, quando era necessária uma maior visão do conjunto, foi utilizado estereoscópio de reflexão com ampliação de 1X.

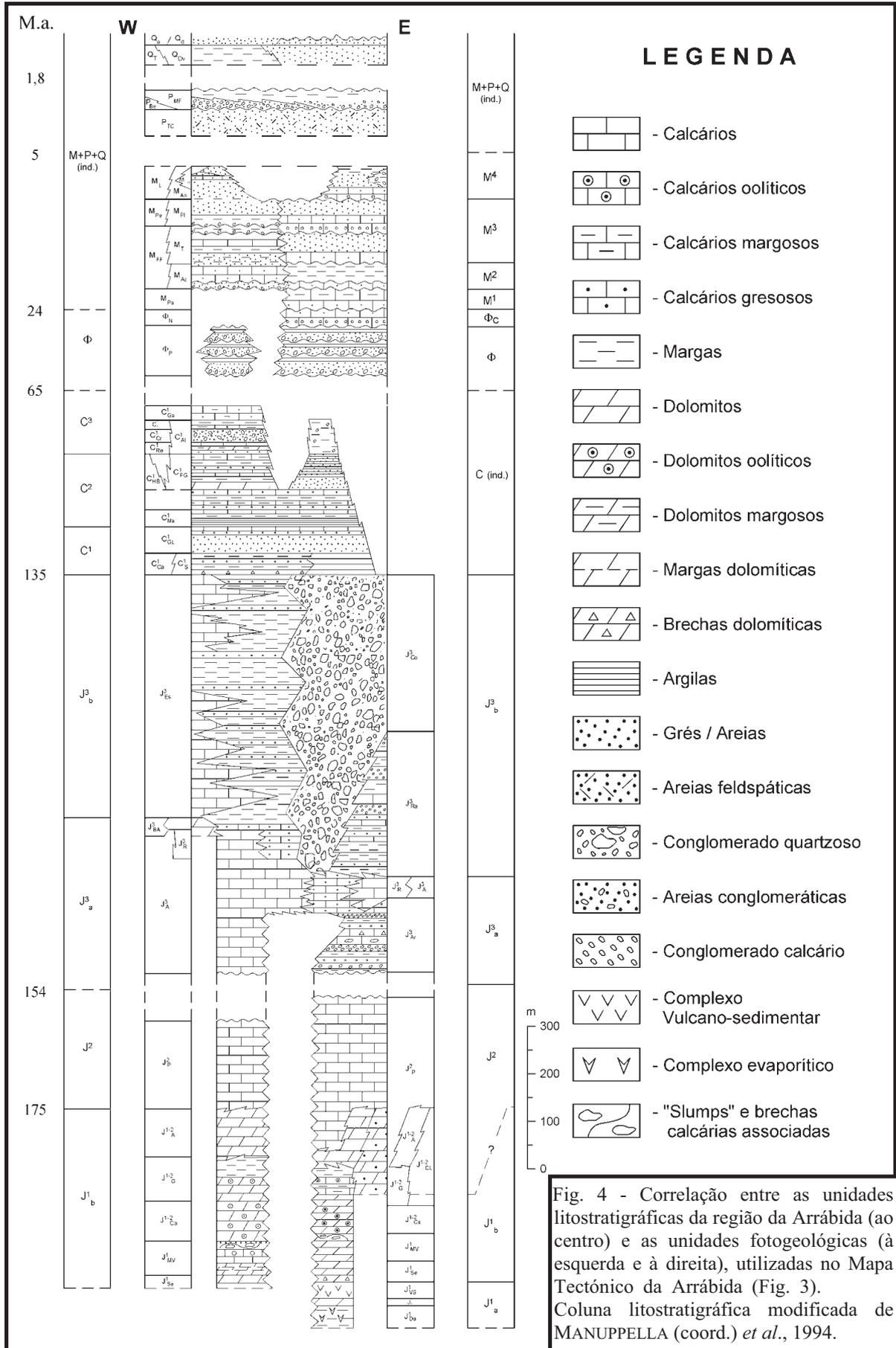
A interpretação foi realizada sobre fotografias do vôo n.º 97 da Força Aérea Portuguesa, de 31 de Agosto de 1977, da Grande Lisboa, à escala aproximada de 1/31 800 (distância focal de 6 polegadas e altitude de vôo de 15 900 pés).

Este trabalho, iniciado há alguns anos, foi sendo progressiva e sistematicamente aperfeiçoado com a realização de trabalho de campo, ora em locais onde a fotointerpretação oferecia maiores dúvidas, ora em locais onde as estruturas em causa, pela sua importância, careciam de levantamento geológico pormenorizado.

Em termos gerais, as assinaturas fotogeológicas de unidades litológicas e de estruturas tectónicas são extremamente nítidas, sobretudo ao longo de uma faixa de 4 a 5 km de largura, paralela ao litoral sul da Península de Setúbal; a faixa alarga-se até 8 km no extremo leste da Península. A qualidade da assinatura fotogeológica deve-se essencialmente a três factores: **i)** a existência de relevos vigorosos, em especial no sector este; **ii)** o carácter estratificado da litologia, com limites bem marcados e uma certa homogeneidade lateral e heterogeneidade vertical; e **iii)** a existência de tipos de cobertura bastante favoráveis, isto é, por um lado um coberto vegetal quase generalizadamente de baixo porte e muito adaptado à constituição do solo e, por outro lado, uma ocupação demográfica de baixa densidade, excepção feita ao extremo leste da área analisada, e à povoação de Sesimbra.

As correlações entre as unidades fotogeológicas e as unidades litostratigráficas (Fig. 4 e Quadro I) foram aferidas por trabalho de campo, pela carta geológica à escala 1/50 000, folha 38-B, edição de 1964 dos Serviços Geológicos de Portugal e, posteriormente, edição de 1994 do Instituto Geológico e Mineiro. Em algumas áreas, tornou-se necessário optar pela simplificação do mapa, através do agrupamento de unidades litostratigráficas. Tal resultou da impossibilidade de as diferenciar através das fotografias, por se apresentarem sub-horizontais, em regiões planas, com cobertura sedimentar recente e forte coberto vegetal. Referimo-nos, concretamente, à unidade designada por M+P+Q_(ind.) (agrupamento de Miocénico superior, Pliocénico e

Fig. 3 (páginas seguintes) - Mapa Tectónico da Arrábida. A legenda das unidades litostratigráficas é a da Fig. 4.



MAPA TECTÓNICO DA ARRÁBIDA

UNIDADES (FOTO)GEOLOGICAS

- M+P+Q (ind.)
- M⁴
- M³
- M²
- M¹
- φ_c
- φ
- C (ind.)
- C³
- C²
- C¹
- J_b³
- J_a³
- J²
- J_b¹
- J_a¹
- Doleritos

ESTRUTURAS

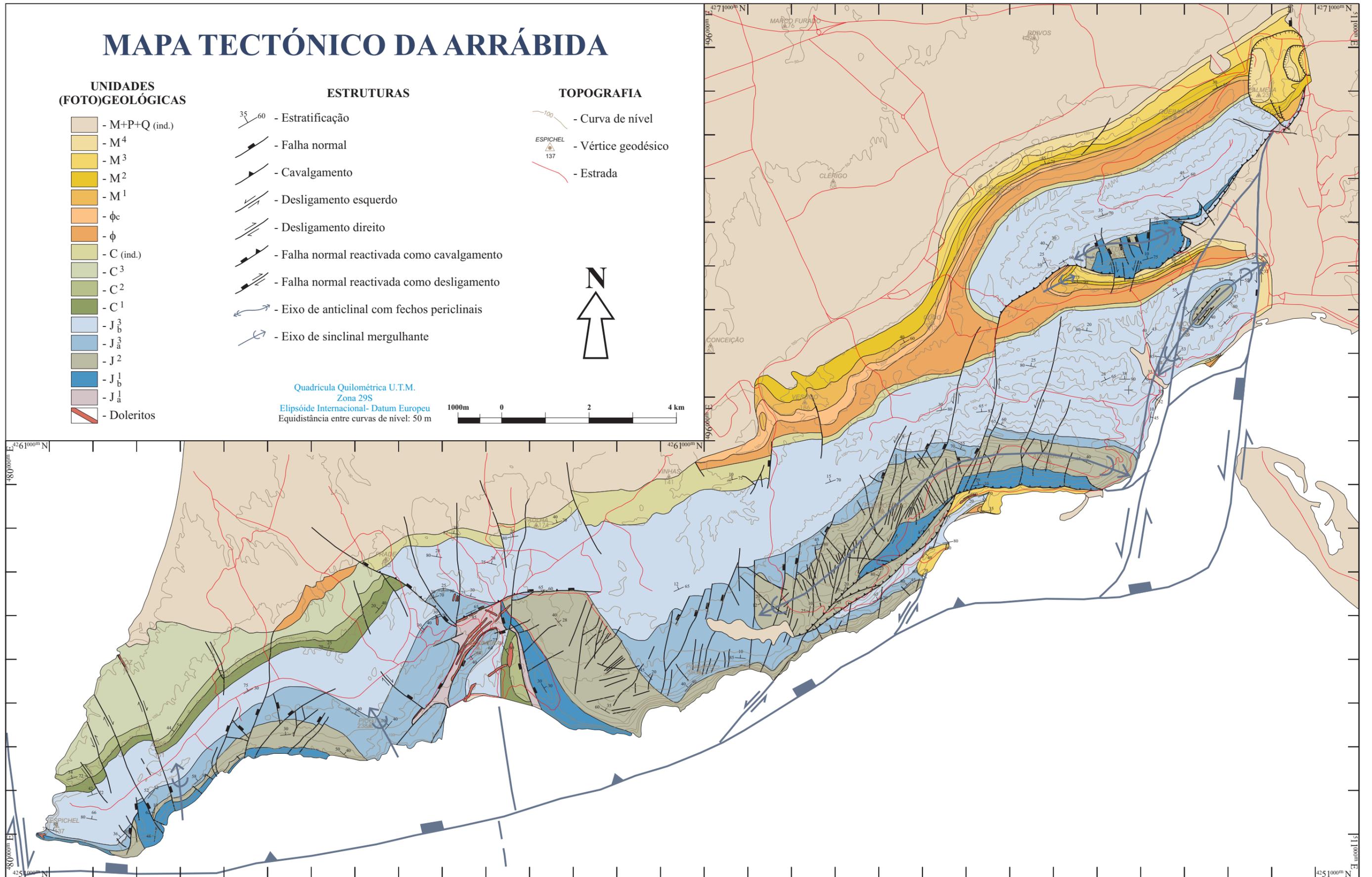
-  - Estratificação
-  - Falha normal
-  - Cavalgamento
-  - Desligamento esquerdo
-  - Desligamento direito
-  - Falha normal reactivada como cavalgamento
-  - Falha normal reactivada como desligamento
-  - Eixo de anticlinal com fechos periclineais
-  - Eixo de sinclinal mergulhante

TOPOGRAFIA

-  - Curva de nível
-  - Vértice geodésico
-  - Estrada



Quadrícula Quilométrica U.T.M.
Zona 29S
Elipsóide Internacional- Datum Europeu
Equidistância entre curvas de nível: 50 m



Quadro I - Descrição das unidades fotogeológicas no Mapa Tectónico da Arrábida e representadas na coluna estratigráfica (Figs. 3 e 4, respectivamente)

<p>C³ - Grés, argilas e calcários do Barremiano/Albiano</p> <p>C² - Margas e calcários recifais do Hauteriviano</p> <p>C¹ - Grés, argilas e calcários do Berriasiano e Valanginiano</p> <p>J_b³ - Calcários, argilas e conglomerados do "Pteroceriano"</p> <p>J_a³ - "Brecha", calcários e margas do "Lusitaniano"</p> <p>J² - Calcários compactos e dolomíticos do Jurássico médio</p> <p>J_b¹ - Dolomitos do Jurássico inferior</p> <p>J_a¹ - Complexo margo-evaporítico do Hetangiano</p>	<p>M+P+Q (ind.) - Unidades indiferenciadas do Miocénico, Pliocénico e Quaternário</p> <p>M⁴ - Areias, margas, conglomerados do Tortoniano</p> <p>M³ - Calcarenitos, arenitos do Langhiano/Serravaliano</p> <p>M² - Calcarenitos, argilitos, margas do Burdigaliano</p> <p>M¹ - Calcários margosos do Aquitaniano</p> <p>Φ_c - Calcários do Paleogénico</p> <p>Φ - Conglomerados, arenitos, margas do Paleogénico</p> <p>C (ind.) - Unidades indiferenciadas do Cretácico</p>
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Quaternário indiferenciados) situada a norte da área analisada, no sinclinal de Albufeira, isto é, fora da zona deformada pela tectónica de inversão miocénica.

Por razões idênticas, algumas subdivisões do sistema Cretácico foram agrupadas na designada unidade C_(ind) (Cretácico indiferenciado), em particular a norte do diapiro de Sesimbra. Para leste está bem marcada uma banda estreita, formando relevo contínuo, com características fotogeológicas bem distintas das unidades subjacente (J_b³) e suprajacente (Ø). No entanto, não é possível estabelecer correlação geométrica com as unidades cretácicas bem marcadas a norte do Cabo Espichel e da Cova da Mijona, pelo que também foi considerada como C_(ind). As razões desta opção residiram em critério geométrico (de fotointerpretação) e em correlação de fácies (efectuada no campo) com os afloramentos do Portinho da Arrábida e de Albarquel; estes afloramentos encontrar-se-iam em situação paleogeográfica idêntica à dos localizados a sul e a norte da Serra de S. Luís, isto é, à mesma distância da falha de Setúbal-Pinhal Novo que, como adiante se discutirá, é interpretada como o bordo oriental tectono-morfológico da Bacia Lusitana, a partir da 2ª fase de *rifting*, cf. MONTENAT *et al.* (1988), WILSON *et al.* (1989) e SOARES *et al.* (1993).

As simplificações cartográficas agora assumidas não prejudicam a interpretação da estrutura geral da Cadeia da Arrábida, quer quanto às estruturas de inversão tectónica miocénica, quer às estruturas herdadas da distensão mesozóica ou, mesmo, às resultantes da halocinese. Uma última advertência deve ser feita para o topo da unidade J_b¹, o qual representa o limite superior das unidades dolomíticas do Jurássico inferior/médio; tendo em atenção a descontinuidade de afloramento ao longo da área estudada e a possível existência de irregularidades na frente de dolomitização, este limite é, provavelmente, heterócrono. A assinatura fotogeológica dos do-

lomitos é, no entanto, bem evidente, em particular o limite com os calcários que se lhe sobrepõem.

Em anexo, apresentam-se quatro anáglifos de áreas representativas das principais estruturas da Cadeia da Arrábida, acompanhados da respectiva interpretação estrutural, preparados para observação através de óculos bicolores, conforme representação nas próprias gravuras. A sua localização está assinalada nas Figs. 5 e 14.

3. GEOMETRIA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS

3.1. O sector Ocidental da Cadeia da Arrábida

Como se pode verificar no Mapa Tectónico da Arrábida e na Fig. 5, este é o sector menos invertido da cadeia e, por esse motivo, o que melhor preserva as estruturas anteriores ao episódio compressivo miocénico.

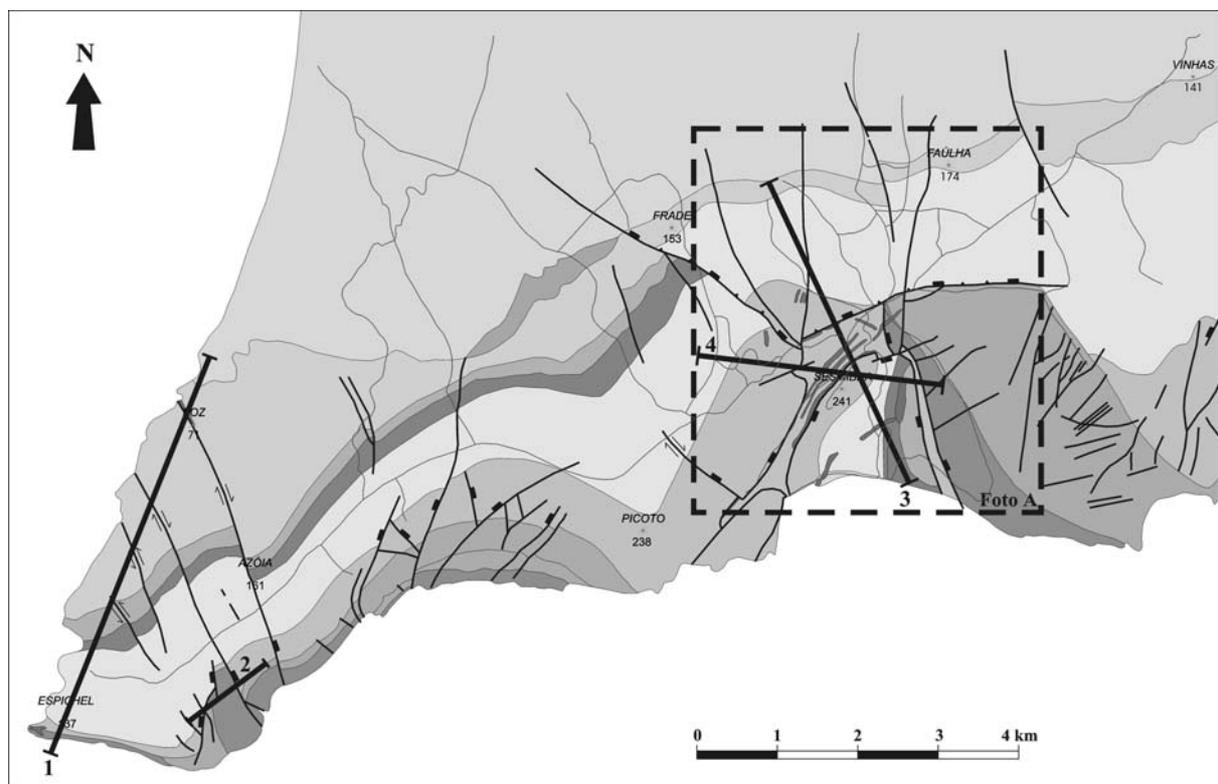


Fig. 5 - Mapa das estruturas do sector ocidental da cadeia da Arrábida e localização de perfis geológicos e anáglifos (imagens estereoscópicas impressas uma em azul-verde e a outra em vermelho que permitem a visualização de fotografias em relevo, usando óculos bicolores).

3.1.1. O "Monoclinal" do Cabo Espichel

É a única estrutura da inversão tectónica neste sector, correspondendo ao flanco longo de um anticlinal orientado WNW-ESE, cujo eixo se localiza a sul da actual linha de costa (Fig. 6). A série estratigráfica compreende todas as formações desde o "Lusitaniano" (*sensu* Choffat) até ao Cenomaniano. Junto às escarpas que a sul interrompem a estrutura, o "Lusitaniano" (Oxfordiano Sup./Kimmeridgiano inf.) repousa provavelmente em paraconformidade sobre os dolomitos do Lias/Bajociano, estando ausente quase todo o Jurássico médio (Dogger). Os pendores, da ordem dos 70° N junto ao farol, diminuem gradualmente para N. Atingem 45° sobre a praia dos Lagosteiros, valor que se reduz ainda mais na direcção da Foz da Fonte, onde aos calcários do Cenomaniano se sobrepõe o Miocénico inferior detrítico em ligeira discordância angular (<5°). Como se pode observar, o perfil desta dobra não se assemelha ao das dobras assimétricas, que habitualmente exibem flancos longos pouco e regularmente inclinados, diminuindo progressivamente de inclinação próximo da charneira. Aqui, pelo contrário, o flanco

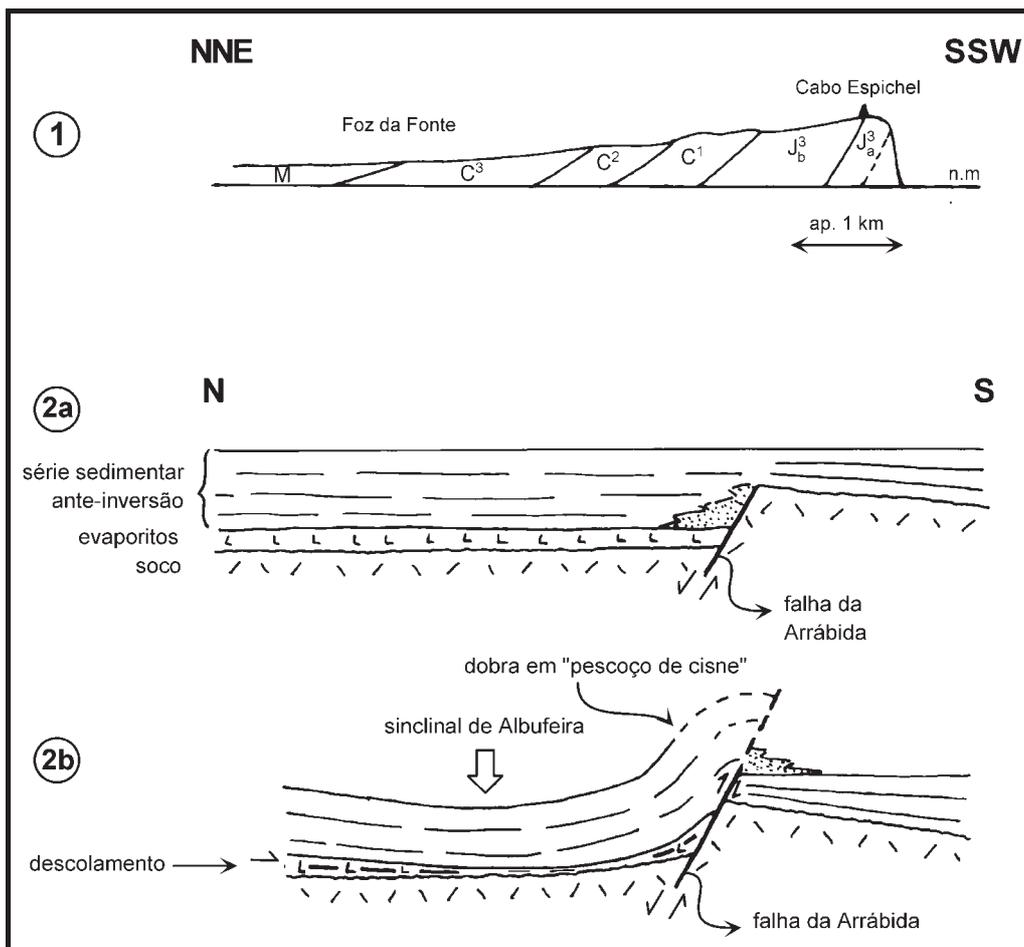


Fig. 6 - 1. Perfil geológico sintético da estrutura do Cabo Espichel (para localização ver Fig. 5); 2a. Reconstituição esquemática anterior à inversão; 2b. Geometria da estrutura de inversão, condicionada pela presença de um bloco de soco, a sul, que funciona como contraforte durante a compressão.

longo da dobra exhibe um perfil em "pescoço de cisne", com uma variação muito acentuada e rápida dos valores de inclinação, mais elevados à aproximação da charneira. O perfil destas dobras é característico das estruturas descritas por J. SUPPE (1985) como *fault-propagation folds*.

Interpretamos a geometria da dobra do Cabo Espichel (Fig. 6) como consequente da proximidade (a sul) de uma falha aproximadamente E-W, muito inclinada (provavelmente sub-paralela à maior inclinação da estratificação), em cujo compartimento sul o soco deverá estar localizado a níveis mais elevados. Esta seria uma falha normal da bacia mesozóica (o que explicaria o seu elevado ângulo de inclinação e o desnivelamento ainda hoje existente a nível do soco) parcialmente invertida durante o episódio compressivo miocénico, materializando deste modo a localização da "1ª linha de deslocamentos" de CHOFFAT (1908), ou seja, a frente mais avançada da sequência de cavalgamentos da cadeia, vergentes para sul. Durante a compressão, o bloco de soco localizado a sul funcionaria como contraforte, resultando a geometria da dobra do Cabo Espichel (no bloco levantado, ou suspenso: **i**) da movimentação cavalgante na falha do soco durante a sua inversão; **ii**) da propagação da falha para níveis estratigráficos mais elevados; e **iii**) da correspondente acomodação da deformação pelas unidades sedimentares da cobertura, mais deformáveis, associada à resistência oferecida pelo bloco de soco mais elevado à propagação da deformação para sul.

3.1.2. O Horst do Forte da Baralha

Orientado segundo falhas aproximadamente NNW-SSE (Fig. 7) e com *roll-over* associado no bloco leste, evidencia actividade distensiva no final do Jurássico médio e início do Jurássico superior. Esta actividade distensiva está também posta em evidência no bloco oeste, onde se observa uma discordância que sela a actividade de diversas falhas (F_1 , F_2 e F_3) no "Lusitaniano" (pós-Caloviano), as quais foram sucessivamente reactivadas no final do "Lusitaniano" e início do "Pteroceriano" (*sensu* Choffat).

3.1.3. O Doma da Cova da Mijona

É a terceira estrutura individualizável neste sector, com o respectivo sinclinal anelar e padrão de fracturação radial. Situa-se entre o Cabo Espichel e Sesimbra, exibindo forma arqueada, com as direcções da estratificação descrevendo trajectórias concêntricas variando as inclinações de 70° a 40°, respectivamente do núcleo para a periferia do doma.

As unidades aflorantes afectadas pelo doma vão, de sul para norte, do Lias (Jurássico inf.) até ao Cenomaniano. Este doma está recortado por diversas falhas normais com direcções

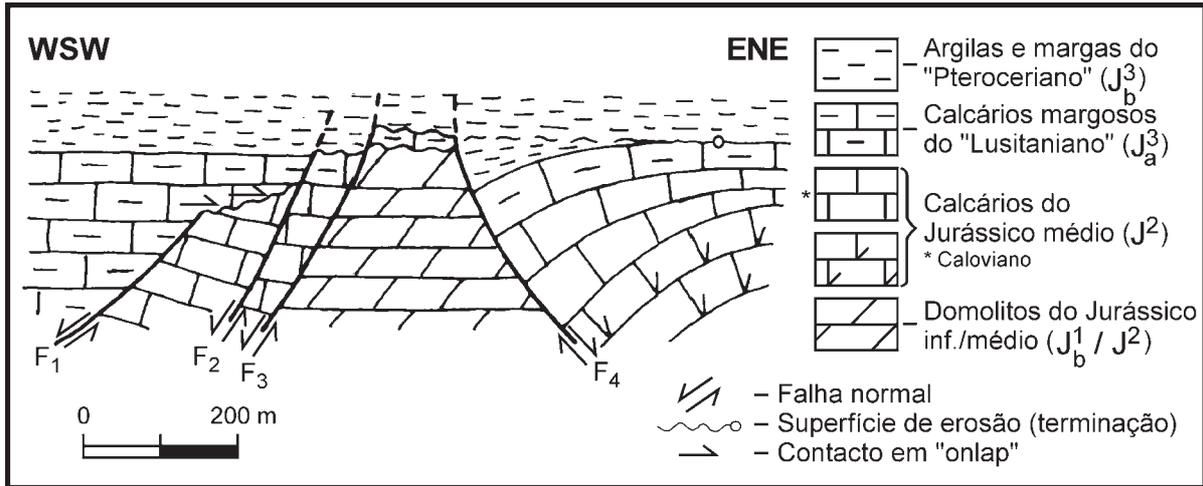


Fig. 7 - Perfil geológico esquemático da estrutura do Forte da Baralha que evidencia tectónica distensiva sinsedimentar, durante o Jurássico médio (Caloviano) e início do Jurássico superior ("Lusitaniano" sensu Choffat e base do "Pteroceriano") (para localização ver Fig. 5). Observa-se que F1 é sinsedimentar no início do Jurássico superior; F2 é uma estrutura menor associada a F1; F3 é sinsedimentar no início do Jurássico superior e F4 é uma falha de crescimento com actividade mais ou menos contínua pelo menos desde o topo do Jurássico médio (Caloviano) até ao início do "Pteroceriano".

variando entre NE-SW e NW-SE, afectando essencialmente as unidades competentes de dolomitos e calcários do núcleo de idade Jurássico inferior/médio. Estas falhas ocorrem associadas a outras, conjugadas, de menor dimensão, formando *grabens* na cúpula da estrutura. As respectivas estrias são subperpendiculares à linha de intersecção dos planos de falha com a estratificação, isto é, removendo o basculamento geral correspondente à estrutura de inversão Miocénica (Fig. 8), as estrias nos planos de falha tornam-se do tipo *dip slip*. Frequentemente, nas litologias mais competentes, observa-se estratificação activa com estrias de deslizamento normal. Igualmente distribuídas segundo um padrão radial, observam-se inúmeras fendas de tracção, muitas vezes exibindo dezenas de metros de extensão, afectando camadas sucessivas. Ao longo do arco aflorante do doma estas fendas de tracção ocorrem em pares conjugados que se intersectam segundo linhas perpendiculares à estratificação (KULLBERG *et al.*, 1995). Da geometria e cinemática descritas é possível reconstituir o campo de tensão associado à génese da estrutura e sugerir um modelo para a sua evolução, em dois estádios:

- o primeiro, em regime essencialmente frágil, durante o qual se terão gerado as falhas e fendas de tracção radiais; a tensão distensiva principal (σ_1) é concêntrica e sub-horizontal, a tensão compressiva principal (σ_3) é subvertical e a tensão intermédia (σ_2) radial;
- o segundo, em regime semi-dúctil, gerando o arqueamento da estrutura por encurvamento (*bending*) com o conseqüente desenvolvimento de estratificação activa; σ_1 dis-

põem-se radialmente, σ_2 é concêntrica e σ_3 permanece subvertical, materializando a indentação diapírica.

De entre as três fases de evolução reconhecidas em estruturas diapíricas descritas por vários autores (por exemplo, SANNEMAN, 1983; SENI & JACKSON, 1983; JENYON, 1986), o doma da Cova da Mijona, atribuído a tectónica diapírica provocada pela ascensão do Complexo margo-evaporítico de idade hetangiana (equivalente da Formação de Margas de Dagorda), terá apenas atingido a primeira, i.e., a fase de doma ou almofada (*pillow phase*) (KULLBERG *et al.*, 1991,1995).

A atribuição da estrutura da Cova da Mijona a um diapiro salífero (que não aflora) à semelhança da estrutura de Sesimbra (que aflora) foi feita pela primeira vez por P. CHOFFAT (1908) e, para além dos argumentos estruturais invocados por J. C. KULLBERG *et al.* (1991 e 1995), confirmados neste trabalho, a Carta de Anomalias Magnéticas da Península de Setúbal à escala 1/50 000 (SILVA, 1992) põe em evidência a existência de duas anomalias magnéticas localizadas sobre estas estruturas, com assinaturas magnéticas idênticas, o que parece confirmar a interpretação proposta para a estrutura da Cova da Mijona, com os valores positivos da anomalia magnética justificados pela presença de filões de rochas magmáticas associados ao diapiro salífero, como aliás se observa no diapiro de Sesimbra.

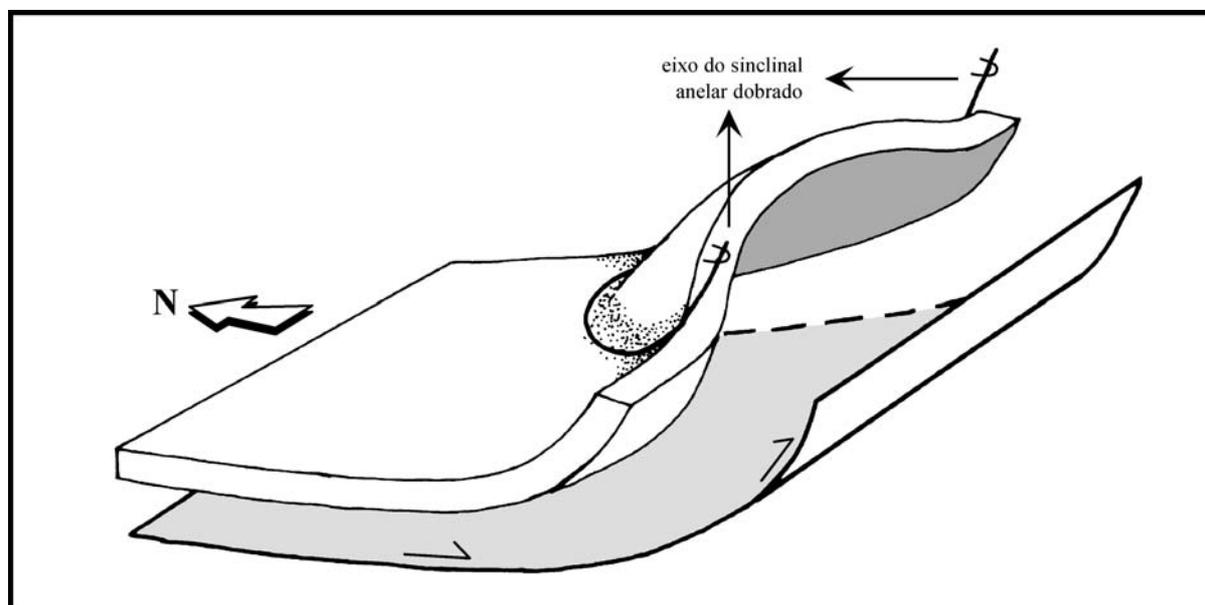


Fig. 8 - Modelo interpretativo da deformação imposta ao doma da Cova da Mijona pela inversão Cenozóica. A estrutura está descolada no nível evaporítico do Hetangiano, tendo sofrido deslocamento para sul e basculamento para norte, associado à formação do anticlinal do Cabo Espichel.

3.1.4. O Diapiro de Sesimbra

O diapiro de Sesimbra está instalado na intersecção de falha local aproximadamente E-W a ENE-SSW (localizada no mar, a sul) com o acidente profundo da Margem Oeste Ibérica de orientação NNW-SSE, ao longo do qual se intruíram os maciços ígneos alcalinos neocretácicos de Sintra, Sines e Monchique.

A sua peculiar forma triangular, resulta da intersecção de acidentes emersos orientados aproximadamente NE-SW (bordo ocidental), NNW-SSE (bordo oriental) e, a sul, imerso, acidente ENE-WSW. A norte, esta estrutura que deforma a cobertura mesozóica, termina contra uma falha normal com direcção E-W que, em Santana, põem em contacto o complexo margo-evaporítico do Hetangiano com os arenitos avermelhados do Jurássico superior.

Nos acidentes NNW-SSE e NE-SW, especialmente neste último, está injectada espessura considerável de material do complexo margo-evaporítico, cuja indentação diapírica anterior à rotura nestes acidentes promoveu a formação de um doma assimétrico fortemente arqueado, rodeado pelo respectivo sinclinal anelar. O bordo ocidental da estrutura é formado pelos calcários margosos da base do Jurássico superior ("Lusitaniano" *sensu* Choffat), bastante inclinados para W e NW (entre 70° e 90°), enquanto o bordo oriental está construído nas unidades dolomíticas e carbonatadas do Jurássico inferior e médio, suavemente (20° a 30°) inclinadas para NE.

Morfologicamente, os bordos desta estrutura correspondem a dois alinhamentos de relevos convergentes para norte, construídos sobre as litologias mais resistentes à erosão, marginando as falhas NNW-SSE e NE-SW, que isolam no interior a depressão talhada nas unidades que constituem o núcleo da estrutura. No interior desta depressão destaca-se um relevo, em calcários do "Lusitaniano", onde está localizado o Castelo de Sesimbra.

Quer o complexo margo-evaporítico do Hetangiano, quer as unidades jurássicas e cretácicas do núcleo do diapiro, estão intruídas por numerosos filões de rochas básicas, geoquimicamente incluídos na família magmática alcalina da margem Ibérica, ocidental e meridional (MARTINS, 1991), de idades compreendidas no intervalo 100-70 M.a. Estas intrusões magmáticas explicam os valores da anomalia magnética positiva localizada sobre esta estrutura (SILVA, 1992).

Nos bordos da estrutura são visíveis fracturas dispostas radialmente a partir do seu núcleo. Este é constituído pelas unidades do Jurássico superior e do Cretácico inferior a médio que correspondem a parte da cúpula dobrada e fracturada do doma diapírico, colapsada devido ao escoamento lateral do complexo margo-evaporítico subjacente. As macro estruturas de arraste

junto aos acidentes (CHOFFAT, 1908, fig.11, p.50) e os rejeitos estratigráficos corroboram esta interpretação (Fig. 9).

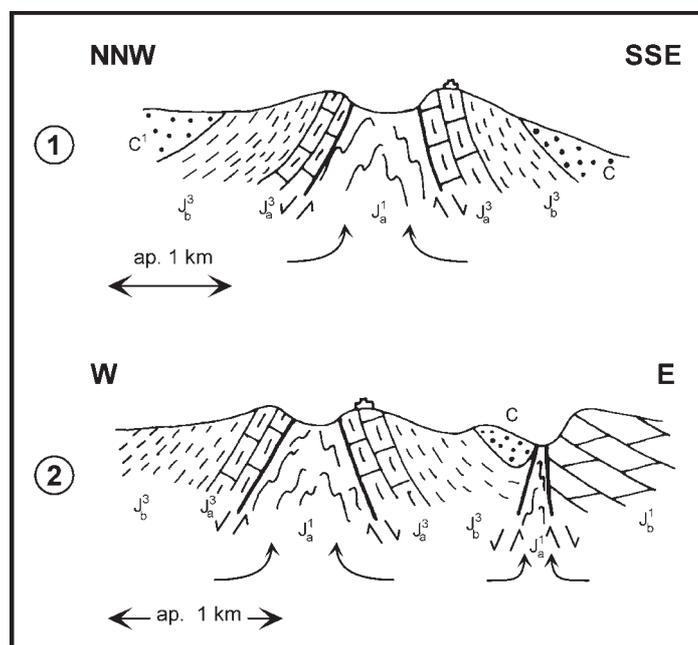


Fig. 9 - Perfis geológicos esquemáticos do Diapiro de Sesimbra (1 e 2, respectivamente, perfis 3 e 4 localizados na Fig. 5). A legenda das unidades litostratigráficas é a da Fig. 4.

Dos acidentes periféricos do diapiro de Sesimbra tem particular importância a falha NW-SE de Zambujal de Baixo que exhibe separação de deslizamento esquerdo. Esta falha, com inclinação para NE, mostra rejeitos estratigráficos aparentes de deslizamento esquerdo que coincidem, lateralmente, com a zona de abertura do diapiro. Se removermos a esta estrutura o basculamento geral induzido pela inversão Miocénica, verifica-se que esta falha correspondeu a uma falha radial do doma, com soerguimento do bloco a tecto, o que é compatível com o esforço de indentação diapírico (Fig. 10). A falha E-W de Santana, é interpretada como estrutura de transferência de movimento do doma do diapiro, com amortecimento progressivo para E.

A evolução do diapiro, que atingiu a fase de diapiroismo (2º estágio do modelo de SENI & JACKSON, 1983) (Fig. 11) provocou o basculamento das unidades sedimentares ante-Miocénicas, esboçando a formação de um sinclinal anelar. O sinclinal anelar, melhor exposto no flanco W do que no flanco E deste diapiro (por se encontrar amplificado pela presença mais a W do doma da Cova da Mijona), encontra-se basculado pela tectónica compressiva miocénica (Figs. 12 e 13). Este facto é também observado no doma da Cova da Mijona, onde o sinclinal anelar é mais evidente; no entanto, as únicas expressões cartográficas destes sinclinais anelares são as suas emersões na superfície topográfica, devido exactamente à rotação destas estruturas pela in-

versão tectónica, que terá obliterado o contorno cartográfico dos sinclinais anelares em volta dos domas, nas suas terminações a N. A quantificação do basculamento tardio destas estruturas (utilizada no estereograma da Fig. 13) pode, deste modo, ser efectuada através da análise da variação do mergulho do eixo dobrado do sinclinal anelar, que se acentua forte e muito rapidamente nas regiões meridionais próximas do litoral, nomeadamente a E e SE do vértice geodésico do Picoto, onde atinge valores da ordem dos 60°. Este rápido e acentuado aumento de inclinação faz lembrar a estrutura do Cabo Espichel e sugere um constrangimento geométrico local idêntico, ou seja, trata-se de uma *fault propagation fold* localizada a tecto de uma falha normal de soco, inclinada para norte, a falha da Arrábida.

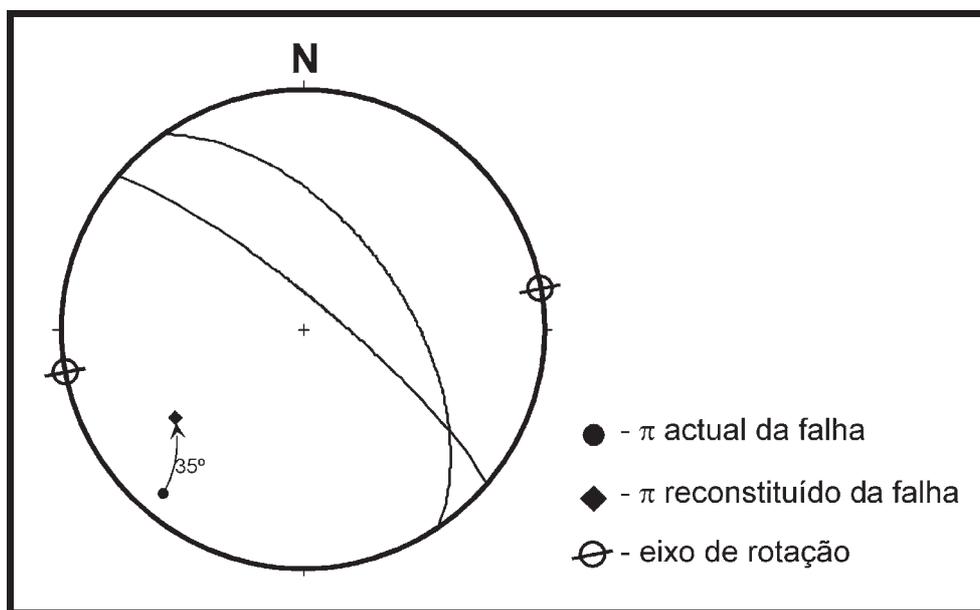


Fig. 10 - Estereograma da falha do Vale do Brejo-Frade-Zambujal de Baixo, antes e após a inversão Miocénica.

Os sedimentos de idade miocénica estão depositados em discordância transgressiva (*onlap*) sobre os sedimentos Mesozóicos e eventualmente Paleogénicos, os quais não afloram imediatamente a norte do diapiro, mas apenas a NE e a NW. Por este facto, a sedimentação miocénica seguramente pós-data a fase principal do diapiro mas, a sua datação mais precisa depende da relação geométrica, oculta, entre os sedimentos do Cretácico superior e do Paleogénico, que será discutida no capítulo da Geodinâmica; de qualquer forma, pelas relações geométricas descritas e argumentos aduzidos, a sua idade é anterior à da inversão tectónica. A inversão basculou para norte toda a estrutura, cerca de 30° a 35°, estando a estrutura diapírica bem preservada porque o nível de descolamento associado à inversão está localizado abaixo da estrutura do diapiro de Sesimbra.

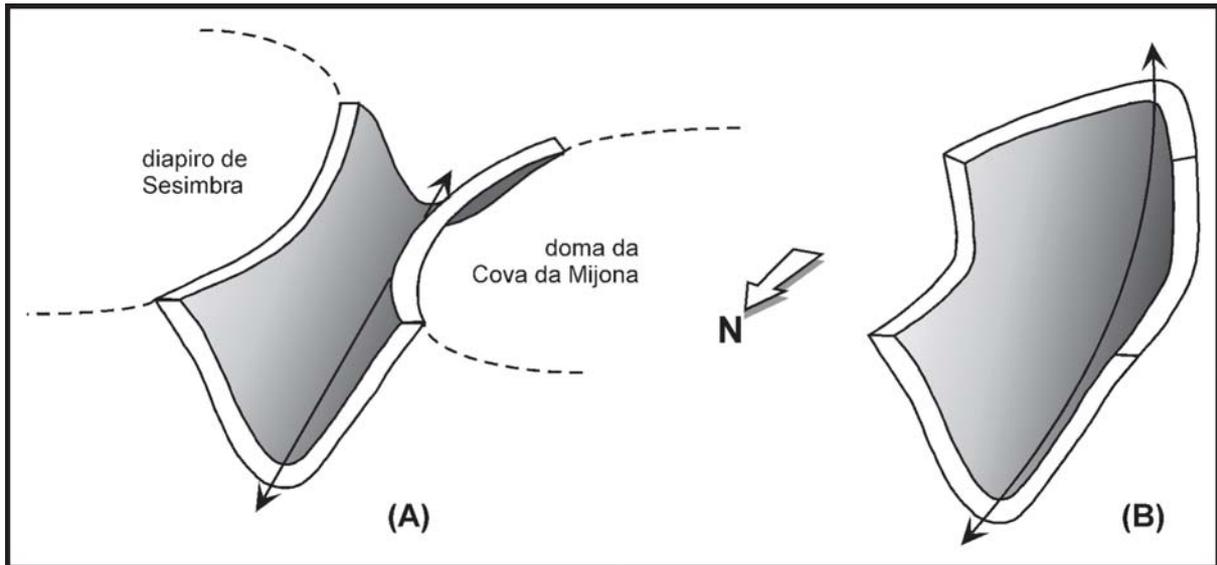


Fig. 12 - Esquema do sinclinal anelar com eixo original aproximadamente N-S na área em que é comum ao diapiro de Sesimbra e ao Doma da Cova da Mijona (A), dobrado pela inversão miocénica (B).

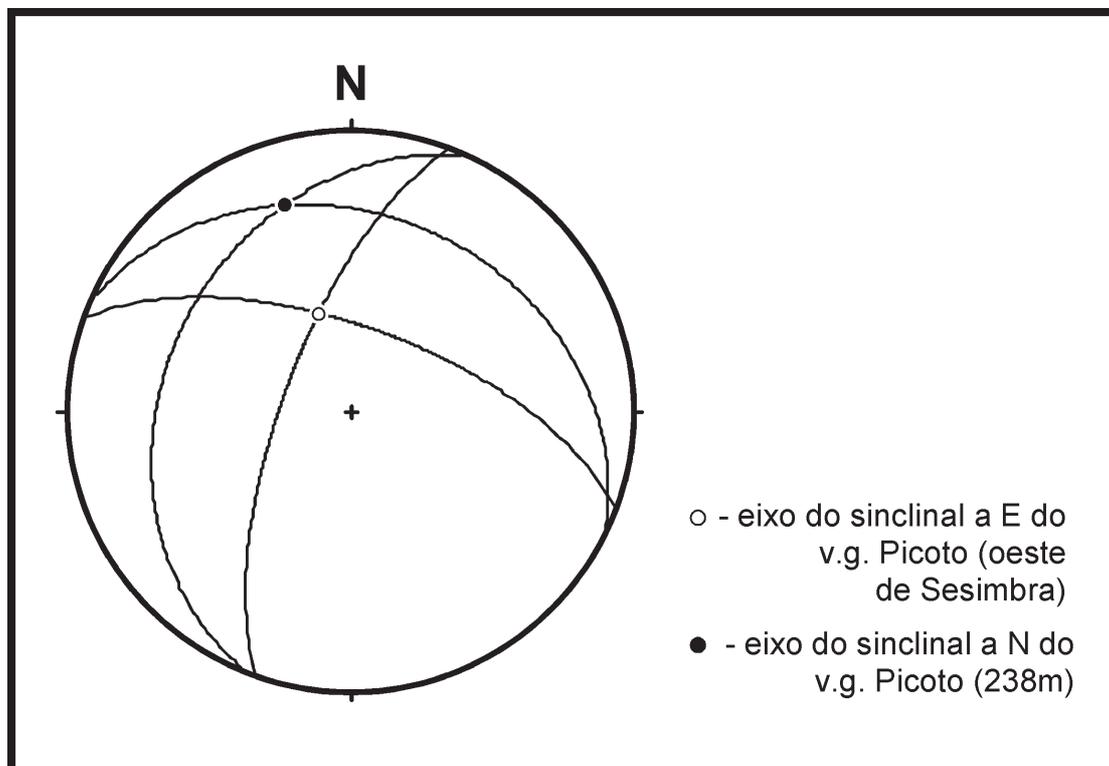


Fig. 13 - Estereograma representando as atitudes do eixo sinclinal anelar dobrado, na região do V.G. do Picoto. A sua inclinação diminui no sentido SSE-NNW, compatível com a direcção da compressão máxima horizontal.

3.2. O sector Oriental da Cadeia da Arrábida

O sector oriental da Cadeia da Arrábida tem uma estrutura complexa (Fig. 14), formada por cavalgamentos imbricados de direcção ENE-WSW vergentes para S, conectados por rampas laterais esquerdas oblíquas aos cavalgamentos, com direcção NNE-SSW a N-S. Em 1908 CHOFFAT descreveu pela primeira vez a geologia da Cadeia da Arrábida, dando ênfase à existência de três "linhas de deslocamentos" (modernamente designados por cavalgamentos), a primeira das quais localizada a sul da cadeia (RIBEIRO *et al.*, 1990), cujo afloramento em terra do bloco a tecto corresponde à região do Portinho da Arrábida; os anticlinais do Formosinho-Viso e da Serra de S. Luís, correspondem aos blocos a tecto da segunda e terceira "linha de deslocamentos" (segundo e terceiro cavalgamentos), respectivamente.

A conexão entre as rampas laterais e frontais neste sector da Cadeia da Arrábida é contínua orientando-se os cavalgamentos perpendicularmente às rampas laterais longe delas, e fundindo-se gradualmente nas rampas laterais à medida que delas se aproximam (Fig. 14) (KULLBERG *et al.*, 1995). Assim se definem os *duplexes* representados no Mapa Tectónico. As estrias observadas nos planos de falha mergulham sistematicamente para norte, aproximadamente 10° a 15° nas rampas laterais, e com valores próximos dos da linha de máxima inclinação nos planos de cavalgamento. As estrias observadas nos planos de falha mergulham sistematicamente para norte, aproximadamente 10° a 15° nas rampas laterais, e com valores próximos dos da linha de máxima inclinação nos planos de cavalgamento.

As dobras são mais apertadas nos blocos a muro dos cavalgamentos. Normalmente, os anticlinais formados a tecto dos cavalgamentos não exibem flancos inversos. A geometria das charneiras das dobras é sigmoidal e periclinal acompanhando a passagem contínua das rampas frontais às rampas laterais. Esta geometria periclinal nos fechos das dobras pode aproximar-se muito à das dobras em baínha, que é a melhor adaptada ao escape vertical do material (estiramento em a) resultante da constricção desenvolvida no interior dos *duplexes* em regime transpressivo, como se observa na dobra do Viso (ver 3.2.2.) (KULLBERG *et al.*, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996; COWARD, 1996).

3.2.1. O Anticlinal do Formosinho

É um anticlinal com cerca de 10 km de comprimento, fortemente assimétrico, com vergência para S e definindo cartograficamente uma convexidade para N. No flanco norte (flanco longo da estrutura) afloram todas as unidades desde o Lias ao Miocénico, exibindo discordâncias menores entre algumas unidades (Fig. 14). De N para S a inclinação das camadas aumenta

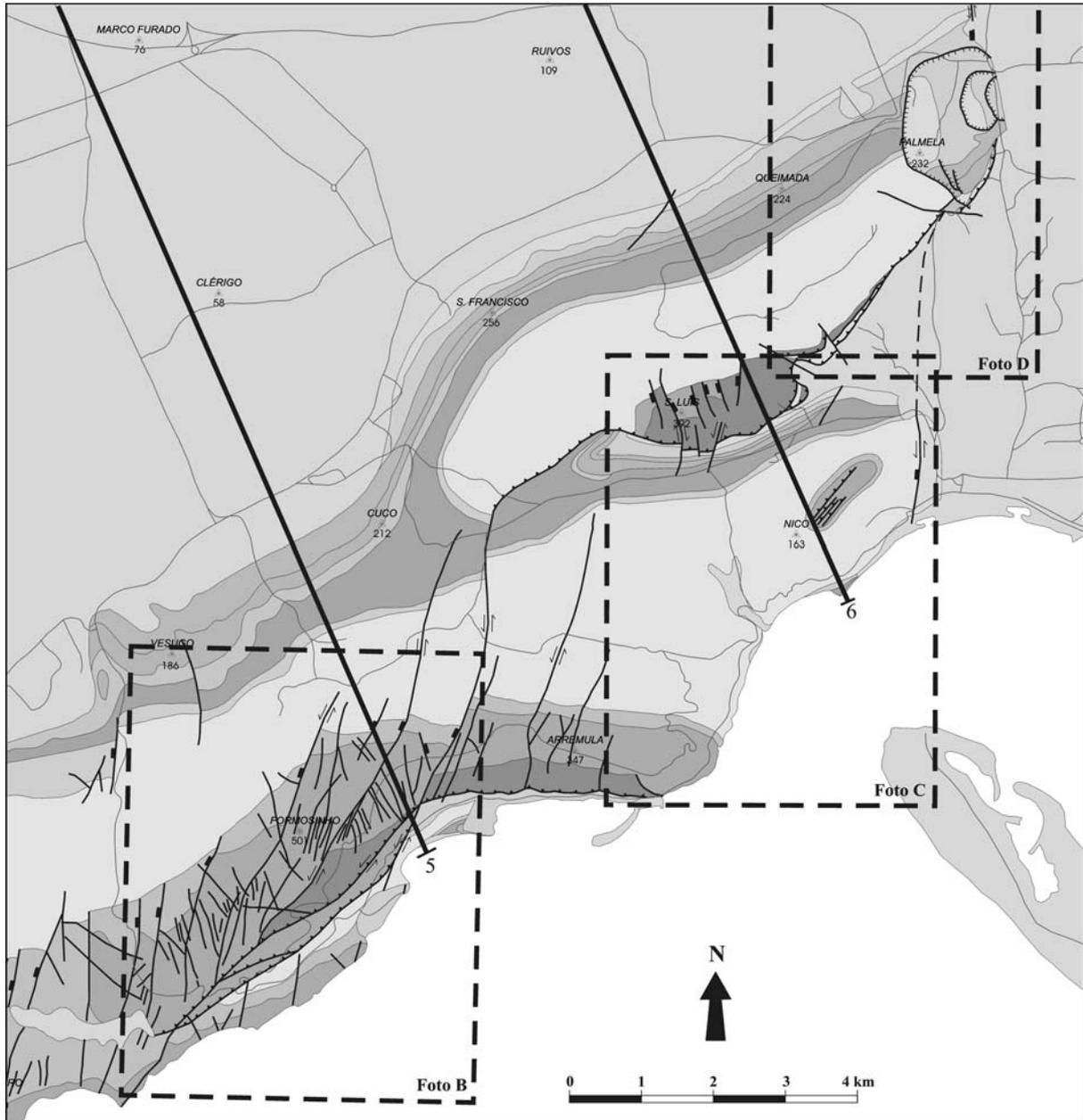


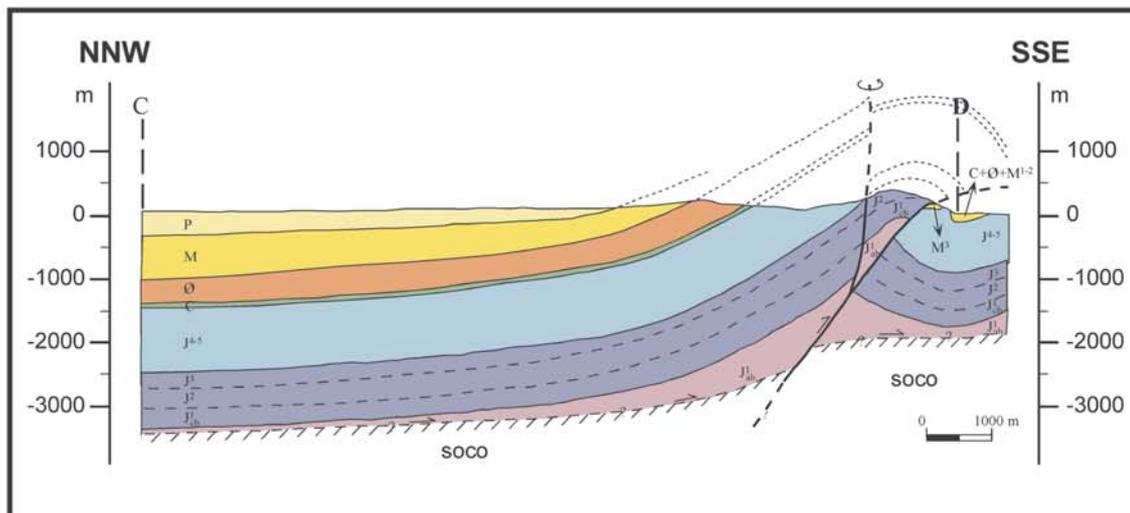
Fig. 14 - Mapa das estruturas do sector oriental da Cadeia da Arrábida, localização de perfis geológicos e de anáglifos.

($28^{\circ}\text{N} - 65^{\circ}\text{N}$), diminuindo novamente ($\approx 25^{\circ}\text{N}$) na zona de charneira do anticlinal do Formosinho. Este anticlinal está recortado por muitas falhas com orientação principal N-S a NNE-SSW, representando a maioria falhas normais mesozóicas diferencialmente reactivadas durante o episódio compressivo de idade Miocénico, definindo uma sequência de blocos em dominó formada por duplexes limitados por rampas laterais e rampas frontais (Figs. 14 e 15).

A movimentação lateral esquerda diferencial entre duplexes adjacentes induz deformação cisalhante no interior dos duplexes; esta deformação é acomodada por acidentes de menor

PERFIS DO ANTICLINAL DO FORMOSINHO

a) Perfil geológico



b) Perfil gravimétrico

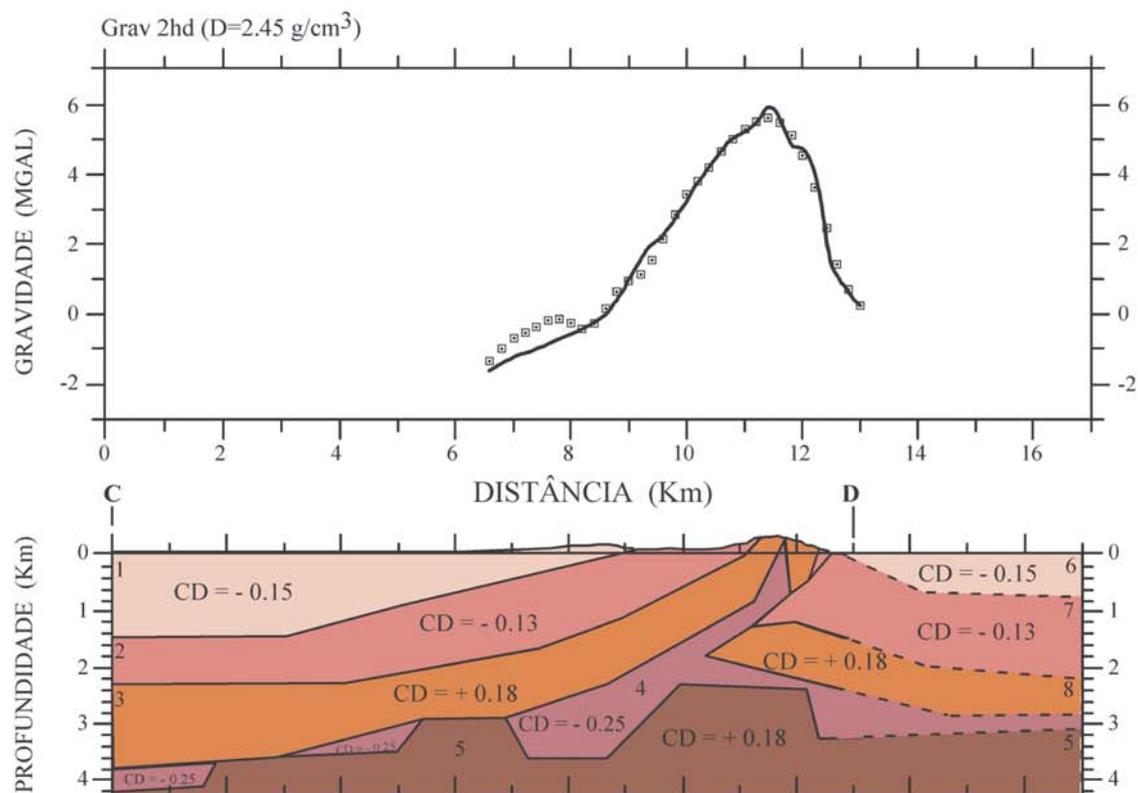


Fig. 15 - Perfis aproximadamente N-S na estrutura do Formosinho: a) Perfil geológico; b) Perfil gravimétrico modelado por E. SILVA (1992). Para localização ver Fig. 14, perfil 5.

escala, de tipo cisalhamento esquerdo secundário (do tipo Riedel) orientados segundo NNW-SSE, de tipo falha normal orientadas NW-SE e de tipo cavalgamento esquerdo nas direcções sub-perpendiculares à compressão máxima principal (NE-SW a E-W) (Fig. 16). Perpendicularmente à direcção da compressão máxima principal formaram-se também duplexes de rampa

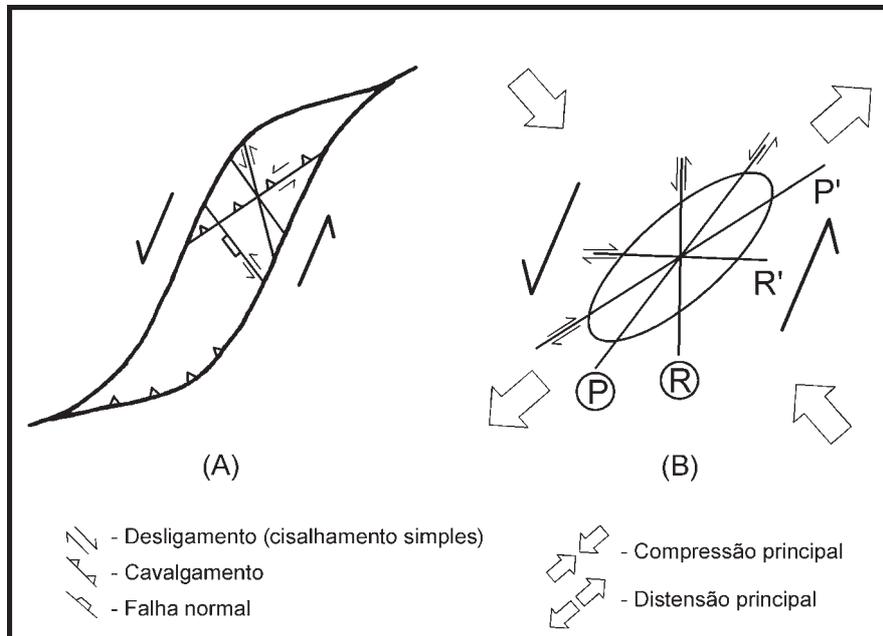


Fig. 16 - Esquema dos tipos de falha associados ao duplex do Formosinho/Viso (A) comparados com os tipos de cisalhamentos secundários no modelo de cisalhamento simples de Riedel. Com círculos estão assinaladas as correspondências.

frontal (*vide* sector do Viso-S. Luís) (KULLBERG *et al.*, 1995).

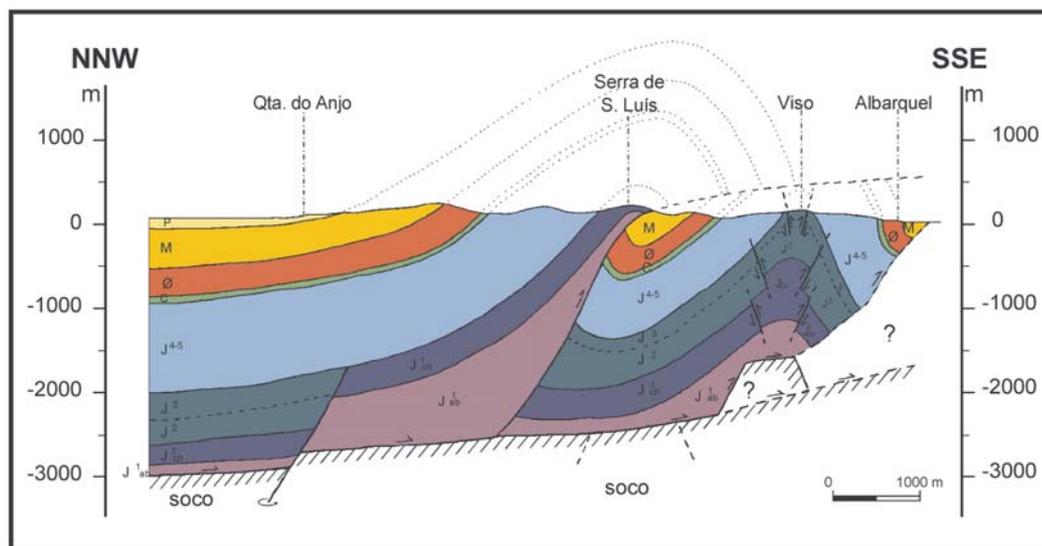
3.2.2. O Anticlinal do Viso

O anticlinal do Viso é uma das estruturas mais interessantes da cadeia da Arrábida. Em mapa, as camadas carbonatadas muito competentes do Jurássico médio, bastante fracturadas, constituem um núcleo completamente contornado pelas camadas incompetentes do complexo argilo-conglomerático do Jurássico Superior, que se depositaram em discordância sobre as unidades do Jurássico médio (Fig. 14). Este conjunto do Jurássico médio é formado por calcários e dolomitos mecanicamente muito competentes que actuaram como um bloco rígido e indentador do complexo argilo-conglomerático do Jurássico superior mecanicamente incompetente, durante a inversão miocénica, contribuindo desta forma para a geometria peculiar da dobra do Viso (Figs. 14 e 17).

A movimentação vertical diferencial detectada entre estas duas unidades mecânicas resultou provavelmente do escape vertical do bloco interior mais rígido, devido à constrição des-

PERFIS DA SERRA DE S. LUÍS E VISO

a) Perfil geológico



b) Perfil gravimétrico

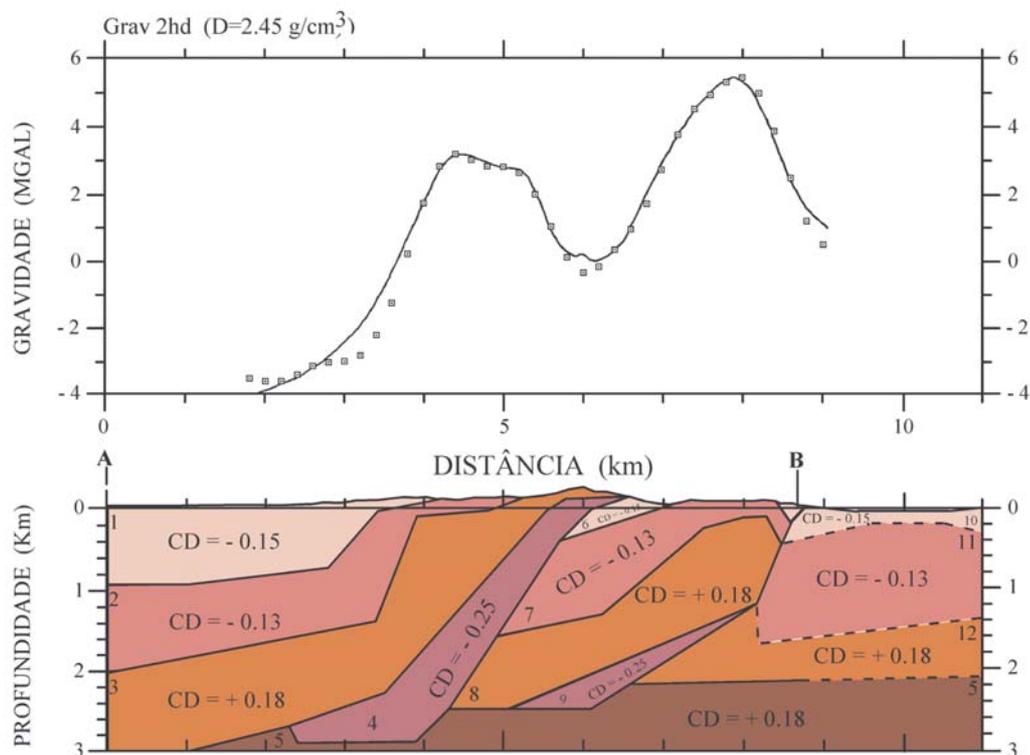


Fig. 17 - Perfis aproximadamente N-S nas estruturas do Viso e da Serra de S. Luís: a) Perfil geológico; b) Perfil gravimétrico modelado por E. SILVA (1992). Para localização ver Fig. 14, perfil 6. O acidente representado no perfil geológico na vertical da Quinta do Anjo, afectando o soco, é uma falha da bacia Lusitaniana com orientação NNE-SSW, com movimentação de falha normal no mesozóico e de desligamento esquerdo durante a inversão Miocénica da bacia.

envolvida nesta área, o qual pode ter sido acentuado por uma geometria antiga em *horst* deste bloco do Jurássico médio; esta geometria seria herdada de fases distensivas precoces e que muito provavelmente envolveram o soco (KULLBERG *et al.*, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996) (Fig. 17). Esta interpretação é compatível com os dados de gravimetria trabalhados por E. SILVA (1992) (Fig. 17), que mostram uma anomalia de Bouguer positiva centrada nesta região do anticlinal do Viso.

A acomodação da deformação no complexo argilo-conglomerático do Jurássico superior produziu uma dobra com terminações periclinais muito acentuadas, fazendo entre si um ângulo de 98° (Fig 18); esta geometria é indicadora de importante escape vertical, com estiramento em a, aproximando-se à geometria de uma dobra em bacia.

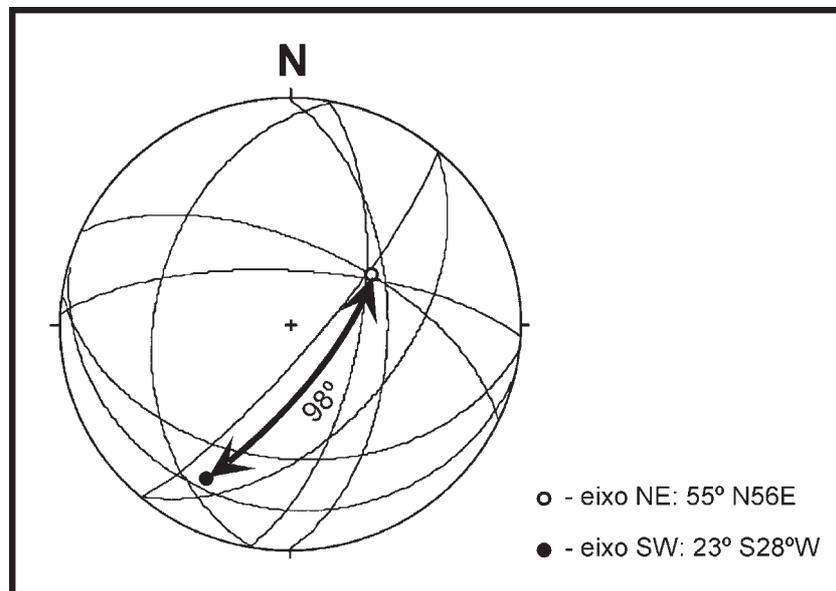


Fig. 18 - Estereograma com eixos periclinais da dobra do Viso, exibindo uma geometria de "quasi" dobra em bacia.

No anticlinal do Viso, a unidade do Jurássico superior exhibe espessuras diferentes num e noutro flanco da dobra, por sua vez também diferentes das espessuras observadas nos flancos longos da dobra do Formosinho e da dobra de S. Luís (Fig. 14). A espessura no flanco norte do anticlinal do Viso, o menos inclinado, é de cerca de 500 m, enquanto no flanco sul, o mais inclinado, praticamente vertical, a espessura é da ordem dos 800 m. No flanco longo do Formosinho é da ordem dos 1100m e a norte de S. Luís é de cerca de 950 a 1000 m. O perfil restaurado (Fig 19) a partir da Fig. 17a, sugere uma explicação para este facto. Nele se pode verificar que a falha de S. Luís funcionou como falha normal durante o Jurássico superior, o que pode explicar a maior espessura da unidade a norte de S. Luís. Do mesmo modo, uma das falhas NNE-SSW da ram-

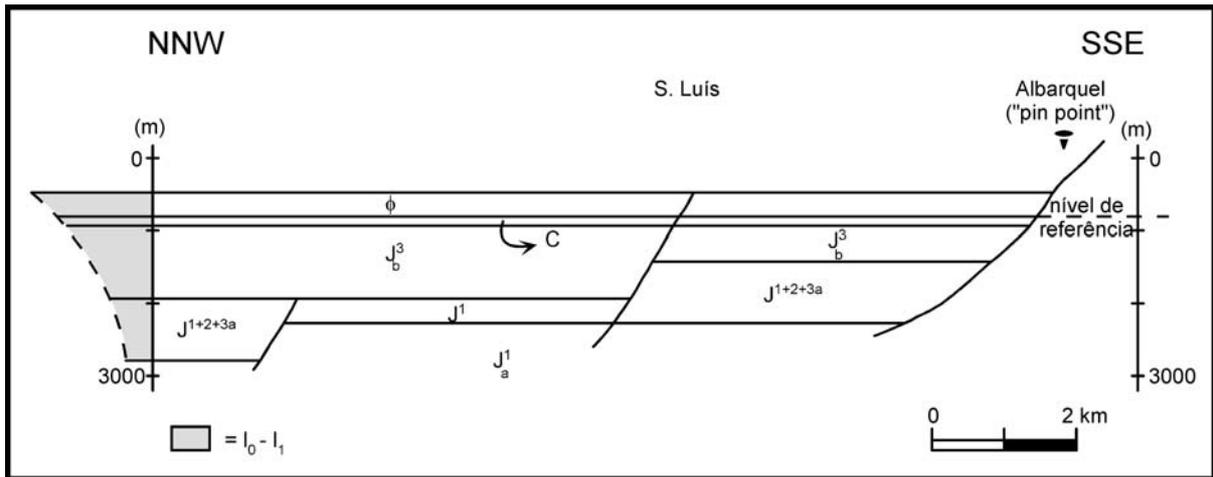


Fig. 19 - Perfil restaurado N-S, das estruturas do Viso e da Serra de S. Luís, a partir do perfil geológico da Fig. 17a). Notar que a falha que hoje corresponde ao cavalcamento de S. Luís seria uma falha normal com polaridade para N, pelo menos no Jurássico superior. Deste modo se explicaria a diferença de espessuras observada nesta unidade ao longo do perfil da Fig. 17a. A legenda das unidades litostratigráficas é a da Fig. 4.

pa lateral S. Luís-Formosinho pode ter funcionado como falha normal no mesmo período, justificando a maior espessura desta unidade no flanco norte da dobra do Formosinho.

A deformação mais intensa e o escape vertical (estiramento em a) observados no anticlinal do Viso comparativamente com os outros sectores da Cadeia podem ser explicados por:

- i) constrangimentos geométricos locais, pois o anticlinal do Viso está no interior de um bloco que é simultaneamente um duplex de desligamento esquerdo e um duplex de cavalgamentos vergentes para sul (Fig 20);

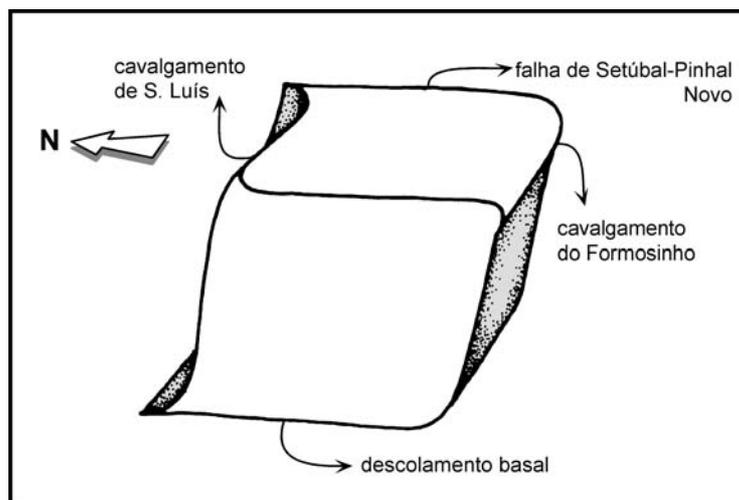


Fig. 20 - Bloco diagrama ilustrando a geometria 3D do duplex do Formosinho-Viso.

- ii) deformação acumulada pois este anticlinal foi deformado em simultâneo com o anticlinal do Formosinho e foi posteriormente cavalgado pela estrutura de S. Luís.

Estudos em curso de análise da deformação finita na unidade pelítico-conglomerática do Jurássico superior em várias estruturas da cadeia, mostram que neste sector os elipsóides de deformação obtidos estão inequivocamente relacionados com a fase de deformação compressiva, sendo sempre do tipo construtivo com eixos maiores paralelos à direcção de transporte de material (P. RIBEIRO *et al.*, 1996; A. RIBEIRO *et al.*, 1996).

3.2.3. O Anticlinal da Serra de São Luís

A Serra de S. Luís corresponde a um anticlinal cujo núcleo é fundamentalmente constituído por calcários dolomíticos do Jurássico inferior e médio (Fig. 14). É uma dobra assimétrica do tipo *fault bend fold* (SUPPE, 1985) cavalgante para sul com charneira orientada segundo WSW-ENE. O núcleo Jurássico deste anticlinal que praticamente não tem flanco sul cavalga o Miocénico (Tortoniano) deformado em sinclinal, no bloco a muro do acidente. O núcleo do anticlinal conserva a sua estruturação Mesozóica, sendo visíveis os efeitos de uma tectónica distensiva associada a acidentes de orientação aproximadamente N-S, definindo *horst* e *grabens*, provavelmente no final do Jurássico médio. Alguns destes acidentes foram reactivados como desligamentos esquerdos durante a inversão miocénica. A unidade do Jurássico superior está discordante sobre este conjunto de *horst* e *grabens* com uma geometria que parece materializar a actividade contemporânea de uma falha normal, provavelmente afectando também o soco, orientada segundo ENE-WSW. De facto, ao restaurar o perfil geológico de S. Luís-Viso (Figs. 17 e 19), fica em evidência a actividade de falha normal durante o Jurássico superior, no acidente por onde mais tarde evoluiu o cavalgamento de S. Luís durante a inversão no Miocénico. A existência desta falha normal terá não só favorecido a implantação do cavalgamento da estrutura de inversão como condicionado a sua geometria, ou seja, a elevada inclinação que o mesmo exhibe à superfície.

A Fig. 17 é um perfil geológico NNW-SSE que atravessa esta estrutura e no qual foi integrado o respectivo perfil gravimétrico, elaborado por E. SILVA (1992). Nestes, a continuação das estruturas em profundidade foi feita usando um modelo de tectónica pelicular para a deformação, calibrado por sismo-estratigrafia no sector norte dos perfis.

No que diz respeito ao carácter da deformação observada neste sector da Cadeia da Arrábida, é possível evidenciar um espectro contínuo de comportamentos desde frágil a dúctil, tanto no anticlinal da Serra de S. Luís como no anticlinal do Viso, onde os calcários e dolomitos do Ju-

rássico inferior/médio têm comportamento extremamente frágil e as unidades predominantemente argilo-margó-detriticas do Jurássico superior, Cretácico, Paleogénico e Miocénico exibem comportamento dúctil e semi-dúctil. Da estrutura descrita do anticlinal do Viso e também a partir da geometria da charneira anticlinal de S. Luís infere-se para este sector da Cadeia da Arrábida a presença de deformação constritiva. A charneira desta dobra está levemente arqueada devido a contracção paralela à charneira do anticlinal (KULLBERG *et al.*, 1995).

A modelação gravimétrica nesta região, evidencia compartimentalização importante do soco, controlada por falhas, provavelmente com as orientações reconhecidas no substrato de outras áreas da Bacia Lusitaniana, principalmente NNE-SSW a N-S e E-W a WNW-ESE. Sugere ainda uma subida progressiva do topo do soco de norte para sul e de oeste para este. O horizonte de descolamento encontra-se no complexo pelítico-evaporítico do Hetangiano; a profundidade do descolamento varia entre os 2,2 e os 3,5 km (Fig. 17).

3.3. A estrutura de Colapso Gravítico de Palmela: a Escama de Palmela

Sendo a mais recente de todas, é uma estrutura de colapso gravítico localizada na extremidade NE da cadeia, resultante sobretudo do elevado gradiente morfológico criado na sequência do episódio Miocénico de inversão tectónica.

Foi descrita pela primeira vez por P. CHOFFAT (1908) que a interpretou como a última escama de cavalgamento da cadeia, com vergência para W: "L'écaille de Palmela doit-elle être considérée comme le témoin d'une nappe charriée par dessus la totalité de la chaîne, ou du moins du 3e chaînon, ou bien n'est-ce qu'un petit morceau détaché du contrefort miocène du jambage septentrional, et charrié seulement par dessus l'extrémité de la chaîne, postérieurement à son plissement et à un premier nivellement." (CHOFFAT, 1908, p.75).

Mais tarde, A. RIBEIRO *et al.* (1979) re-interpretou a estrutura como resultante de colapso por gravidade, com deslocamento para norte de um flanco da cobertura miocénica do anticlinal de S. Luís.

De acordo com a presente interpretação, a escama de Palmela é uma estrutura de colapso gravítico, com deslocamento para leste. A Fig. 21 e a análise do mapa da Fig. 14, mostram esquematicamente o que se observa no campo: a estrutura de Palmela está controlada por movimentação diferencial em duas falhas principais de cisalhamento esquerdo com orientação N-S, pertencentes ao sistema Setúbal-Pinhal Novo, conectadas por uma zona que funciona como *releasing bend*, o que permite a formação em profundidade de uma estrutura de acomodação em colapso no interior da zona de cisalhamento. Acima desta estrutura profunda de subsidência,

desenvolveu-se uma estrutura de colapsos gravíticos, com deslocamentos para leste, afectando parte dos sedimentos mais modernos do flanco norte do anticlinal da Serra de S. Luís, formado entre os 6,5 e os 8 M.a. Este colapso gravítico (Fig. 22) é consequência do elevado gradiente morfológico existente entre o relevo produzido pelo anticlinal da Serra de S. Luís e a pene-aplação de Pinhal Novo (presentemente a diferença de altitudes ainda é superior a 200 metros) e foi favorecido pelos sedimentos argilosos muito plásticos do Jurássico superior e Paleogénico.

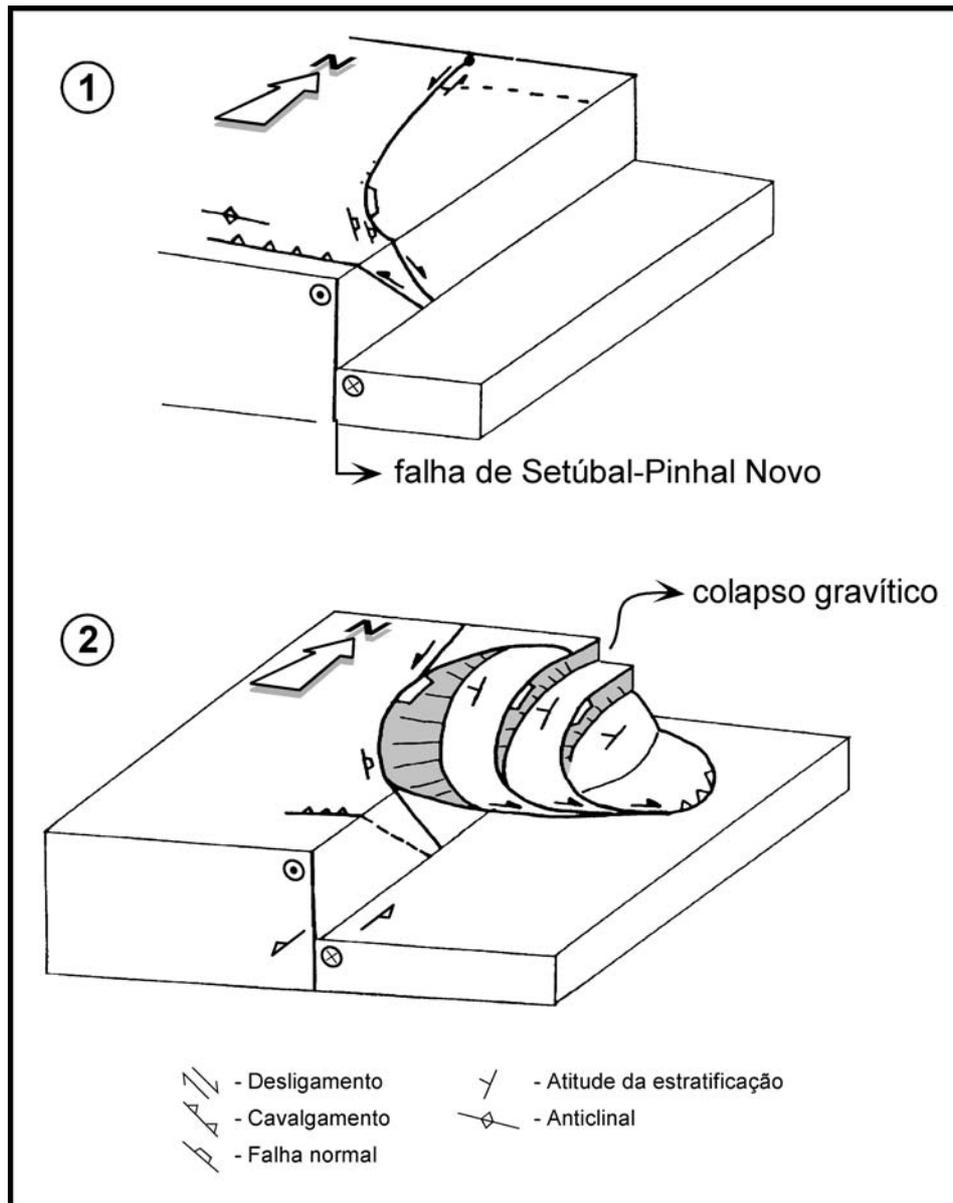


Fig. 21 - Modelo esquemático para a Estrutura de Palmela. Neste modelo a estrutura de colapso gravítico de Palmela é interpretada como o resultado da combinação de: (1) uma estrutura de releasing bend, em profundidade, da falha de transferência de movimento esquerda Setúbal-Pinhal Novo e (2) colapso gravítico à superfície associado a um forte gradiente morfológico (bloco ocidental mais elevado em consequência do dobramento da Serra de S. Luís) (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1996).

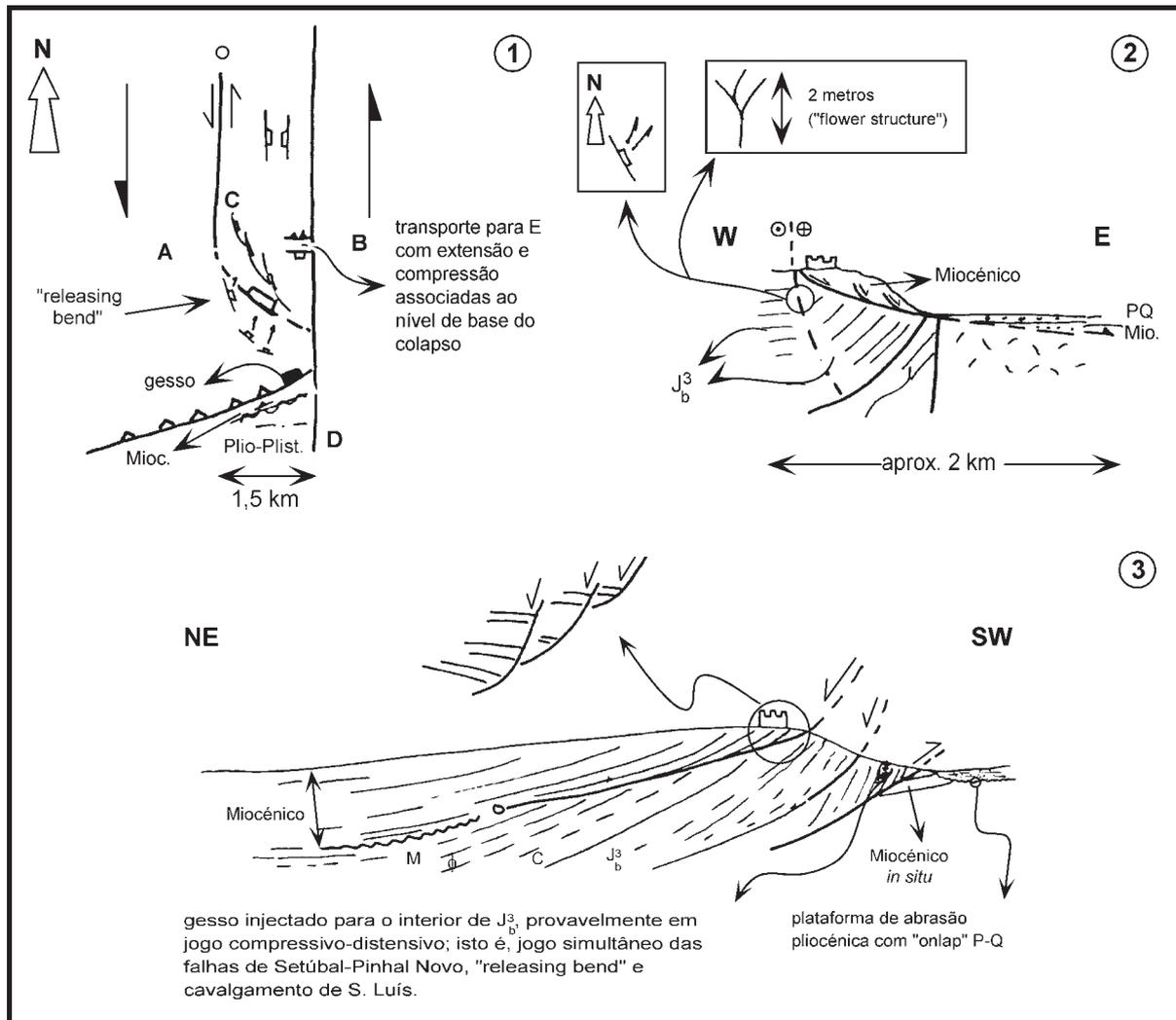


Fig. 22 - 1. Modelo, em planta, da Escama de Palmela, evidenciando a influência de estrutura transpressiva na geração dos colapsos gravíticos. 2. Perfil geológico esquemático AB, segundo E-W. 3. Perfil geológico esquemático CD, segundo NW-SE, passando pelo castelo de Palmela. A legenda de símbolos utilizados é igual à da Fig. 21 e as unidades litostratigráficas estão representadas em conformidade com a legenda da Fig. 4 (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1996).

4. GEODINÂMICA DA CADEIA DA ARRÁBIDA

4.1. Tectónica distensiva Mesozóica

A deformação produzida pela tectónica distensiva E-W, de idade mesozóica na região da Arrábida concentrou-se em falhas de direcção N-S a NNE-SSW e E-W a ENE-WSW.

As falhas com orientação próxima de N-S são interpretadas na Bacia Lusitaniana como tendo sido herdadas das fases tardias da orogenia varisca (RIBEIRO *et al.*, 1979 e 1996). Quer a cartografia sísmica quer a geologia de superfície mostram que elas estiveram em actividade desde o Pérmico ao Quaternário, embora sob a acção de diferentes campos de tensão (RIBEIRO *et al.*, 1979 e 1996; CABRAL, 1995).

Na região da Arrábida, a falha de Setúbal-Pinhal Novo (\approx N-S) materializa o bordo oriental do sector meridional da Bacia Lusitaniana, separando o compartimento afundado da bacia a ocidente, onde a espessura acumulada de sedimentos mesozóicos é da ordem de 3 km, do bloco de soco elevado a oriente, coberto por sedimentos cenozóicos da bacia terciária do Tejo. Este compartimento corresponderá ao *rift shoulder* da Bacia Lusitaniana neste sector.

Para o interior da bacia, se bem que bastante deformada pela tectónica compressiva cenozóica responsável pela formação da cadeia da Arrábida, observam-se falhas normais com direcção próxima de N-S, isto é, subparalelas ao referido bordo, que afectam as unidades do Jurássico inferior e médio e se encontram seladas pelas unidades do Jurássico superior. Este facto é notório na parte ocidental do flanco norte da dobra do Formosinho (desde El Carmen até a Norte do vértice geodésico de Formosinho) e no núcleo da dobra de S. Luís.

Para além destas falhas, outra, situada na escarpa fronteira à praia da Figueirinha (Arrábida), mostra actividade sinsedimentar durante o Jurássico médio. Com efeito, apresenta crescimento em cunha contemporâneo da sedimentação, com espessamento progressivo dos calcários do Jurássico médio no bloco suspenso (KULLBERG, 2000).

O bordo meridional da bacia Lusitaniana encontra-se representado pela falha da Arrábida (\approx ENE-WSW), que se localiza alguns quilómetros a Sul da linha de costa meridional da península de Setúbal. Considera-se esta falha como de bordo de bacia com base essencialmente em argumentos geométricos, de ordem estratigráfica e estrutural, a saber:

- i) A substancial diferença de espessura entre as unidades jurássicas aflorantes na península de Setúbal, que é da ordem de 2,5 a 3 km, e na plataforma continental a Sul, testemunhada pela sondagem Golfinho-1 (localizada 15 km a Sul da linha de costa), onde a espessura destas unidades é da ordem de 1000 m.
- ii) As geometrias distintas do topo do soco, com as respectivas isóbatas a Norte a inclinar para Norte e, a Sul, a inclinar para Oeste, com gradiente aproximadamente duplo relativamente às primeiras (RIBEIRO *et al.*, 1996). Para além deste aspecto há que notar a aparente ausência de falha de bordo de bacia no domínio sul, o que implica um estilo tectónico completamente distinto da Bacia Lusitaniana no que respeita aos limites, o que pode evidenciar deformação flexural da crosta.

Nesta região, para além da falha da Arrábida, podemos considerar a existência de outras falhas normais com esta orientação e polaridade para Norte, como por exemplo a falha de S. Luis. Muito provavelmente, estas falhas são também a expressão na cobertura de um fabric

crustal tardi-varisco, tendo actuado durante o Mesozóico como falhas normais ou como falhas de transferência distensivas; durante a distensão mesozóica, na região da Arrábida dominará assim um estilo tectónico *thick skinned*.

Aquando da inversão cenozóica da bacia os cavalgamentos associados à formação dos principais relevos estruturais, ter-se-ão desenvolvido pela reactivação essencialmente superficial de falhas da bacia (tectónica *thin skinned*), com direcção E-W a ENE-WSW, subparalelas ao bordo meridional da bacia.

A combinação destes dois sistemas de falhas (aproximadamente N-S e E-W) no interior do sector meridional da Bacia Lusitaniana, provavelmente enraizadas no soco, favorece a formação de um mosaico de relevos e depressões estruturais. O sistema submeridiano apresenta uma frequência superior, uma vez que a distância entre falhas é de ordem quilométrica, enquanto no outro sistema a distância é de cerca de 5 a 7 km (Fig. 23).

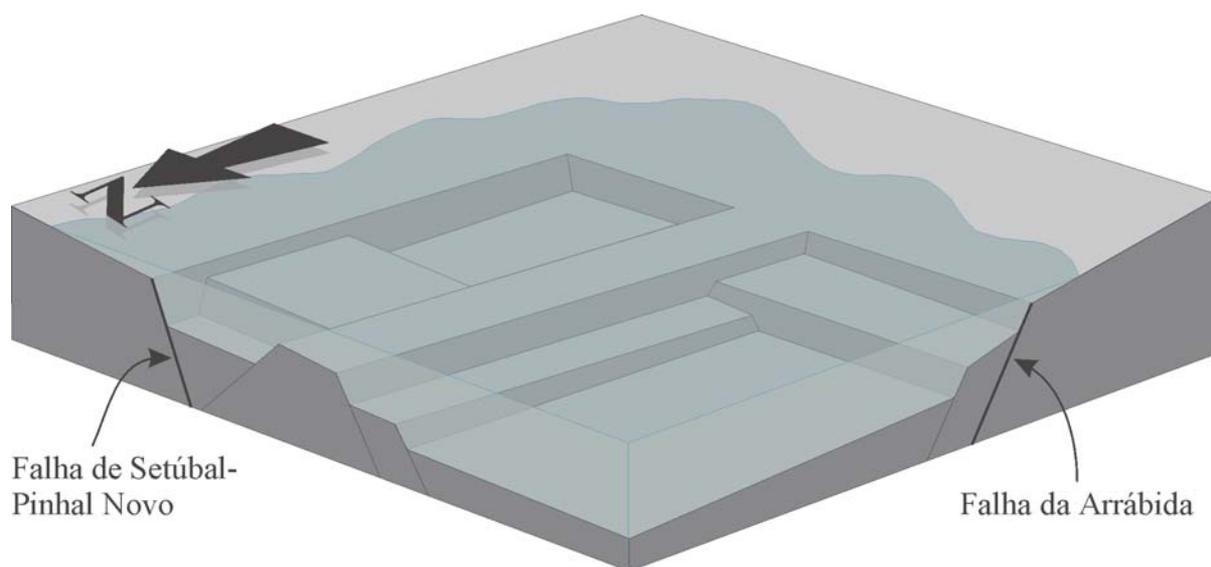


Fig. 23 - Bloco diagrama que representa a compartimentação ocorrida no sector sul durante o Dogger. A verde assinala-se provável limite difuso da bacia, a Sul e a Este, respectivamente, das falhas da Arrábida e de Setúbal-Pinhal Novo.

Se considerarmos uma actividade mesozóica na Falha do Gargalo do Tejo (com direcção \approx E-W), podemos admitir que a geometria mesozóica do sector da Arrábida corresponde à de um bloco crustal rodado, definido pelas falhas do Gargalo do Tejo a norte, Setúbal-Pinhal Novo a leste e da Arrábida, a sul. A estrutura interna do bloco a norte da cadeia da Arrábida é ainda mal conhecida e o limite oeste desconhecido (RIBEIRO, *et al.*, 1996). Desta forma, as estruturas de inversão presentes na cobertura, mimetizam em grande parte as do soco.

A existência de uma importante distensão mesozóica orientada E-W na Bacia Lusitânica é conhecida desde há alguns anos (CRISPIM & RIBEIRO, 1986; GUÉRY *et al.*, 1986; WILSON, 1986; MONTENAT *et al.*, 1988). Recentemente, foi identificada uma direcção extensional NE-SW durante a primeira fase de rifting mesozóico da bacia, associada a uma estruturação segundo uma geometria em graben, ao longo de falhas com direcção NNW-SSE a NW-SE (RIBEIRO *et al.*, 1996; KULLBERG, 2000).

4.2. Tectónica de inversão Mesozóica

Na Cadeia da Arrábida pode observar-se uma pequena estrutura de compressão na região de Terras do Risco (W de El Carmen) (Fig. 24).

Embora não se tenham detectado implicações regionais, trata-se da primeira e única estrutura de compressão mesozóica descrita na Cadeia da Arrábida. Esta estrutura, de pequena escala, afecta unidades do Caloviano e está por elas selada; a sua idade é, pois, intra-caloviana. Interpretamos esta estrutura como uma evidência da crise da transição Jurássico médio/Jurássico superior (fim da 1.^a fase de *rifting* e início da 2.^a fase), segundo C. MONTENAT *et al.* (1988) e A. SOARES *et al.* (1993), representada por hiato generalizado na Bacia Lusitânica, no Caloviano superior/Oxfordiano inferior.

Não sendo ainda possível estabelecer uma relação mútua de causa/efeito entre campos de tensão compressivos e discordâncias estratigráficas, parece bastante sugestivo o facto de as únicas estruturas compressivas encontradas no registo sedimentar Jurássico do conjunto da bacia estarem associadas às principais discordâncias estratigráficas da Bacia Lusitânica (RIBEIRO *et al.*, 1996).

4.3. Paleogeografia da transição Jurássico/Cretácico

O carácter das fácies litológicas nas unidades que materializam o Jurássico superior e a transição Jurássico/Cretácico na cadeia da Arrábida, permite concluir da existência de uma exumação progressiva do bordo da bacia, de acordo com o modelo proposto na Fig. 25.

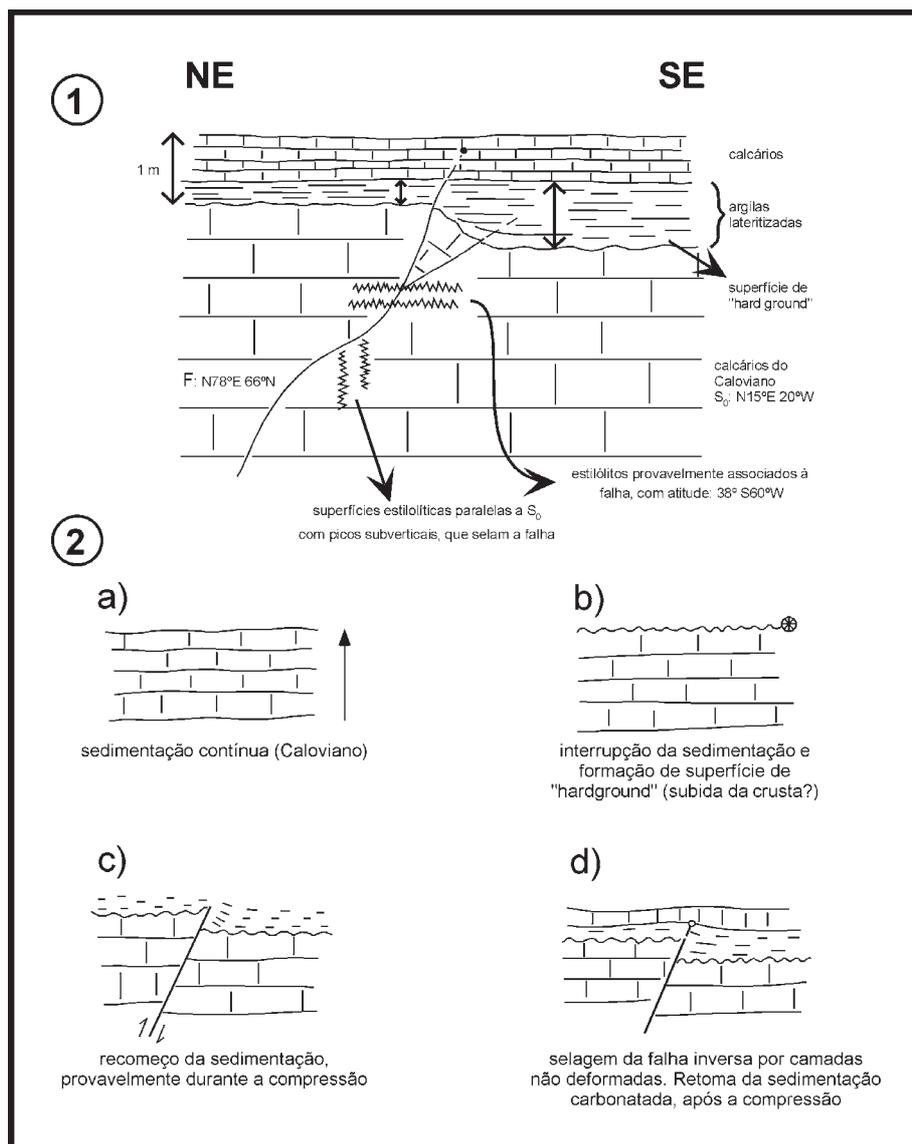


Fig. 24 - Estrutura de inversão tectónica mesozóica: 1- esquema de campo do afloramento a W de El Carmen, exibindo deformação compressiva intra-caloviana (topo do Jurássico médio). 2- Evolução esquemática da estrutura (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1996).

Tendo em consideração que **i)** não existem datações rigorosas para as unidades do Jurássico superior e Cretácico basal no centro e bordo leste da Arrábida; **ii)** que os conglomerados de base do Cretácico inferior do Cabo Espichel (baía dos Lagosteiros) assentam sobre Portlandiano bem datado e são de fácies detrítica diferente das unidades subjacentes, considera-se que as unidades conglomeráticas/argilosas vermelhas superiores representadas ao longo de toda a cadeia da Arrábida, são de idade Jurássico superior (provavelmente Portlandiano) (CHOFFAT, 1908).

A metade inferior da unidade de conglomerados e argilas vermelhas exibe uma variação na composição dos clastos desde exclusivamente calcários na base da unidade tornando-se pro-

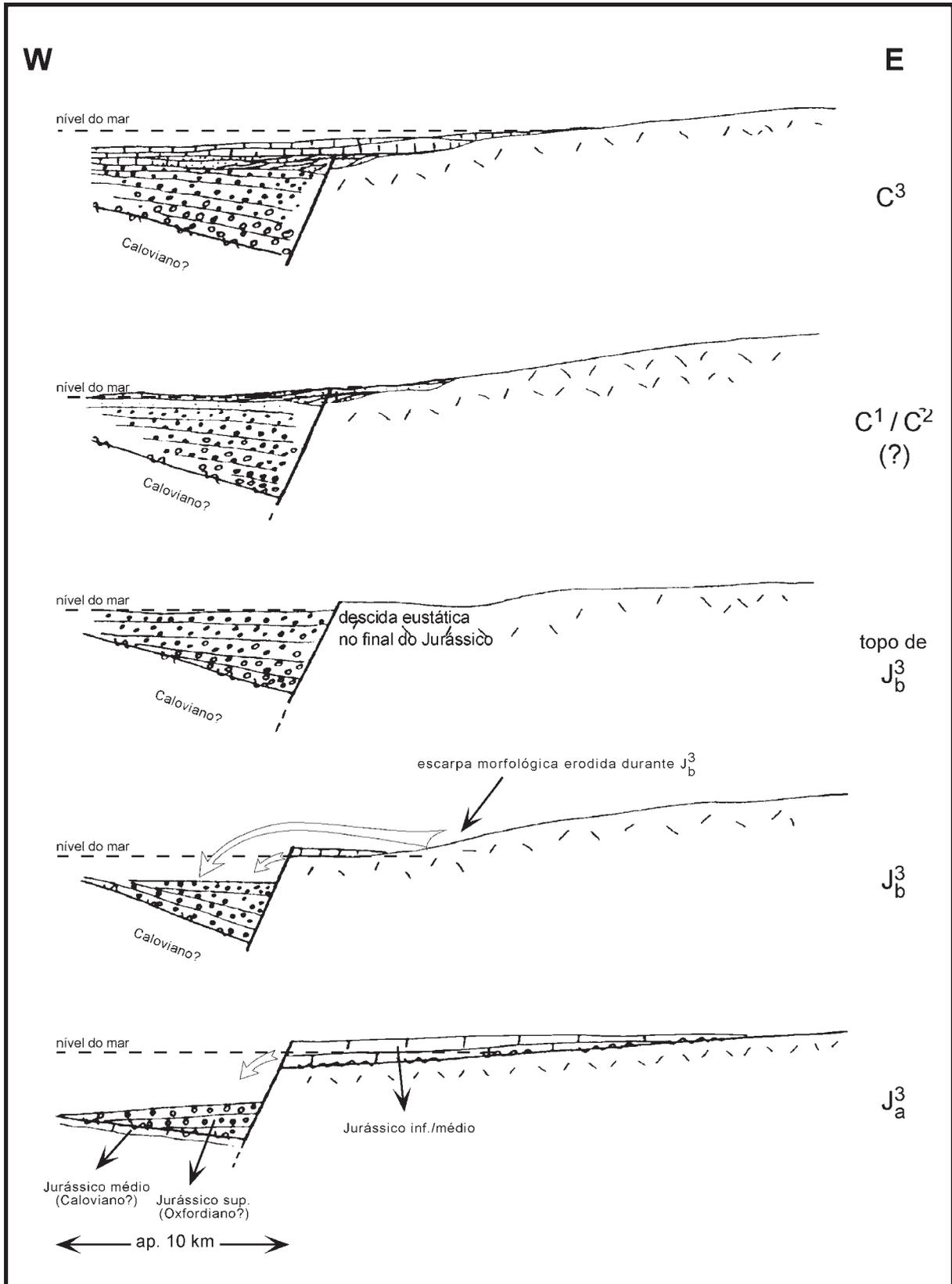


Fig. 25 - Esquema da evolução paleogeográfica da região do bordo tectono-morfológico oriental da bacia, associado à actividade da Falha de Setúbal-Pinhal Novo, na transição Jurássico/Cretácico. A legenda das unidades litostratigráficas é a da Fig. 4 (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1996).

gressivamente mais siliciosos para o topo. A metade superior da unidade é integralmente constituída por calhaus siliciclásticos, isto é, oriundos do soco varisco.

Poder-se-á, então, especular que:

- i) Até pelo menos ao final do Jurássico médio (admitindo-se a possibilidade de ser ainda da base do Kimmeridgiano, dependendo da precisão da datação da discordância do flanco norte de S. Luís, que sela os grabens do núcleo) o bordo da bacia estendia-se para leste da falha de Setúbal-Pinhal Novo;
- ii) No Jurássico superior assiste-se a uma importante movimentação normal desta falha, que terá funcionado como o bordo morfológico da bacia, com a consequente exumação de todo o mesozóico a leste da falha e formação de um sistema de leques aluviais na sua proximidade oeste;
- iii) Este processo ter-se-á prolongado provavelmente durante o Cretácico (de idade correspondente à dos grés e conglomerados com cimento branco do Portinho da Arrábida, Albarquel e da Serra de S. Luís), altura em que esta unidade ter-se-á acumulado também sobre o bordo leste da bacia, como sequência pós-rift.

Conclui-se, assim, que o bordo estava completamente decapado da cobertura mesozóica no Portlandiano e terá sido recoberto durante a transgressão Cenomaniana (à semelhança do Cretácico superior do Buçaco depositado directamente sobre o soco varisco no bordo da Bacia).

Este importante episódio de levantamento (*uplift*) crustal e consequente erosão ocorrido na transição Jurássico/Cretácico foi contemporâneo de idêntico episódio registado ao longo do *Horst* das Berlengas (RIBEIRO *et al.*, 1996), o que significa que este foi um episódio com importância á escala de toda a Bacia Lusitaniana.

4.4. Diapirismo

Na cadeia da Arrábida o diapirismo aparece representado na estrutura de Sesimbra. Como se viu anteriormente (cap. 3.1.4), a datação do diapirismo nesta região depende da relação geométrica, oculta, entre os sedimentos do Cretácico superior e do Paleogénico. De facto, a E e a W da estrutura de Sesimbra parece existir continuidade na sedimentação clástica de natureza continental durante o Cretácico e o Paleogénico, enquanto a N do diapiro de Sesimbra os sedimentos marinhos do Miocénico repousam directamente sobre a unidade cretácica. Na Fig. 26 representam-se esquematicamente as duas situações possíveis:

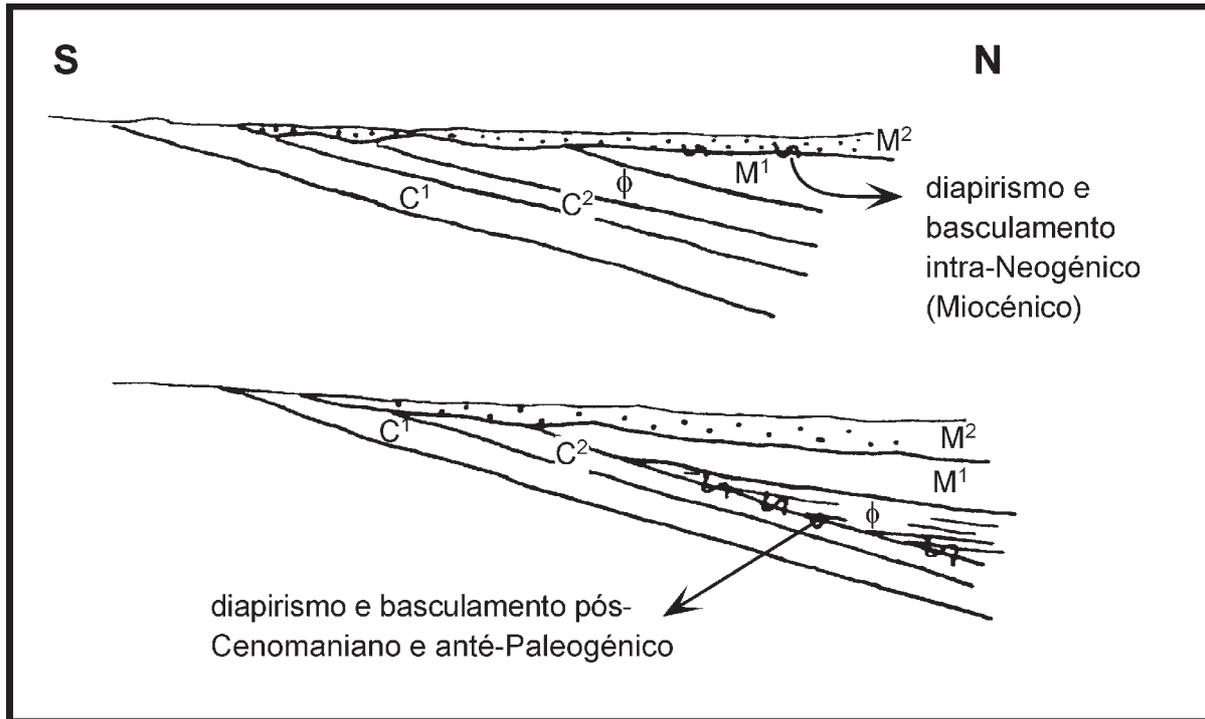


Fig. 26 - Esquemas das relações possíveis entre o Cretácico superior, o Paleogénico e o Neogénico, a norte do diapiro de Sesimbra, a partir das quais se poderá datar o diapirismo. A legenda das unidades litostratigráficas é a da Fig. 4 (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1996).

- i) diapirismo de idade Paleogénico/Miocénico, se existir continuidade entre as unidades do Cretácico e do Paleogénico e a discordância angular associada ao levantamento do doma diapírico estiver situada entre o Paleogénico e o Miocénico ou entre as unidades inferiores do Miocénico; ou
- ii) diapirismo no intervalo Cenomaniano/ Paleogénico, se a discordância angular estiver localizada entre as unidades do Cretácico e do Paleogénico.

Sem dados de outras fontes, a associação espacial do diapiro de Sesimbra ao acidente profundo NNW-SSE ao longo do qual se intruíram os maciços ígneos alcalinos tardi-Cretácicos e a existência de filões alcalinos em Sesimbra e na região de Foz da Fonte/Cabo Espichel, sugerem ser esta a idade mais provável para a fase principal do diapirismo salino em Sesimbra, com o magmatismo a funcionar como mecanismo despoletador da movimentação salífera. No entanto, não é de excluir a possibilidade de movimentações múltiplas neste diapiro: no final do Cretácico, entre o Oligocénico e o Miocénico e durante a inversão Miocénica. A formação da estrutura da Cova da Mijona deve ser da mesma idade do diapiro de Sesimbra.

De idade diferente e fora da área da cadeia da Arrábida fica o diapiro de Pinhal Novo que, no entanto, justifica uma referência pois a sua localização actual é certamente consequência da actividade tectónica na cadeia da Arrábida.

O diapiro de Pinhal Novo, com a forma de um rolo de sal, foi identificado em sondagens profundas e nos perfis de sísmica que atravessam a falha de Setúbal-Pinhal Novo. O sal (complexo margo-evaporítico do Hetangiano) está instalado no bloco a leste da falha (*footwall*), ou seja, no compartimento que foi o bordo Mesozóico da bacia, constituindo um rolo com cerca de 1,2 km de diâmetro e cerca de 5 a 10 km de comprimento, localizado entre o Miocénico e o soco, como se pode verificar no registo da sondagem PN-1 (ROCHA *et al.*, 1996) (Fig. 27). Muito provavelmente o sal ascendeu ao longo da falha Setúbal-Pinhal Novo (constituindo um *salt wall*) no Miocénico superior ou mais recentemente e intruíu-se na descontinuidade soco/Miocénico (formando um *salt sill*).

Tendo em consideração que a estrutura de S. Luís poderá ser devida à acção do indentador de Lisboa durante a inversão miocénica (Fig. 27), os constrangimentos geométricos iniciais dos blocos indentador *versus* indentado sugerem o escape lateral (para fora da secção de encurtamento máximo) de grande quantidade de material da camada evaporítica que, no sector leste, terá migrado para norte ao longo do "corredor" definido pela falha Setúbal-Pinhal Novo. Assim se terá desencadeado o processo que originou o Diapiro de Pinhal Novo.

4.5. Inversão tectónica Cenozóica

Desde a fracturação e separação da Pangea, a Península Ibérica esteve submetida a dois eventos compressivos principais: o Pirenaico e o Bético, de idades, respectivamente, fini-Cretácico-Paleogénico e Miocénico.

Embora a Bacia Lusitaniana possa ter registado os efeitos de ambos os episódios (MOUGENOT, 1980-81) as estruturas compressivas Miocénicas são muito mais importantes que as fini-Cretácicas, possivelmente ampliadas ou obliteradas pelas do Miocénico.

Entre o Cenomaniano superior e o Miocénico ocorreu um longo período (aproximadamente 50 M.a.) de levantamento (*uplift*) da Bacia Lusitaniana. As causas deste levantamento não estão ainda completamente esclarecidas mas estão provavelmente associadas:

- i)** à rotação sinistrógira da Península Ibérica;
- ii)** ao magmatismo alcalino do Cretácico superior da Província Ibérica;
- iii)** ao episódio compressivo Pirenaico.

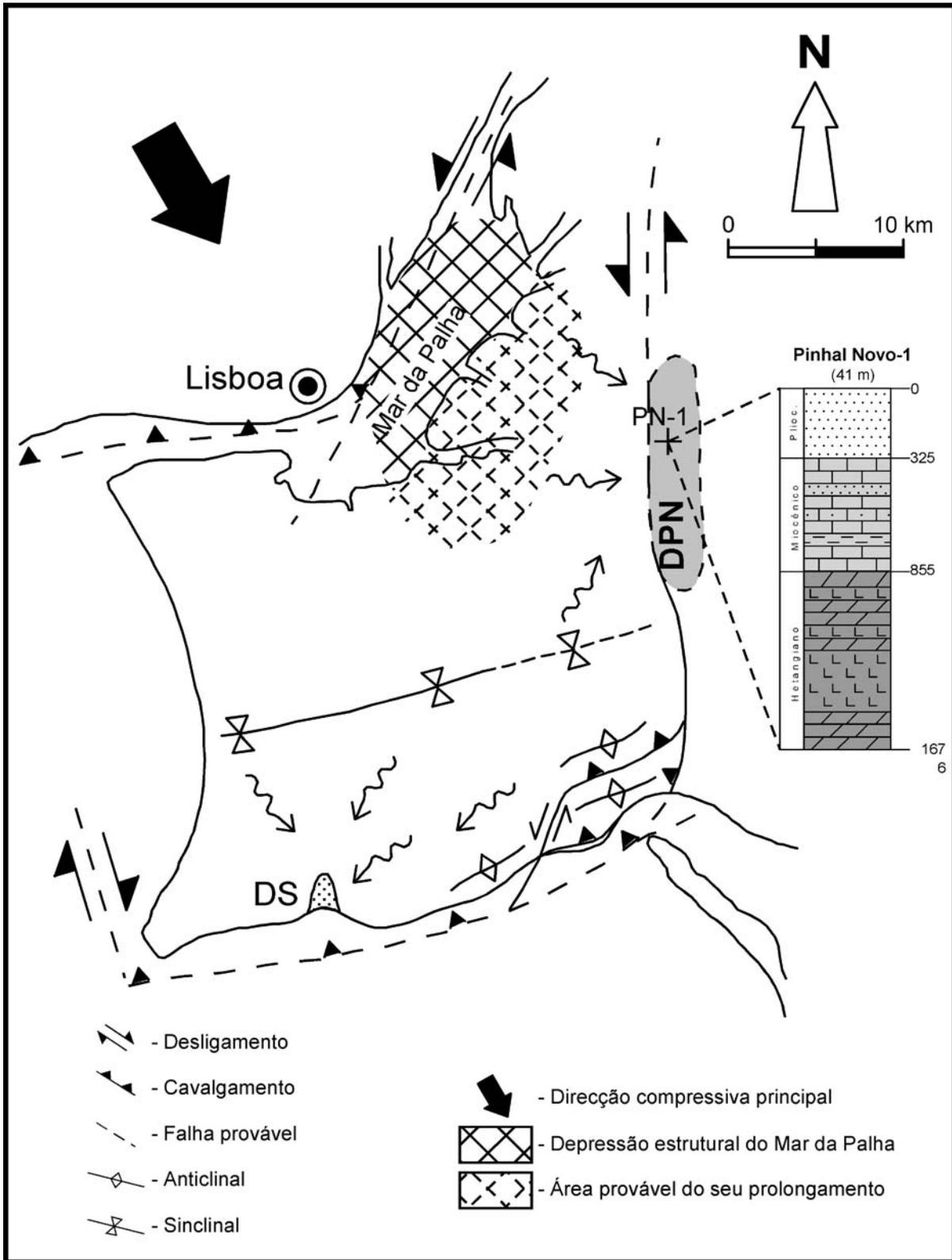


Fig. 27 - Esquema geral do indentador tectónico de Lisboa. O bloco da região de Lisboa, limitado por falhas a oriente e a sul, adquire uma forma que, quando solicitado pela compressão miocénica (NW-SE), actua como um indentador do sector leste da Cadeia da Arrábida. DPN- Diapiro de Pinhal Novo (não aflorante); PN-1 - Localização da sondagem Pinhal Novo 1 e respectivo log onde se observa a ocorrência de unidades marinhas do Miocénico directamente sobrepostas ao complexo margo evaporítico do Hetangiano; DS- Diapiro de Sesimbra. As setas onduladas indicam provável sentido de migração de evaporitos (RIBEIRO *et al.*, 1996, modificado).

A inversão tectónica Miocénica permitiu a formação de indentadores no interior da Bacia Lusitaniana. A geometria destes é resultante da intersecção de falhas com orientação E-W e NNE-SSW, isto é, falhas da bacia Mesozóica, e a sua actividade resultou da combinação desta geometria com a orientação NW-SE do vector compressivo principal do Miocénico (Fig. 27). A propagação do cavalgamento de S. Luís, no sector leste da cadeia da Arrábida, pode interpretar-se como consequente à acção do indentador de Lisboa, formado pela intersecção das falhas do Gargalo do Tejo (E-W) e do Vale Inferior do Tejo (NNE-SSW). Neste contexto estrutural, a área morfológicamente deprimida do Mar da Palha (Barreiro e regiões limítrofes) poderia eventualmente estar condicionada tectonicamente, como uma flexura a muro dos cavalgamentos prováveis assinalados na fig. 27.

Na região da cadeia da Arrábida, a relação entre a sedimentação durante o Miocénico e a paleomorfologia resultante da estruturação tectónica da cadeia foi discutida pela primeira vez por P. CHOFFAT (1908). A discordância angular intra Burdigaliano observada na região do Portinho da Arrábida, põe em evidência a sedimentação de unidades clásticas marinhas litorais encostadas a uma arriba recentemente formada localizada imediatamente a norte do litoral actual, associada ao relevo correspondente ao anticlinal do Formosinho. A norte deste, entre a região que mais tarde originaria a Serra de S. Luis e a região de Lisboa, a sedimentação miocénica contemporânea do Burdigaliano superior do Portinho da Arrábida era marinha carbonatada e em continuidade geométrica com as unidades mais antigas (CHOFFAT, 1908; PAIS *et al.*, 1991; ANTUNES *et al.*, 1995).

5. CONCLUSÕES

Foram as seguintes as principais conclusões que se retiraram deste trabalho:

- i) A existência de 2 sistemas de falhas normais durante as fases distensivas Mesozóicas orientadas aproximadamente N-S e E-W. As primeiras, mais importantes, foram reactivadas como rampas laterais durante a inversão tectónica do Miocénico; as segundas, provavelmente rampas laterais extensionais durante o Mesozóico, foram, na inversão miocénica, reactivadas como cavalgamentos.
- ii) A estruturação herdada das fases distensivas promoveu uma importante compartimentalização da região, a qual influenciou significativamente quer a localização dos principais acidentes tectonicamente activos durante a deformação compressiva, quer o estilo da inversão. No sector leste da cadeia da Arrábida, a proximidade dos bordos es-

truturais oriental e meridional da bacia Lusitaniana, funcionando como contrafortes durante a compressão miocénica, orientada obliquamente a ambos os bordos, influenciou também a maior deformação exibida neste sector.

- iii) Verificou-se que os movimentos do soco durante a inversão foram relativamente importantes, ou seja, o estilo da inversão nesta região, é o resultado da combinação de deformação *thick skinned* e deformação pelicular (*thin skinned*), como sugere COWARD (1996) reinterpretando estruturas de inversão noutras bacias.
- iv) A análise das estruturas do Mapa Tectónico em conjunto com dados geofísicos (SILVA, 1992) contribuiu para a determinação da profundidade do nível de descolamento sob a cadeia, no complexo margo evaporítico do Hetangiano (≈ 3.5 km a norte da Serra de S. Luis, e 2.2 km a sul da Serra da Arrábida).
- v) Estimou-se o encurtamento paralelamente à direcção compressiva horizontal máxima, $e=35\%$ (seg. RAMSAY, 1967), no segmento deformado, de aproximadamente 10km, entre Quinta do Anjo, a norte (*loose line*) e Albarquel, a sul (*pin point*), no sector leste da cadeia da Arrábida, atravessando as estruturas da Serra de S. Luís e do Viso. Se considerarmos o compartimento da Bacia Lusitaniana limitado a sul pela cadeia da Arrábida e a norte pela estrutura de Sintra, assumindo que a deformação produzida pela inversão miocénica está praticamente concentrada na Cadeia da Arrábida, o encurtamento estimado para o interior deste compartimento é $e=6\%$, valor idêntico ao estimado para o compartimento limitado pelas falhas do Arrife e da Nazaré (RIBEIRO *et al.*, 1996).
- vi) Concluiu-se que o cavalgamento da Serra de S. Luís reactivou uma falha normal do Jurássico superior.
- vii) No sector oriental da Cadeia da Arrábida, a existência de constricção fica demonstrada por: i) desenvolvimento de 3 cavalgamentos imbricados em sequência retrogradante, ii) rotação do anticlinal do Viso, iii) presença de estruturas de escape vertical de que é exemplo a dobra quase em bainha do anticlinal do Viso (Figs. 14 e 17). Neste sector, estudos preliminares para análise da deformação finita vieram confirmar estas conclusões (P. RIBEIRO, *et al.*, 1996; A. RIBEIRO, *et al.*, 1996):
 - a) Na Cadeia da Arrábida os fabrics de deformação finita estão todos claramente relacionados com a inversão tectónica (Fig. 28 e Tabelas I e II); de facto, a inversão foi tão

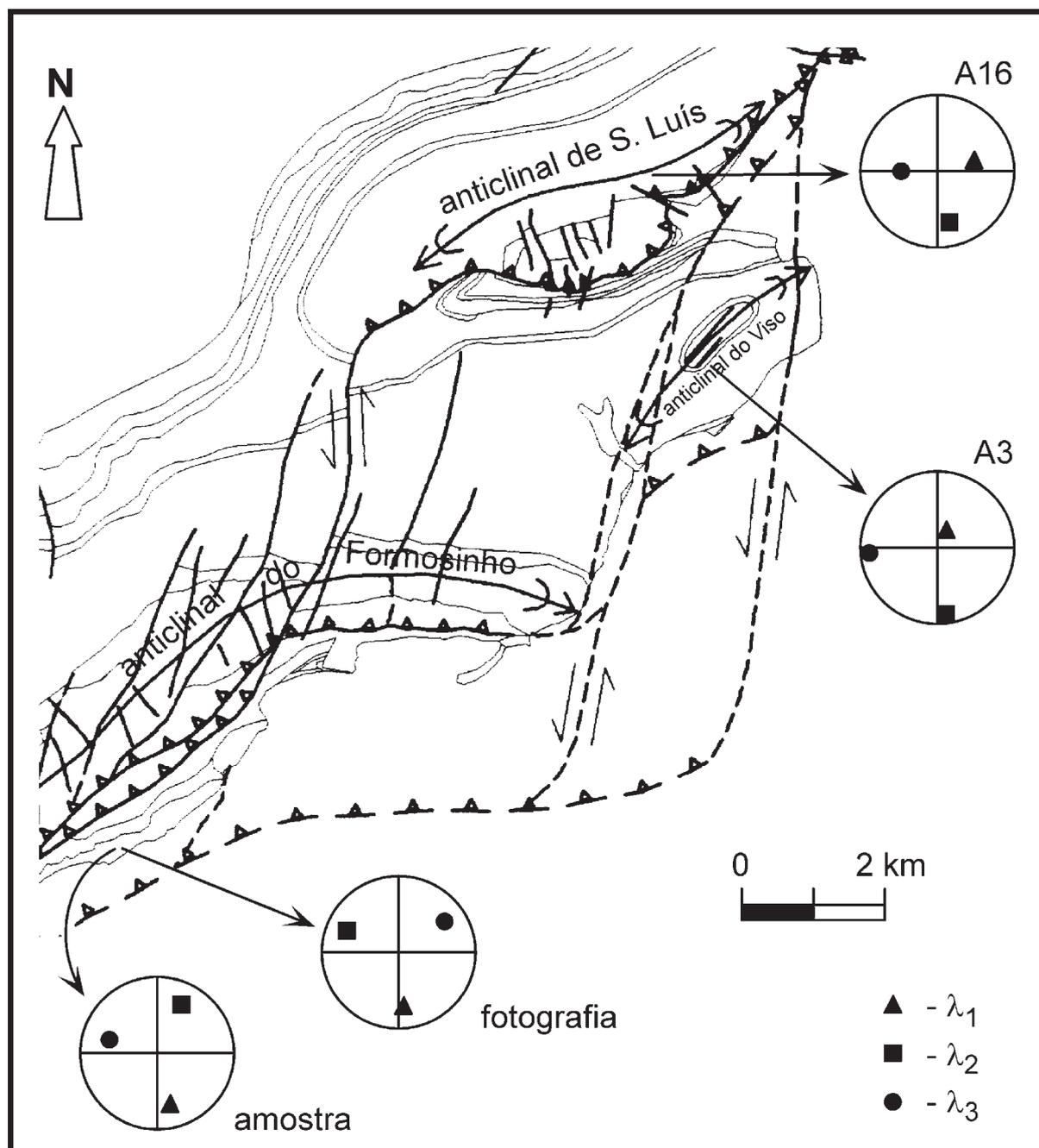


Fig. 28 - Localização e orientação dos eixos dos elipsóides de deformação finita determinados no sector E da Cadeia da Arrábida a partir de 4 amostras (RIBEIRO *et al.*, 1996).

importante que tornou praticamente impossível a detecção de fabrics anteriores, diagenéticos e de distensão;

- b) O aumento da convergência no sector oriental da cadeia da Arrábida, devido à proximidade da falha do bordo estrutural (Mesozóico) da Bacia Lusitaniana (falha de Setúbal-Pinhal Novo) é responsável pela geração dos fabrics constritivos;

Tabela I e Tabela II - Tabelas com as orientações e características dos elipsóides determinados no sector E da Cadeia da Arrábida (RIBEIRO *et al.*, 1996).

TABELA I
 Orientação dos elipsóides de deformação

AMOSTRA	ORIENTAÇÃO		
	λ_1	λ_2	λ_3
A3	7° → S2°E	4° → S88°W	74° → N14°E
A16	18° → S25E	44° → S86°W	45° → N76°E
BA1	31° → N31°E	40° → W	34° → S34°E
BA2	30° → N53°E	32° → N60°W	40° → S6°E
BA3	33° → N33°E	30° → N80°W	41° → S21°E
Bagg	36° → N67°W	30° → N48°E	30° → S14°E
BAGm	30° → N46°W	34° → N67°E	41° → S13°W

TABELA II
 Características dos elipsóides de deformação

AMOSTRA	Rs	K	D	λ_1	λ_2	λ_3
A3	1,55:1:0,8	1,93	0,25	1,44	0,93	0,74
A16	1,28:1:0,72	0,75	0,21	1,32	1,03	0,74
BA1	1,56:1:0,89	3,75	0,23	1,4	0,9	0,8
BA2	1,4:1:0,9	3,19	0,18	1,3	0,93	0,83
BA3	1,3:1:0,8	1,18	0,17	1,28	0,99	0,79
Bagg	1,2:1:0,8	0,82	0,14	1,22	1,01	0,81
BAGm	1,09:1:0,73	0,27	0,17	1,2	1,2	0,7

c) verifica-se um aumento de deformação, descontínuo, controlado pela compartimentalização da cadeia, de N para S e de W para E. Os elipsóides de deformação variam de planos para constitutivos também de N para S e de W para E.

A geometria elegante e simples da cadeia da Arrábida deve-se à existência de apenas um nível de descolamento ou, pelo menos, de um nível principal de descolamento - o complexo

margo evaporítico do Hetangiano - estratigraficamente localizado muito próximo da interface soco/cobertura. A tectónica pelicular observada é apenas responsável pela translação da cobertura e dobramentos gerados durante a propagação dos cavalgamentos, não influenciando na compartimentalização estrutural da cadeia. Por outro lado, a cinemática de desligamento esquerdo ao longo das falhas NNE-SSW a N-S resulta das condições de fronteira do bloco da Arrábida e do indentador tectónico de Lisboa (Fig. 27), associado a uma direcção de compressão principal com direcção aproximadamente NW-SE.

As estruturas do sector leste da cadeia foram acentuadas pela actividade do indentador tectónico de Lisboa, que contribuiu para a remobilização da camada evaporítica hetangiana, localizada no limite soco/cobertura da Bacia Lusitaniana; esta remobilização promoveu o escape de material da camada evaporítica obliquamente à direcção de máximo encurtamento da cadeia, alimentando o diapiro de Pinhal Novo, localizado a N de Setúbal, na falha Setúbal-Pinhal Novo (RIBEIRO *et al.*, 1996).

A comparação da geometria das estruturas de deformação localizadas a tecto e a muro das rampas frontais salienta forte contraste entre elas. Os sinclinais a muro, com flancos inversos bem marcados estão bem desenvolvidos enquanto os equivalentes anticlinais a tecto das rampas cavalgantes são dobras muito amplas, com flancos inversos ausentes ou mal desenvolvidos. Estas características indicam que estas estruturas compressivas são dobras produzidas em consequência da movimentação cavalgante nas rampas frontais (*fault propagation folds*), contrariamente ao modelo clássico segundo o qual as primeiras estruturas a formarem-se são as dobras, as quais serão posteriormente recortadas pelo desenvolvimento de falhas inversas nos seus flancos curtos (SUPPE, 1985).

A maior deformação constritiva observada no Viso, comparada com a deformação do anticlinal da Serra de S. Luís é uma boa evidência estrutural para a retro-migração das rampas frontais que definem a estrutura imbricada deste sector da cadeia da Arrábida, como tinha sido proposto por A. RIBEIRO *et al.* (1990) com base nas evidências estratigráficas.

Esta retro-migração das rampas cavalgantes foi muito provavelmente induzida pela existência, a sul da cadeia, de um bloco constituído por um *horst* de soco orientado E-W/ENE-WSW, que terá actuado como barreira de resistência à sequência sedimentar da cobertura durante a compressão (Figs. 29 e 30). A presença deste *horst* de soco é corroborada por sondagem profunda (Golfinho-1) que atingiu o soco 1700m abaixo do nível do mar, a sul da cadeia da Arrábida, enquanto na estrutura da Serra de S. Luís o soco está a cerca de 3 km de profundidade.

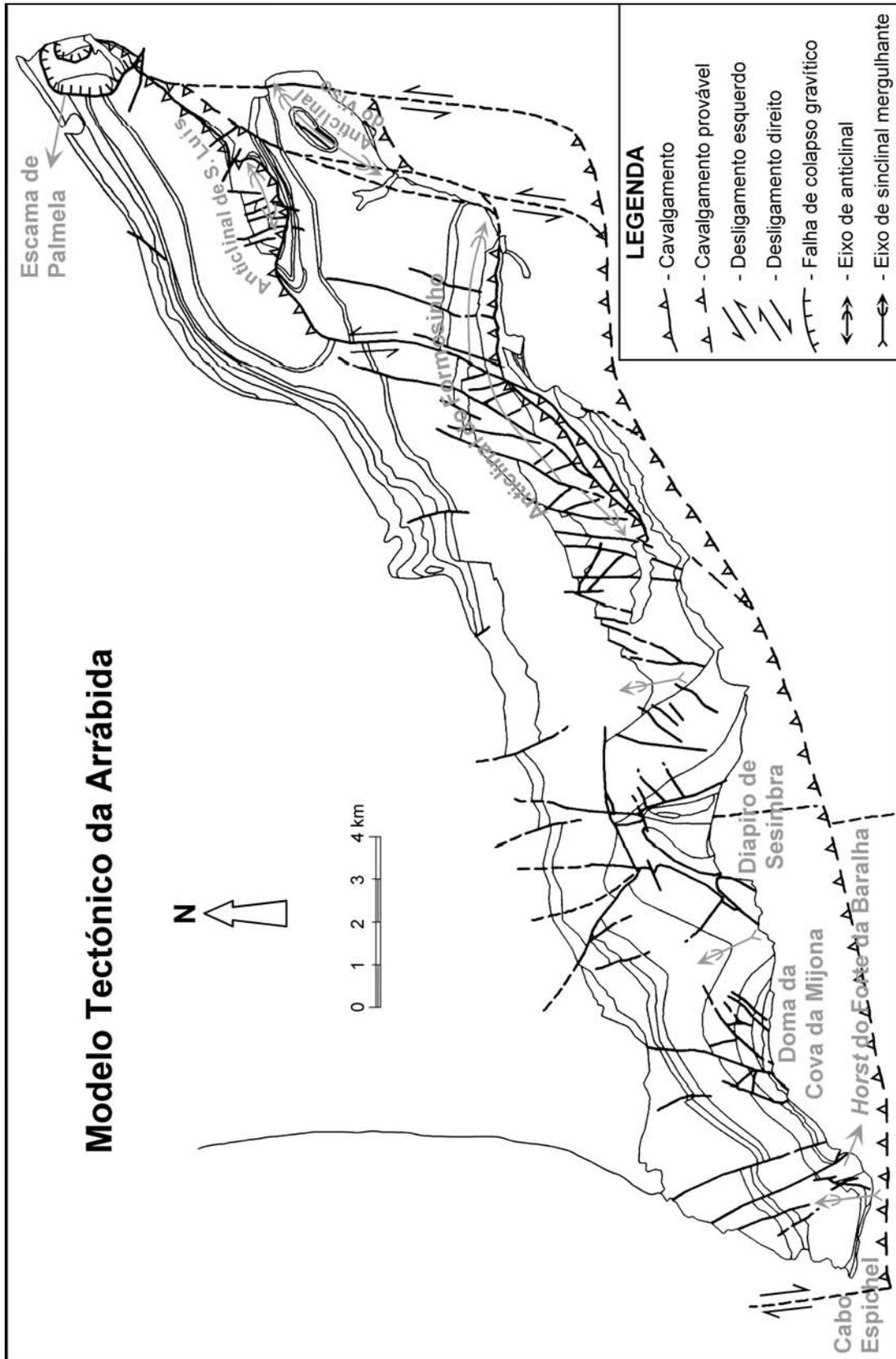


Fig. 29 - Modelo tectónico da cadeia da Arrábida integrando todas as estruturas identificadas e respectiva cinemática.

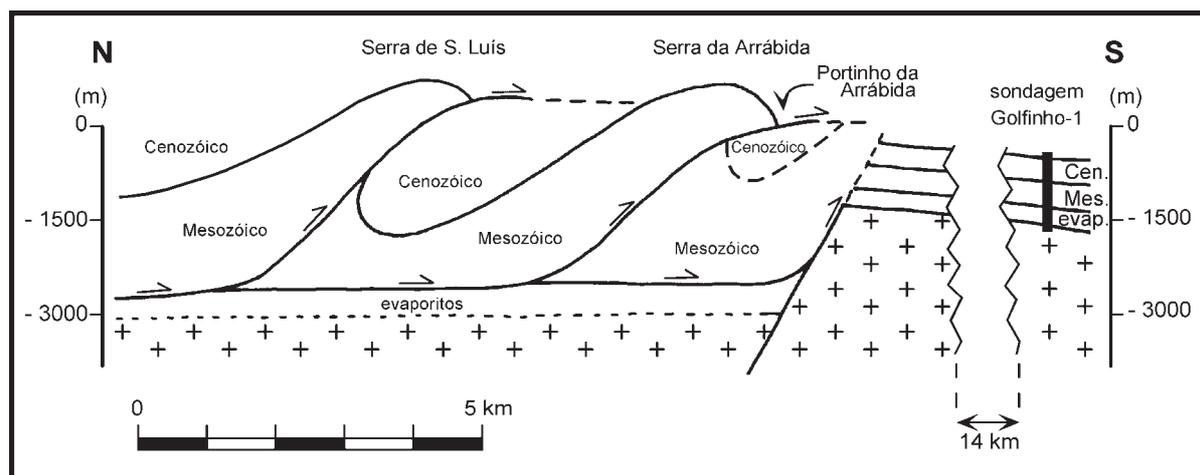


Fig. 30 - Modelo tectónico simplificado da cadeia, segundo um perfil aproximadamente N-S, passando no anticlinal de S. Luís.

AGRADECIMENTOS

O trabalho de campo envolvido neste estudo foi realizado com o apoio e no âmbito dos projectos "PLATEC-Modelos de Tectónica de Placas para Portugal" (JNICT, contrato PRAXIS/2/2.1/MAR/08/94) e "MILUPOBAS - Multidisciplinary investigations leading to advanced knowledge of the Lusitanian and Porto basins of Portugal and their hydrocarbon potential" (EC contract n.º JOU2-CT94-0348).

Gostaríamos de expressar o nosso agradecimento aos colegas A. Ribeiro, R. Rocha, S. Phipps, J. Brandão Silva, F. O. Marques e R. Dias pelas estimulantes discussões no terreno e pelas críticas e sugestões feitas ao trabalho, que muito o beneficiaram. Queremos destacar as frutuosas discussões sobre a correlação de dados geofísicos e geológicos na Cadeia da Arrábida tidas com J. M. Miranda e E. Silva, a quem agradecemos também a amável cedência de dois modelos gravimétricos que efectuou no âmbito do seu Estágio Profissionalizante. A G. Brito, M. J. Pereira e J. A. Almeida, do IC GEO, agradecemos o rigor e empenho com que produziram a versão digitalizada do Mapa Tectónico da Arrábida.

BIBLIOGRAFIA

- ANTUNES, M.T., ELDERFIELD, H., LEGOINHA, P. & PAIS, J. (1995) - Datações isotópicas com Sr do Miocénico do flanco sul da Serra da Arrábida. *Comun. Inst. Geol. e Min.*, **81**: 73-78.
- BOILLOT, G., MOUGENOT, D., *et al.* (1978) - Carta geológica da plataforma continental de Portugal, escala 1/1.000.000. *Publ. Serv. Geol. Port. & Inst Hidro. Port.*
- CABRAL, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Serv. Geol. Port.*, **31**, 265 p.
- CHOFFAT, P. (1908) - Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida. *Mem. Serv. Geol. Port.*:89 p.
- COWARD, M. (1996) - Balancing sections through inverted basins. *In: Buchanan, P.G. & Nieuwland, D.A.(eds.), Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling, Geol. Soc. Sp.Publ.*, **99** : 51-77.
- CRISPIM, J. A. & RIBEIRO, A. (1986) - Tectónica extensional no bordo leste do Fosso Lusitano (área de Ansião). *Maleo*, **2** (13) : 17 (abstract).
- GUERY, F., MONTENAT, C. & VACHARD, D. (1986) - Évolution tectono-sédimentaire du bassin Portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estrémadure). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10** : 83-94.

- JENYON, M. K. (1986) - Some consequences of faulting in the presence of a salt interval. *Jour. Petr. Geol.*, **9** : 29-52
- KULLBERG, J. C. R. (2000) - Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana. Tese de Doutoramento, *Univ. Nova Lisboa*, 290p.
- KULLBERG, J.C. & ROCHA, R.B. (1991) - Evidências tectónicas da existência de uma estrutura diapírica entre o Cabo Espichel e Sesimbra. *III Congresso Nac. Geol. Coimbra*, 116 (abstract).
- KULLBERG, J.C., MONTEIRO, C. & ROCHA, R.B. (1995) - Evolução diapírica: Modelo Cinemático baseado no estudo do doma da Cova da Mijona. *IV Cong. Nac. Geol., Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol Univ. Porto*, **Mem. 4**: 259-261.
- KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C., RIBEIRO, A. & PHIPPS, S. (1995) - Geodynamics of the eastern sector of the Arrábida chain. *IV Cong. Nac. Geol., Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol Univ. Porto*, **Mem. 4**: 263-267.
- LEINFELDER, R. R. (1983) - New mapping results on sheet Setúbal (Sesimbra to Portinho da Arrábida, Serra da Arrábida, Portugal). *Comun. Ser. Geol. Port.*, **69(2)** : 295-324
- MANNUPELLA G.(1994) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, folha 38-B (Setúbal), 2ª ed., *Inst. Geol. Min.*
- MARSHAK, S. & WOODWARD, N., (1988) - Introduction to cross-section balancing. *In: Marshak & Mitra (eds.), Basic methods of Structural Geology.*
- MARTINS, L. (1991) - Actividade ígnea Mesozóica em Portugal (Contribuição petrológica e geoquímica). Tese de Doutoramento, *Univ. Lisboa*, 418 p.
- MAUFFRET, A., D. MOUGENOT, P. R. MILES & J. A. MALOD (1989) - Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading centre in the Tagus Abyssal Plain (West of Portugal) : results of a multichannel seismic survey. *Can. Jour. Earth Sci.*, **26**: 1101-1123.
- MONTENAT, C., GUÉRY, F., JAMET, M. & BERTHOU, P-Y (1988) - Mesozoic evolution of the Lusitanian basin : comparison with the adjacent margin. *In: Boillot, G. & Winterer, E.L. et al. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **103**: 757-775.
- MOUGENOT, D. (1980-81) - Une phase de compression au Crétacé terminal à l'Ouest du Portugal: quelques arguments. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **XXII** : 233-239.
- MOUGENOT, D. (1989) - Geologia da Margem Portuguesa, *Inst. Hidrol. Port.*
- PAIS, J., P. LEGOINHA & J.C. KULLBERG (1991) - Novos elementos acerca do Neogénico do Portinho da Arrábida (Serra da Arrábida), *III Cong. Nac. Geol. Coimbra*, p. 122.
- RAMSAY, J. G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. *McGraw-Hill*, 568 p.
- RIBEIRO, A. & RAMALHO, M. (1986) - Estratigrafia e Tectónica da Cadeia da Arrábida. *II Congr. Nac. Geol. Lisboa*, Guia da excursão B2/B3.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R., SOARES, A., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. (1979) - Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Port.*, 114 p.

- RIBEIRO, A., KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C., MANUPPELA, G. & PHIPPS, S., (1990) - A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, **184** : 357-366.
- RIBEIRO, A., SILVA, J.B., CABRAL, J., TERRINHA, P., KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C. & PHIPPS, S. (1996) - Tectonics of the Lusitanian Basin. MILUPOBAS (EC contract JOU2-CT94-0348), Final Report (*inédito*).
- RIBEIRO, P., DIAS, R., MARQUES, F.O. & KULLBERG, M.C., (1996) - Estudos de deformação finita na cadeia da Arrábida: primeiros resultados obtidos em amostras de "brecha da Arrábida" colhidas a S do Anticlinal do Formosinho. In: 2.^a Conf. Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, GGET: 24-27 (resumo alargado).
- ROCHA, R.B.(coord.) *et al.* (1996) - The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. MILUPOBAS (EC contract JOU2-CT94-0348), Final Report (*inédito*).
- SANNEMAN, D. (1983) - Migration of salt induced structures. In: A.W. Bally (ed.), Seismic expression of structural styles, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **2** : 2.3.2-1/2.
- SEIFERT, H. (1963) - Beitrage zur geologie der Serra da Arrábida in Portugal. *Geol. Jahrb.*, **81** : 277-344.
- SENI, S. J. & JACKSON, M. P. A (1983) - Evolution of salt structures, East texas diapir province. *AAPG Bull.*, **67**, pt.1:1219-1244; pt.2: 1245-1274.
- SILVA, E. C. L. A. (1992) - Correlação Tectónica-Geofísica na Orla Mesocenozóica Ocidental. Relatório de Estágio Profissionalizante. *Dep. Física Fac. Ciências Univ. Lisboa*, 105p.
- SOARES, A.F., ROCHA, R.B., ELMI, S., HENRIQUES, M.H., MOUTERDE, R. ALMERAS, Y, RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, M.C. & KULLBERG, J.C. (1993) - Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C.R. Acad. Sci. Paris*, **317**, s.II : 1659-1666.
- SRIVASTAVA, S.P., H. SCHOUTEN, W.R. ROEST, K.D. KLITGORD, L.C. KOVACS, J. VERHOEF & R. MACNAB (1990) - Iberian Plate Kinematics: A Jumping Plate Boundary Between Eurasia and Africa, *Nature*, **344** (6268) : 756-759.
- SUPPE, J. (1985) - Principles of Structural Geology. *Prentice-Hall*, 537 p.
- WILSON, R. C. L. (1986) - Mesozoic development of the Lusitanian Basin. *Ciênc. Terra, Univ. Nova Lisboa*, **5** : 53-84.
- WILSON, R.C.L., R.N. HISCOTT, M.G. WILLIS & F.M. GRADSTEIN (1989) - The Lusitanian Basin of West-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history, In: A. J. Tankard & H. R. Balkwill (eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, *A.A.P.G. Mem.*, **46**: 341-361.
- ZBYZWESKI, G.(1964) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, folha 38-B (Setúbal), 1^a edição, *Serviços Geológicos de Portugal*, e Notícia Explicativa.