

A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Central)

ANTÓNIO J. D. SEQUEIRA*, P. PROENÇA CUNHA** & M. BERNARDO DE SOUSA***†

Palavras-chave: Geomorfologia; Tectónica de fractura; Cenozóico; Bacia do Mondego; Portugal Central; Cordilheira Central Portuguesa.

Resumo: Apresenta-se uma caracterização das principais deformações e estruturas tectónicas activas desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo. Foi a partir deste momento (há cerca de 10 Ma) que se deu uma enorme alteração do contexto morfotectónico regional, com um importante rejogo em intenso regime compressivo (compatível com uma direcção de tensão compressiva máxima, próxima de NNW-SSE), essencialmente de falhas NE-SW e NNE-SSW, que teve um papel fundamental na génese da topografia contemporânea. A deformação compressiva reactivou falhas subverticais, cavalgamentos e falhas inversas NE-SW e tardi-hercínicas, muitas delas já anteriormente remobilizadas em eventos meso-cenozóicos. As manifestações mais importantes da tectónica compressiva pós-Tortoniano inferior são expressas pelas falhas de Verin-Penacova, Lousã-Seia e São Pedro Dias-Segade. A falha de Verin-Penacova é um desligamento esquerdo com cerca de 800 m de movimentação vertical, a partir de meados do Tortoniano. O cavalgamento de Lousã-Seia tem direcção geral NE-SW e originou 1400 m de rejeito vertical, desde meados do Tortoniano até à actualidade; é uma falha que mergulha 30° para sudeste, associada a desligamentos N 3-20° E, que correspondem genericamente a rampas laterais e a falhas de transferência dos cavalgamentos. A falha de São Pedro Dias-Segade é um cavalgamento com fraco pendor para sudeste. Esta região é muito importante para o estabelecimento da cronologia da tectónica episogénica, porque possui uma espessa sucessão cretácica a quaternária que permite estabelecer relações geométricas e caracterizar os sucessivos episódios de movimentação tectónica.

Key-words: Geomorphology; Brittle tectonics; Cenozoic; Mondego Basin; Central Portugal; Portuguese Central Range.

Title: Compressive reactivation of faults in the Espinhal-Coja-Caramulo region (central western Portugal) since the middle Tortonian.

Abstract: A characterization of the main active tectonic structures in the Espinhal-Coja-Caramulo region since the middle Tortonian is presented and their relations with the sedimentary record are discussed. The most important manifestations of the Neogene compressive tectonics in this region are the Verin-Penacova, Lousã-Seia and São Pedro Dias-Segade faults. The Verin-Penacova fault, which is an indent-linked strike-slip fault, is interpreted as a reactivated deep late hercynian fracture; the fault had a left-lateral movement and near 800 m of Neogene vertical displacement. The Lousã-Seia fault (striking NE-SW) is a reverse south-verging fault coupled with minor N 3-20° E faults, which were reactivated as left lateral shear faults corresponding to lateral ramps and overthrust transfer zones. São Pedro Dias-Segade fault is an important overthrust. This region is important for establishing an evolutionary table of the Neogene tectonics because it has a very complete Cretaceous to Quaternary succession, allowing the establishment of geometrical and lithostratigraphic relationships. Several episodes of tectonic movement are recorded in the post-lower Tortonian sedimentary succession mainly controlled by the compressive reactivation of the Verin-Penacova and Lousã-Seia major faults. The tectonic structures are in agreement with a NNW-SSE crustal shortening.

INTRODUÇÃO

É objectivo principal deste trabalho esclarecer como as principais falhas da região de Espinhal-Coja-Caramulo – que inclui o bordo NW da Cordilheira Central Portuguesa (serras da Lousã e Açor) – actuaram durante a intensa etapa compressiva iniciada em meados do Tortoniano, controlando a sedimentação aluvial ao longo das várias escarpas activas. Este trabalho corresponde a um maior desenvolvimento da comunicação científica, apresentada na XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular (SEQUEIRA *et al.*, 1997), e segue-se a vários trabalhos de cartografia geológica detalhada no centro de Portugal (SEQUEIRA & SOUSA, 1991; CUNHA, 1992a, 1996; SEQUEIRA, 1993; SEQUEIRA & CUNHA, 1996);

P. Cunha também forneceu cartografia do Cretácico e Cenozóico de Portugal Central (a oriente de Coimbra) que se apresenta na Carta Geológica de Portugal, na escala 1/500 000, de 1992.

A primeira referência ao soergimento tectónico terciário da extremidade sudoeste da Serra da Lousã surge com o trabalho de MORAIS (1950). Um grande

* Instituto Geológico e Mineiro; Bairro de S. José, 10, R/C, 3030 Coimbra.

** Centro de Geociências da Univ. de Coimbra; Departamento de Ciências da Terra da Fac. de Ciências e Tecn. da Univ. de Coimbra; Largo Marquês de Pombal, Apartado 3014, 3049 Coimbra Codex, Portugal; p Cunha@cygnus.ci.uc.pt.

† Falecido a 29 de Junho de 1997.

desenvolvimento no conhecimento do registo sedimentar, na descrição do relevo e na interpretação da evolução regional foi feito por DAVEAU *et coll.* (1985-86). O estudo estratigráfico detalhado e a sedimentologia do registo cretácico e terciário desta região foram posteriormente efectuados por CUNHA (1992a). Diferenciaram-se várias etapas de soerguimento tectónico, materializadas por várias sequências limitadas por discontinuidades sedimentares regionais (unidades alostratigráficas), definidas por CUNHA (1992a, b). Desde 1991 que a cartografia detalhada do soco hercínico da área a sul de Penacova tem sido executada por A. Sequeira.

A informação de natureza essencialmente tectónica, analisada no presente trabalho, resulta de estudo geológico detalhado de campo, em particular da área a sul de Penacova e da área de Mortágua-Barreiro de Besteiros, bem como de publicações de outros investigadores, das quais se destacam CARVALHO (1962), FERREIRA (1978), GODINHO (1980), DAVEAU *et coll.* (1985-86) e MEDINA (1996), para a área a norte de Penacova. Esta região é muito vantajosa para esclarecer as relações entre os vários sistemas de falhas activas durante a definição do relevo actual, pois apresenta um completo enchimento sedimentar do Cretácico ao Quaternário que permite o estabelecimento das relações geométricas e litostratigráficas, detalhando a cronologia dos diferentes episódios tectónicos e a sua caracterização.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O sector do Maciço Hespérico incluído na região estudada corresponde à extremidade ocidental da Zona Centro-Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1974), estendendo-se até ao limite com a Zona de Ossa-Morena. Nos parágrafos seguintes descrevem-se resumidamente as principais unidades geológicas (Figs. 1, 2 e 3).

O SOCO ANTEMESOZÓICO

As rochas metassedimentares

A unidade da região estudada pertencente à Zona de Ossa-Morena é o Complexo Cristalofílico (DELGADO, 1905) do Precâmbrico superior (Figs. 1 e 2). A flora a ocidente da falha de Porto-Coimbra-Tomar, segundo uma faixa meridiana com cerca de 2,5 km de largura. Junto a Coimbra, é geralmente constituído por xistos luzentes e xistos argilosos, com raras intercalações de bancadas de metagrauwaques, mostrando deformação intensa.

Na Zona Centro-Ibérica, o soco é formado essencialmente pelo Grupo das Beiras, de idade provável pré-câmbrica final (SOUSA & SEQUEIRA, 1993), pertencente ao Supergrupo Dúrico-Beirão ou "Complexo Xisto-Grauwaquico" (CXG), representando o Precâmbrico superior a Câmbrico inferior. O Grupo das Beiras é constituído sobretudo por xistos argilosos e metagrauwaques, formando uma sucessão "flyschóide" muito espessa. Embora esteja geralmente afectado por um metamorfismo regional, que não ultrapassa a zona da clorite da fácies dos xistos verdes, na bordadura das massas granitóides está metamorfizado para xistos mosqueados e corneanas. Apresenta extensas áreas metamorfizadas por contacto, principalmente desenvolvidas na Serra da Lousã (Fig. 2), aqui induzidas por granitóides ante-hercínicos ou, eventualmente, também hercínicos; na área de Mortágua-Caramulo, granitos hercínicos provocaram auréolas de contacto mais estreitas. O Grupo das Beiras encontra-se intensamente dobrado, predominando dobras com planos NW-SE a E-W.

O Ordovícico assenta em discordância angular sobre o Grupo das Beiras, apresentando várias litologias que afloram em faixas alongadas NW-SE, correspondendo a sinclinais variscos muito fracturados (sinclinais paleozóicos de Buçaco-Penedos de Góis e de S. Paio-Arganil). Rochas do Silúrico conservam-se ainda no sinclinal do Buçaco e são predominantemente xistentas. Também no Buçaco existem conglomerados, arenitos e lutitos atribuíveis ao Estefaniano superior (WAGNER & SOUSA, 1983).

As rochas magmáticas

Os granitóides da Zona Centro-Ibérica distinguem-se, tradicionalmente, em ante-hercínicos e hercínicos. Os ante-hercínicos, aflorantes em pequenos corpos, na região estudada, são os de Vila Nova e de Central que se situam na Serra da Lousã. Para norte do cavalgamento de Lousã-Seia, existem extensos afloramentos de granitóides hercínicos. As rochas filonianas são muito numerosas e variadas, compreendendo filões de quartzo e de rochas básicas e ácidas.

A COBERTURA SEDIMENTAR

Exceptuando o Mesozóico da Orla Ocidental Portuguesa, os sedimentos pós-hercínicos mais antigos, assentes sobre o Maciço Hespérico, são de idade cretácica e terciária nas áreas da Lousã e Mortágua, sendo exclusivamente cenozóicos nas restantes regiões. Em Portugal Central, o Maciço encontra-se geralmente sem depósitos superficiais, só se apresentando com cobertura sedi-

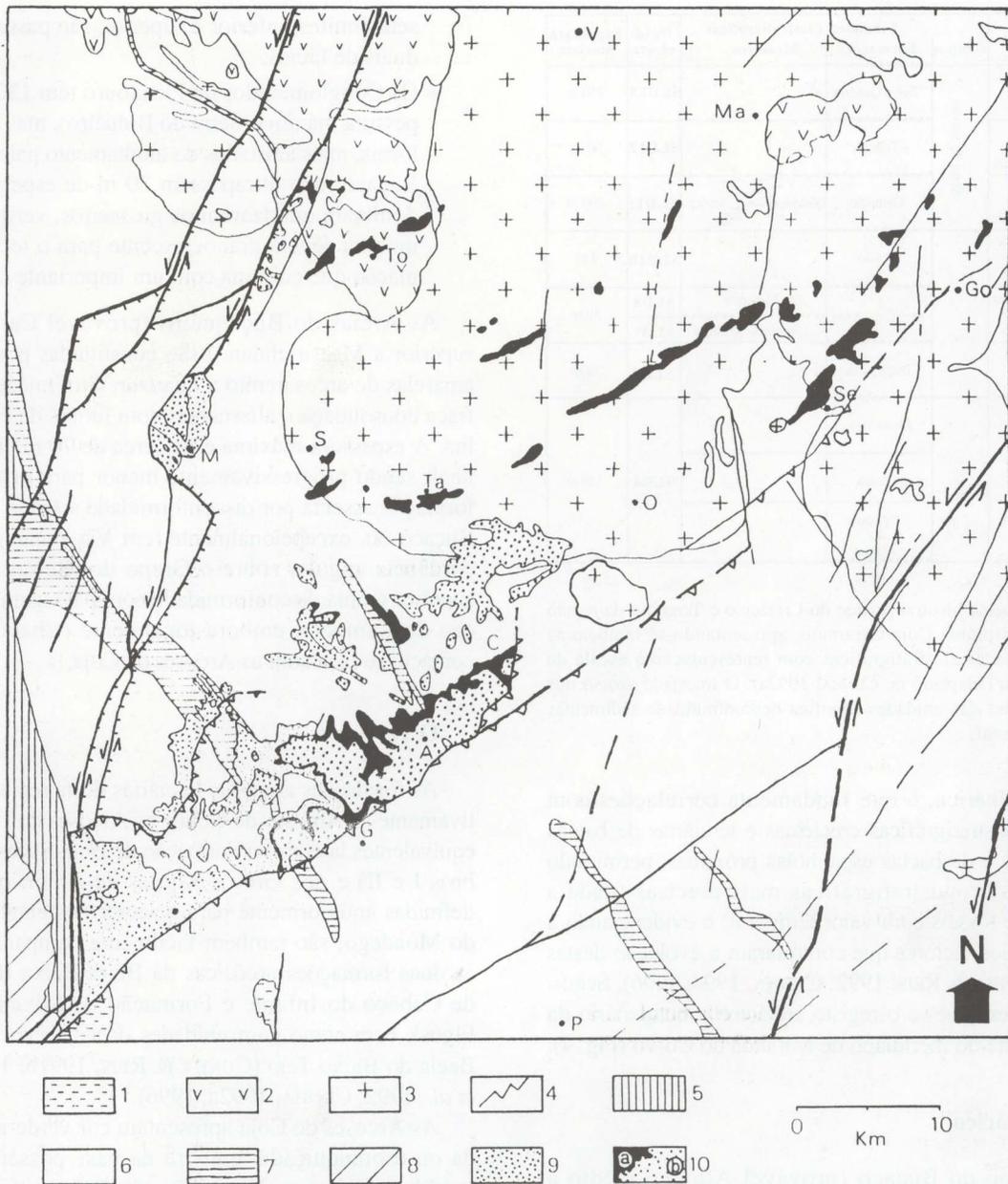


Fig. 1 – Enquadramento geológico regional (modificado de CUNHA, 1992a; Carta Geológica de Portugal 1/500 000, 1992). Legenda litológica: 1 - granitóides pré-hercínicos; 2 - granitóides hercínicos sintectónicos; 3 - granitóides hercínicos pós-tectónicos; 4 - falhas; 5 - Complexo Cristalofílico (Precâmbrico superior); 6 - Grupo das Beiras (Precâmbrico superior); 7 - rochas paleozóicas; 8 - rochas triássicas e jurássicas; 9 - sedimentos cretácicos (Grupo do Buçaco e Areias de Buçaqueiro); 10 - sedimentos terciários (a - Arcoses de Coja e Arcoses de Lobão; b - Formação de Campelo, Conglomerados de Telhada e Conglomerados de Santa Quitéria). Legenda geográfica: A - Arganil; C - Coja; G - Góis; Go - Gouveia; L - Lousã; M - Mortágua; Ma - Mangualde; O - Oliveira do Hospital; P - Pampilhosa da Serra; S - Santa Comba Dão; Se - Seia; Ta - Tábua; To - Tondela; V - Viseu.

mentar cretácica ou terciária em áreas tectonicamente deprimidas. De um modo geral, também os terraços e aluviões quaternários são pouco desenvolvidos devido, principalmente, à pronunciada tendência ao encaixe dos rios que percorrem o Maciço.

Os sedimentos formaram-se em ambiente continental, excepto na Orla Ocidental Portuguesa onde ficaram registadas várias transgressões marinhas. CUNHA (1992a) define várias formações, cujos limites são rupturas sedimentares com representação à escala da bacia e até à da

Idade provável	Grupos	Unidades litostratigráficas		Unid. alostr.	Espessura máxima
		Formações	Membros		
Placenciano	Serra de Sacões	Santa Quitéria		SLD13	250 m
Zancleano a Messiniano terminal		Telhada		SLD12	90 m
Messiniano a Tortoniano superior		Campelo	Folques  Arroça	SLD11	100 m
Tortoniano inferior a Burdigaliano sup.		Lobão		SLD10	4 m
Oligocénico inferior a Eocénico médio	Buçaco	Coja	Monteira	SLD8	50 m
			Casalinho de Cima	SLD7	
Maastrichtiano a Campaniano superior		Buçaqueiro		SLD5	70 m
Santoniano a Albiano	Buçaco	Picadouro		SLD4	180 m
		Choisia			
		Lomba do Alveite			

Fig. 3 – Esquema litostratigráfico do Cretácico e Terciário da região de Espinhal-Coja-Caramulo, apresentando-se também as unidades alostratigráficas com representação à escala da bacia (adaptado de CUNHA, 1992a). O tracejado grosso nos limites das unidades significa descontinuidade sedimentar regional.

Península Ibérica, o que fundamenta correlações com unidades alostratigráficas cretácicas e terciárias de bacias portuguesas e de bacias espanholas próximas, permitindo atribuições cronostratigráficas mais precisas (dada a escassez de fósseis com valor temporal) e evidenciando a influência dos factores que controlaram a evolução destas bacias (CUNHA & REIS, 1992; CUNHA, 1994, 1996). Seguidamente, descreve-se o registo cretácico a quaternário da área a oriente do meridiano de Miranda do Corvo (Fig. 4).

O Cretácico

O Grupo do Buçaco (provável Albiano médio a Campaniano inferior) é constituído por três formações, a seguir descritas, da base para o tecto do enchimento:

- As Arcoses de Lomba do Alveite assentam em discordância sobre o substrato mesozóico/paleozóico e têm uma espessura máxima de 80 m, predominando arcoses grosseiras com estruturas sedimentares de transporte tractivo. Lenticulas e pavimentos conglomeráticos localizam-se preferencialmente para a base, mais abundantes próximo do Espinhal;
- Os Arenitos de Choisia são ricos em micas e apresentam 10 a 20 m de espessura; predominam arcoses médias a finas, laminadas, por vezes associadas a lutitos carbonosos com fósseis vegetais; os

seus limites, inferior e superior, são passagens graduais de fácies;

- Os Conglomerados de Picadouro têm 130 m de espessura máxima (Serra do Bidueiro), mas em outros locais, mais afastados do alinhamento paleozóico do Buçaco, não ultrapassam 30 m de espessura; predominam quartzarenitos grosseiros, verificando-se uma tendência granocrescente para o tecto da formação que culmina com um importante silcreto.

As Areias do Buçaqueiro (provável Campaniano superior a Maastrichtiano) são constituídas por camadas amarelas de arcossarenito a quartzarenito, micáceo e com fraca consolidação, alternantes com lutitos de cor vermelha. A espessura máxima é de cerca de 70 m em Carapinhhal, sendo progressivamente menor para oriente. Esta formação assenta por disconformidade sobre o Grupo do Buçaco ou, excepcionalmente (em Via Longa), por discordância angular sobre o Grupo das Beiras. O limite superior é uma disconformidade com passagem à Formação de Campelo, embora localmente (Chapinheira) o contacto se faça com as Arcoses de Coja.

O Terciário

As formações arenosas terciárias desta região, respectivamente as Arcoses de Coja e as Arcoses de Lobão, são equivalentes laterais da Formação de Bom Sucesso (membros I e II) e dos Grés e Argilas de Amor, que foram definidas anteriormente para o sector ocidental da Bacia do Mondego; são também facilmente comparáveis com as duas formações arcósicas da Beira Baixa (Formação de Cabeço do Infante e Formação de Silveirinha dos Figos), bem como com unidades do adjacente sector da Bacia do Baixo Tejo (CUNHA & REIS, 1991b, 1992; REIS *et al.*, 1992; CUNHA, 1992a, 1996).

As Arcoses de Coja apresentam cor verde-acinzentada ou esbranquiçada, embora na base possam ocorrer manchas violáceas. Na região estudada, esta formação assenta por forte descontinuidade sedimentar que, para NE, se materializa sucessivamente por: a) disconformidade sobre as Areias do Buçaqueiro e sobre os Conglomerados de Picadouro; b) discordância angular sobre o Grupo das Beiras; c) inconformidade sobre rochas granitóides. Possui abundante matriz esmectítica e diferenciam-se dois membros: o inferior – Membro de Casalinho de Cima (provável Eocénico médio a superior) –, com 43 m de espessura máxima, é geralmente constituído por arcoses grosseiras maciças e pode conter lenticulas lutíticas cinzentas e com fósseis vegetais; o superior – Membro de Monteiro (provável Eocénico terminal a Chatiano inferior) –, com 30 m de espessura

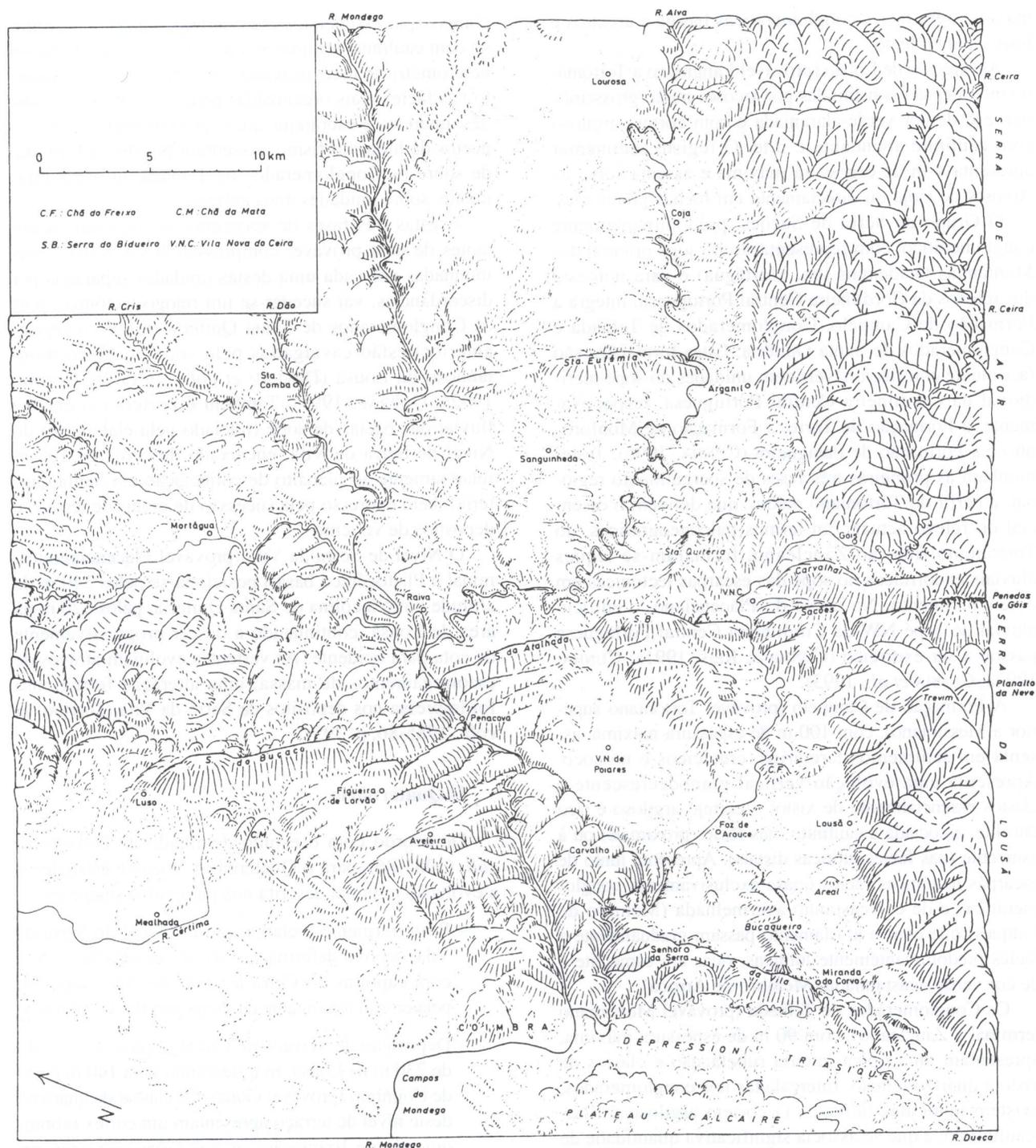


Fig. 4 – Esboço morfológico, em perspectiva, da região a oriente de Coimbra (DAVEAU *et coll.*, 1985-86).

máxima, tem fácies conglomeráticas basais e arenitos e lutitos para o tecto.

As Arcoses de Lobão (provável Langhiano a Tortoniano inferior) são constituídas por arcoses muito grosseiras, friáveis, de cor verde-alaranjada e com cortejo argiloso com caulinite abundante e ilite. O registo sedimentar apresenta 4 m de espessura máxima e assenta sobre as Arcoses de Coja ou directamente em rochas granitóides.

O Grupo de Serra de Sacões, predominantemente conglomerático, com representação no sopé oriental das Montanhas Ocidentais (ex. Mortágua) e para noroeste dos relevos da Cordilheira Central Portuguesa, integra a Formação de Campelo, Conglomerados de Telhada e Conglomerados de Santa Quitéria. Estas formações são facilmente correlacionáveis com unidades do sopé meridional da Cordilheira Central Portuguesa, respectivamente, a Formação de Torre, a Formação de Monfortinho e a Formação de Falagueira (CUNHA, 1996). Testemunham as primeiras três fases de soerguimento regional, a partir do Tortoniano médio, que definem o essencial do relevo actual. Em termos paleogeográficos, do Tortoniano final ao Zancleano, formaram-se leques aluviais endorreicos no sopé das escarpas tectónicas em desenvolvimento. No início do Placenciano, o edifício aluvial do sopé NW da Cordilheira Central Portuguesa passou a ser exorreico (CUNHA & REIS, 1991a; CUNHA, 1992a; CUNHA *et al.*, 1993).

A Formação de Campelo (provável Tortoniano superior a Messiniano), com 100 m de espessura máxima, assenta em sedimentos terciários, cretácicos e no soco. Apresenta uma evolução vertical granodecrescente e clastos essencialmente de xisto; o cortejo argiloso é rico em ilite, associada à caulinite (nas fácies proximais) ou à esmectite (nas fácies lutíticas distais). Apresenta junto de escarpas tectónicas fácies quase exclusivamente conglomeráticas e de cor castanho-avermelhada (Membro de Folques) que com o afastamento passam gradualmente a fácies predominantemente lutíticas, ricas em esmectite e de cor verde-acastanhada (Membro de Arroça).

Os Conglomerados de Telhada (provável Messiniano terminal a Zancleano), com 90 m de espessura máxima, apresentam uma típica intensa rubefacção e clastos de xisto e quartzo leitoso. Intercaladas nos conglomerados, existem lentículas lutíticas. O cortejo argiloso é ilito-caulinítico, a que se associa significativa quantidade de goetite. Esta formação geralmente assenta por desconformidade na Formação de Campelo, mas pode sobrepor-se directamente no soco.

Os Conglomerados de Santa Quitéria (provável Placenciano) são exclusivamente conglomeráticos e atingem 250 m de espessura máxima, com nível planáltico culminante aos 600 m na Serra de Sacões. Têm

composição essencialmente quartzítica e cortejo argiloso com caulinite dominante, ilite e vermiculite. As fácies heterométricas mais proximais são de cor ocre, enquanto nas fácies mais organizadas predominam as tonalidades amarelas e esbranquiçadas; exibem importantes aspectos de hidromorfismo. Assentam por desconformidade sobre os Conglomerados de Telhada ou, mais raramente, sobre unidades mais antigas.

A estas três fases de soerguimento regional (resultantes de uma provável compressão NNW-SSE), testemunhadas por cada uma destas unidades separadas por discordâncias, vai suceder-se um rejeogo tectónico, pois os Conglomerados de Santa Quitéria (e todo o registo anterior) estão cavalgados pelo soco do bloco montanhoso da Lousã (DAVEAU *et coll.*, 1985-86; CUNHA, 1992a; CABRAL, 1995). Também é posterior o entalhe fluvial das bacias de sopé (iniciado pela elaboração do Nível de Serra da Vila, encaixado de cerca de 100 m relativamente ao planalto de colmatção em Santa Quitéria), bem expresso pela sucessão de níveis de terraço e depósitos de vertente.

O Nível de Serra da Vila (provável Placenciano terminal a Plistocénico basal) posiciona-se pelos 340 m de altitude junto à colina de Santa Quitéria, pelos 320 m na área da Lousã, continuando a descer progressivamente de cota para ocidente. As vertentes evoluíam através de escorregamentos de massa; uma alteração ferruginosa foi impressa nos depósitos de Serra da Vila (DAVEAU *et coll.*, 1985-86, p. 395).

O Quaternário

De acordo com o estudo detalhado de DAVEAU *et coll.* (1985-86), para o Quaternário, pode-se estabelecer a evolução regional descrita nos parágrafos seguintes:

- Posteriormente à elaboração do Nível de Serra da Vila, ocorreu deformação tectónica e entalhe fluvial, com capturas do Ceira e talvez do Alva superior, pela erosão remontante da drenagem fluvial atlântica;
- Deposição do Terraço de Chã do Freixo (à altitude de 230 m na Lousã, mas descendo para 140 m perto de Coimbra) (provável Gunz). Os clastos de quartzito deste nível de terraço apresentam um córtex esbranquiçado de lixiviação; os coluviões são ricos em clastos de quartzito ou de xisto anguloso (primeira intervenção de uma fase fria ?);
- Movimentação tectónica, bem como entalhe fluvial e captura do Dueça;
- Deposição do cone aluvial de Vilarinho e do nível de terraço de Vendinha (provável Mindel), a cerca

de 150 m de cota na Lousã (Rio Alva). Os clastos de metagrauvaque deste nível de terraço apresentam uma auréola ferruginosa;

- Entalhe fluvial;
- Elaboração dos baixos terraços de Papanata, cobertos de blocos angulosos; gelifracos abundantes nas vertentes (provável Riss);
- Incisão fluvial;
- Deposição das planícies aluviais;
- Entalhe linear conducente aos cursos de água actuais.

ENQUADRAMENTO GEOMORFOLÓGICO

Na região considerada, o relevo é constituído por três domínios geomorfológicos principais (FERREIRA, 1978, 1991; DAVEAU *et coll.*, 1985-86). São, de noroeste para sudeste, respectivamente (Fig. 4):

- O Maciço Marginal e seu prolongamento para norte para o Maciço do Caramulo, limitados a oriente por uma escarpa de direcção NNE-SSW a N-S (zona de falha de Verin-Penacova). O Maciço do Caramulo e o Maciço Marginal constituem a extremidade meridional das Montanhas Ocidentais Portuguesas. Na área de Barreiro de Besteiros, o soerguimento pós-Tortoniano inferior atingiu cerca de 800 m (FERREIRA, 1978). Estes relevos perderam já praticamente toda a cobertura sedimentar, devido a forte dissecação fluvial. Os rios Mondego e Ceira atravessam o Maciço Marginal por encaixes antecedentes com mais de 400 m de profundidade (RIBEIRO *et al.*, 1987).
- A Plataforma do Mondego que corresponde a uma ampla superfície aplanada poligénica (BIROT, 1944; FERREIRA, 1978), deprimida entre a Serra do Caramulo e o sistema montanhoso da Estrela. Inclina suavemente (declive médio de 0,75 %) e estreita para sudoeste. Os rios Mondego, Dão, Alva e seus afluentes correm encaixados na Plataforma do Mondego quase paralelamente (com direcção predominante NE-SW) e reúnem-se formando ângulos agudos (Fig. 5). Estão encaixados no soco 150 a 450 m, mostram meandros e existem vários níveis de terraço quaternários. A altitude média da plataforma é da ordem dos 300-350 m. Junto do sopé do Caramulo e da Estrela, a plataforma do Mondego está deformada, existindo várias depressões tectónicas (Lousã-Arganil, Mortágua e Barreiro de Besteiros), nas quais se conserva ainda uma significativa espes-

sura de sedimentos (Foto 1). Esta superfície aplanada encontra-se desnivelada pelo cavalgamento de S. Pedro Dias-Segade.

- A Cordilheira Central Portuguesa que é constituída pelos sistemas montanhosos da Estrela e da Gardunha (Fig. 5), com alongamento segundo NE-SW e separados pela depressão do Zêzere. O primeiro sistema é formado por duas serras xistentas (Lousã, 1204 m; Açor, 1418 m) e por uma serra essencialmente granítica (Estrela, 1993 m). O seu limite NW é feito pela grandiosa escarpa do cavalgamento de Lousã-Seia. O sector incluído na região estudada abrange a Serra da Lousã e sua continuação para a Serra do Açor, sendo essencialmente constituído pelo Grupo das Beiras e por rochas do Ordovícico.

Um aspecto marcante na morfologia regional é a presença de relevos alongados segundo NW-SE, de litologia quartzítica e correspondendo aos sinclinais paleozóicos, erguendo-se geralmente 200 a 300 m acima dos largos vales xistentos circundantes. Resultam fundamentalmente da erosão diferencial, ao encaixar-se a rede fluvial quaternária. Por vezes originaram-se gargantas estreitas quando as cristas foram atravessadas pelos cursos de água, de que é um exemplo a da Senhora da Candosa (Rio Ceira). A região em análise é atravessada pelas cristas quartzíticas de Buçaco-Penedos de Góis e de S. Paio-Arganil (Fig. 5).

Os cimos arrasados dos alinhamentos quartzíticos são testemunho de uma antiga superfície de aplanção (NERY DELGADO *in* COSTA, 1950; BIROT, 1939; RIBEIRO, 1943; SOLE-SABARIS, 1958) que, no Buçaco, está fossilizada por sedimentos cretácicos do Grupo do Buçaco (REIS & CUNHA, 1989a). A elaboração dessa "superfície inicial", que teria uma topografia suave (GARCIA-ABBAD & MARTÍN-SERRANO, 1980; MOLINA & BLANCO, 1980; MARTÍN-SERRANO, 1988), deve ter resultado de uma prolongada meteorização sob clima tropical húmido, durante as fases menos erosivas do Jurássico e início do Cretácico. Terá ocorrido uma meteorização selectiva do material heterogéneo do soco; esta seria muito intensa e profunda sobre as rochas xistentas (argilificação) e granitóides (arenização), mas fraca sobre as rochas quartzíticas. A degradação da "superfície inicial" por exumação da frente de alteração durante o final do Aptiano gerou uma irregular "superfície gravada". A base dos sedimentos Albianos e Cenomanianos, fossilizando amplos vales escavados em xistos e grauvaques, bem como arrasamentos sobre granitóides, representa aproximadamente a antiga frente de meteorização e define o "nível geral da topografia" (Fig. 6).



Fig. 5 - Esboço morfológico de Portugal Central (DAVEAU & RIBEIRO, *in* RIBEIRO, 1968). Legenda: 1 - planalto culminante; 2 - área montanhosa, vertentes extensas e cristas de intersecção; 3 - principais falhas que influenciam directamente o relevo; 4 - cristas de quartzito; 5 - depósitos de cobertura (cretácicos e terciários) sobre o maciço antigo; 6 - contacto entre o maciço antigo e a orla sedimentar na área do cotovelo do Zêzere; 7 - vale de formas largas; 8 - vale encaixado; A. - Ancião; B. - Belmonte; C. - Covilhã; C. B. - Castelo Branco; F. - Fundão; F. V. - Figueiró dos Vinhos; Go. - Gouveia; Gu. - Guarda; I. N. - Idanha-a-Nova; L. - Lousã; M. - Monsanto; P. - Penela; Pe. - Penamacor; Sa. - Sabugal; Se. - Seia.

Um intenso reajo tectónico surge com as compressões béticas, dando-se a partir de meados do Tortoniano (há cerca de 10 Ma) grandes soerguimentos. As superfícies de erosão anteriores a estes soerguimentos são intensamente desniveladas, iniciando-se a definição do essencial do relevo actual com um importante reajo compressivo essencialmente de falhas NE-SW e NNE-SSW (CUNHA, 1987a, 1987b, 1992a, 1992b; RIBEIRO *et al.*, 1988; REIS & CUNHA, 1989b). Ocorreu então o soer-

guimento progressivo da Cordilheira Central Portuguesa, Maciço Marginal de Coimbra-Montanhas Ocidentais, Maciço Calcário Estremenho, Serra da Arrábida, etc.

Durante o Quaternário, a forte erosão remontante da rede fluvial atlântica contribuiu para destruir, em grande parte em Portugal, os testemunhos dos arrasamentos antigos (FERREIRA, 1978, 1991; GARCÍA ABAD & MARTÍN-SERRANO, 1980).

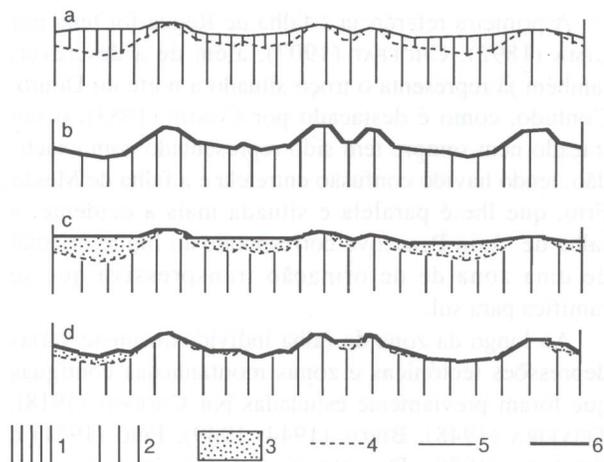


Fig. 6 – Modelo de morfogênese dos relevos “apalachianos” do Maciço Hespérico, exemplificado em etapas sucessivas (adaptado a partir de GARCÍA ABAD & MARTÍN-SERRANO, 1980; DINIS, 1990). Legenda : 1 - manto de alteração; 2 - soco hercínico não meteorizado; 3 - sedimentos do Aptiano sup. a Santoniano; 4 - “superfície gravada”; 5 - “superfície inicial”; 6 - sucessivos perfis topográficos; a) durante fases de estabilidade do Jurássico e Cretácico (ante-Aptiano final), desenvolvimento de um espesso manto de alteração caulínítico e de um aplanamento generalizado sob clima tropical húmido; b) no Aptiano final, erosão do manto de alteração e início da sedimentação em áreas deprimidas; c) no final do Cenomaniano, generalização da sedimentação sobre grande parte do Maciço Hercínico; d) na actualidade, com grande erosão pelo encaixe da rede hidrográfica quaternária.

DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS FALHAS COM SIGNIFICATIVO REJOGO A PARTIR DE MEADOS DO TORTONIANO

O SISTEMA DE FALHAS NNE-SSW

Na Cordilheira Central Portuguesa, o bloco tectónico definido pelas grandes falhas de Lousã-Seia e de Cebola (esta situada mais a sul, já fora da área representada na Fig. 2) apresenta uma compartimentação interna, geralmente expressa em falhas com direcção N 3-20° E (NNE-SSW), provavelmente tardi-hercínicas (RIBEIRO *et al.*, 1979), que são muito frequentes na área estudada: falhas de Espinho-Bogalhal (Fig. 2-loc. 47), Costa do Açor-Cabeça Gorda (Fig. 2-loc. 46), Ortiga-Picadouro (Fig. 2-loc. 45), e de Safra-Pombeiro da Beira-S. Paio (Fig. 2-loc. 44 e 48). Estas falhas tiveram movimentação antiga, de forte componente vertical, apresentando abatimento do bloco oriental pelo menos na faixa entre o granito de Vila Nova e o sinclinal do Buçaco-Penedos de Góis, posto em evidência pela cartografia das auréolas de metamorfismo de contacto dos granitos (Fig. 2).

Como exemplo refira-se a falha de Safra (Fig. 2-loc. 48) que faz quase desaparecer, para leste do granito de Coentral, uma auréola de mais de um quilómetro, calculada a partir da espessura mínima medida para norte da mancha granítica; segundo GOMES *et al.* (1991), com base na análise da trajectória da foliação no Grupo das Beiras, envolvente do plutonito de Coentral, esta zona de falha NNE-SSW funcionou previamente como cisalhamento direito, com abatimento do bloco oriental.

Nesta região, a fase tectónica do Eocénico médio aproveitou falhas subverticais, provavelmente tardivas, com direcção NNE-SSW, pois as falhas de Picadouro e de Pombeiro da Beira limitavam um “graben” (CUNHA, 1992a), posterior às Areias do Buçaqueiro e que condicionou a deposição das Arcoses de Coja; nesta fase distensiva (?) a falha de Picadouro abateu 40-70 m o bloco oriental, enquanto a falha de Pombeiro da Beira abateu cerca de 80 m o bloco ocidental.

Algumas destas falhas NNE-SSW rejogaram, durante a compressão pós-Tortoniano inicial até à actualidade, como falhas de transferência dos cavalgamentos (e falhas inversas) e o seu papel está bem evidenciado no bordo ocidental da Cordilheira Central na área de Espinhal-Vila Flor (Fig. 7), situada para SSW da área representada na Fig. 2. A sul do Espinhal e passando por Trilho (Fig. 7-loc. 1), o bordo ocidental da Cordilheira Central Portuguesa está separado da Orla Mesozoica por uma falha com direcção NNE-SSW, assinalada por PEREIRA (1987). Já junto a Espinhal esse limite faz-se por cavalgamento, como se pode observar no campo de futebol de Espinhal (Fig. 7-loc. 2; Foto 2), onde as rochas do soco hercínico assentam sobre os conglomerados do Triássico através de acidente tectónico N 25° E, 55° SE. Contudo, um pouco mais a norte o contacto faz-se por falha subvertical com direcção N 10° E (Fig. 7-loc. 3; Foto 3). Para norte, a partir daí, o contacto volta a fazer-se, quer por cavalgamento quer através de falha vertical; na área de Cerejeiras, pode observar-se o soco a cavalgar o Cretácico, através de acidente inverso com direcção geral N 20° E, 23° SE (Figs. 2 e 7-loc. 4). Este cavalgamento é a continuação para sul do cavalgamento de Lousã-Seia. Constata-se assim que a falha de Lousã-Seia é deslocada à esquerda através de falhas de transferência NNE-SSW. Note-se que em Cerejeiras, com o soco a cavalgar as Arcoses de Lomba do Alveite, de atitude local N 65° E, 20° S, CABRAL (1995) identificou um calhau de quartzo com estrias de direcção N 65° W; consideramos que estas estrias, compatíveis com uma movimentação inversa direita segundo aquele autor, se originaram durante a reactivação compressiva pós-Tortoniano médio deste acidente.

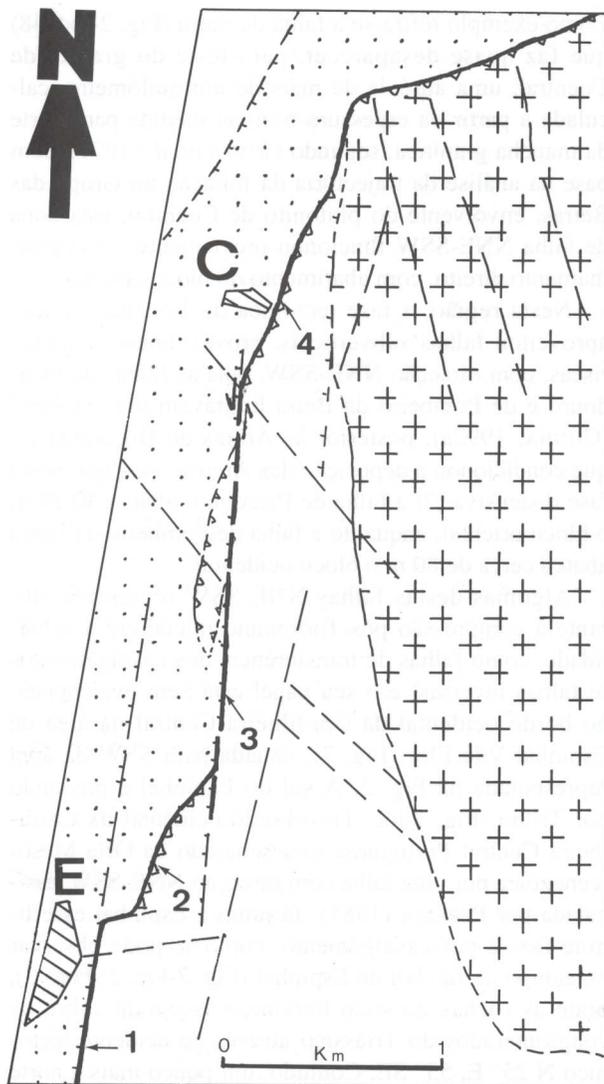


Fig. 7 - Esquema da fracturação da área Vila Flor-Espinhal, com a localização das observações detalhadas das falhas (setas numeradas). A denteado está representado o bloco abatido de falhas subverticais, enquanto por triângulos se assinalam troços de falha de tipo cavalgamento; a mancha cartográfica do Granito de Vila Nova está representada por cruces, enquanto o Meso-cenozóico se apresenta a ponteados; C - Cerejeiras; E - Espinhal.

A zona de falha Verin-Penacova

Na região estudada, a falha NNE-SSW mais importante na definição do relevo actual é a que é referida por Régua-Verin ou Verin-Penacova (FERREIRA, 1978). Em termos da delimitação do relevo actual esta falha limita um bloco montanhoso desde Miranda do Corvo até terminar, a norte, de encontro à falha de Lima-Padornelo (com direcção ENE-WSW; CONDE, 1983).

A primeira referência à falha de Régua foi feita por LIMA (1892); CHOFFAT (1907), além de a descrever, também já representa o troço situado a norte do Douro. Contudo, como é destacado por CONDE (1983), o seu traçado nem sempre tem sido representado com exactidão, tendo havido confusão entre ela e a falha de Mesão Frio, que lhe é paralela e situada mais a ocidente; a falha de Verin-Penacova corresponde ao limite oriental de uma zona de deformação transpressiva que se ramifica para sul.

Ao longo da zona de falha individualizam-se várias depressões tectónicas e zonas montanhosas contíguas que foram previamente estudadas por CHOFFAT (1918), TEIXEIRA (1948), BIROT (1944, 1949), FEIO (1951) e FERREIRA (1978). De entre os trabalhos mais recentes sobre a actividade tectónica desta zona de fractura, desde meados do Tortoniano até à actualidade, destacam-se os de CONDE (1983), RIBEIRO (1984), CABRAL & RIBEIRO (1988), CABRAL (1989, 1995), BAPTISTA (1990, 1991, 1993, 1995b), CUNHA (1992a, b) e BAPTISTA *et al.* (1993).

A zona de fractura Verin-Penacova faz parte de um sistema de grandes desligamentos esquerdos que afectam o sector noroeste da Península Ibérica e é ela própria constituída por vários acidentes paralelos. Apresenta direcção NNE-SSW, atravessando toda a zona Centro-Ibérica e parte da zona Astúrico-Occidental-Leonesa, rodando aí para uma direcção NE-SW e deixando de condicionar fortemente o relevo regional ao cruzar um sistema de cavalgamentos E-W. As bacias terciárias do Sul da Galiza (Lugo-El Bierzo) estão intensamente controladas pelos desligamentos NNE, associados com importantes cavalgamentos com direcção rodando de NE-SW a E-W (SANTANACH, 1994). Segundo CLAVEROL *et al.* (1988), o desligamento tardi-hercínico de Penacova-Verin prolonga-se até Lúarca. Na parte portuguesa este desligamento apresenta 220 km de comprimento entre a fronteira e Miranda do Corvo. Esta zona de falha possui uma largura que aumenta progressivamente para SSW. Regionalmente, apresenta sismicidade registada (I. N. M. G., 1987; BAPTISTA, 1995b).

O troço *Peso da Régua-Vila Pouca de Aguiar* apresenta uma separação horizontal esquerda máxima de cerca de 4 km (BAPTISTA, 1991). Mais a sul, inferem-se 790 m de levantamento vertical (FERREIRA, 1978), pós-Tortoniano inferior, entre o cimo plano do Caramulo e a Plataforma do Mondego.

Na área de Campo de Besteiros a Tourigo (Figs. 2 e 8), para além de desligamentos NNE, existem falhas inversas (CUNHA, 1992a; CABRAL, 1995), que se interpretam como tendo funcionado em associação com o

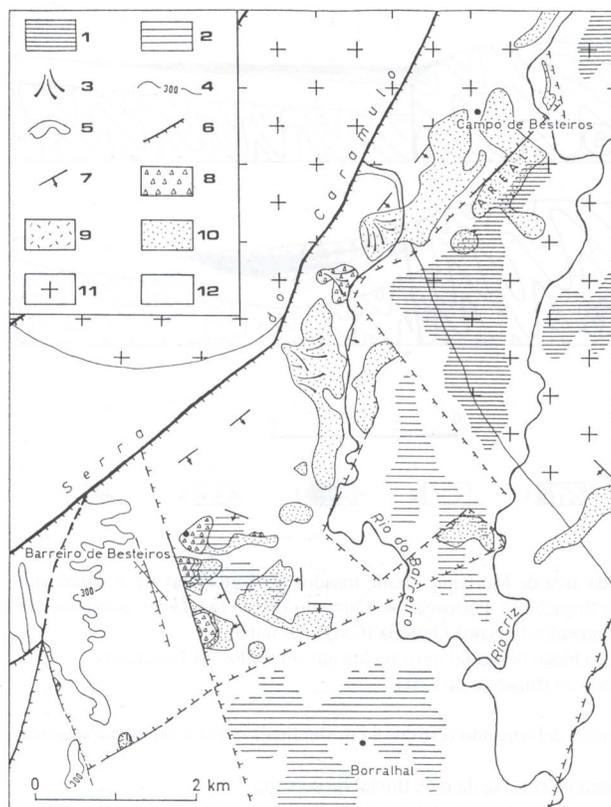


Fig. 8 - Esboço morfológico e geológico do sopé oriental da Serra do Caramulo (modificado de CUNHA, 1992a; a partir de original de FERREIRA, 1978). Legenda: 1 - nível de erosão bem conservado a 300 m; 2 - idem a 230-250 m (superfície de Borralhal); 3 - cone aluvial; 4 - curva de nível; 5 - limite de depósito terciário; 6 - escarpa tectónica (o denteado indica o bloco abatido, independentemente de se tratar de falhas verticais ou inversas); 7 - atitude da superfície de aplanamento sobre o soco; 8 - Conglomerados de Telhada; 9 - Formação de Campelo; 10 - Arcoses de Coja; 11 - granitos; 12 - Grupo das Beiras.

desligamento de Verin-Penacova (que neste sector também se desdobra em várias falhas subparalelas). Para o presente trabalho efectuámos as seguintes observações:

- O rejeito lateral esquerdo que a falha de Verin-Penacova apresenta na área de Castelões (troço de falha Múceres-Casal) é de 1 km, desligando os granitos hercínicos sinorogénicos. Em Casal (Fig. 2-loc. 43), perto do Santuário de Coração de Maria, medimos uma falha N 30° E, subvertical, a afectar o Grupo das Beiras, junto do contacto com a falha principal que faz o contacto com o granito de grão médio moscovítico que aflora a NE do plutonito do Caramulo;
- No início da estrada para Eiras, a partir do cruzamento com a EN 228, identificou-se uma falha N 60° E, 20° S (Fig. 2-loc. 42), afectando as Arcoses

de Coja e que também possui uma componente de desligamento. Deve ser uma falha menor, situada junto à Falha de Areal (CUNHA, 1992a) e paralela a esta, que é responsável por um soerguimento do bloco oriental em cerca de 30 m, calculado com base no desnivelamento da base das Arcoses de Coja;

- Junto à cerâmica de Barreiro de Besteiros (Fig. 2-loc. 41) e no cruzamento da estrada nº 228 com a nº 1517, observa-se uma falha inversa N 20-25° W, 45-50° SW, que põe em contacto o Grupo das Beiras sobre os Conglomerados de Telhada; junto ao contacto, o Grupo das Beiras apresenta dobras de arrasto bem desenvolvidas;
- No novo troço da estrada nº 228 (entre a cerâmica de Barreiro de Besteiros e o Vale da Mua) identificámos, a afectar o Grupo das Beiras, falhas N 35° W, 60° NE e N 60° W, 80° E (Fig. 2-loc. 40);
- Junto ao cemitério de Tourigo (Fig. 2-loc. 36) uma falha inversa N 35° E, 85° SE faz o contacto tectónico entre o Grupo das Beiras e a Formação de Campelo. CABRAL (1995) identificou uma série de estrias com "pitch" para sul, indicando claramente uma importante componente de desligamento esquerdo neste acidente.
- Na estrada nº 228, entre o Km 62,0 e a Ponte das Pousadas, observámos uma falha N 20° W, subvertical, e apresentando abatimento do bloco NE, que preserva um minúsculo retalho dos Conglomerados de Telhada (Fig. 2-loc. 39);
- No entroncamento da estrada nº 228 com a estrada para a povoação de Pousadas, observámos um cavalgamento N 40-50° E, 30° NW, que afecta o Grupo das Beiras e é coberto por um depósito de terraço aos 275 m de cota (Fig. 2-loc. 38); no bloco SE (abatido), a base do depósito apresenta geometrias que permitem interpretar também uma pequena reactivação do cavalgamento posteriormente à sua deposição;
- Na estrada nº 228 (Tourigo-Mortágua), perto do Km 64 e para NE da povoação de Mortazel, registámos uma falha N 10° E, vertical, afectando o Grupo das Beiras e com cerca de 1 m de caixa de falha (Fig. 2-loc. 37);

Na depressão tectónica de Mortágua (Fig. 2), os bordos mais importantes são os de NW e SW (extremidade oriental da zona de fractura de Verin-Penacova), tendo ocorrido arqueamento do bloco abatido que também foi basculado para ocidente (Fig. 9). Executámos o reconhecimento cartográfico deste bordo, muito segmentado, de acordo com a cartografia de CARVALHO (1961-62). A má

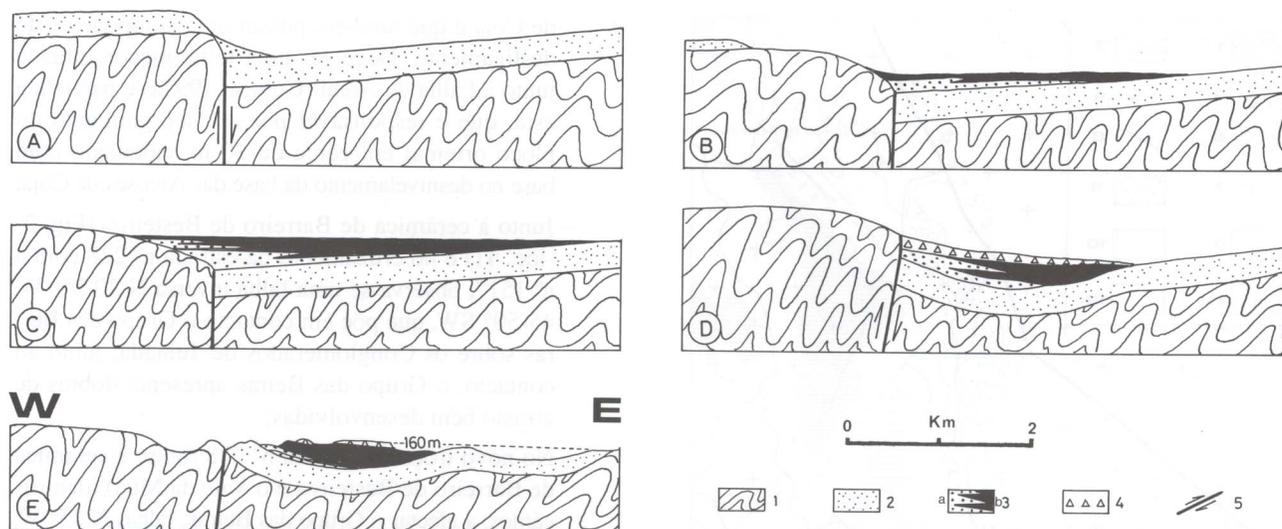


Fig. 9 – Cortes geológicos esquemáticos segundo W-E, ilustrando a evolução da área de Mortágua, desde meados do Tortoniano até à actualidade (CUNHA, 1992a). Legenda: 1 - Grupo das Beiras (CXG); 2 - Grupo do Buçaco; 3 - Formação de Campelo (FCA) (a - fácies conglomeráticas; b - fácies lutíticas); 4 - Conglomerados de Telhada (CTE) e Conglomerados de Santa Quitéria (CSQ); 5 - falha.

A - Reactivação da falha de Verin-Penacova, iniciando o soerguimento do bloco ocidental, provavelmente, a meados do Tortoniano;

B - Construção do edifício aluvial e erosão (no bloco levantado) do Grupo do Buçaco e do CXG;

C - Máximo desenvolvimento do depósito de sopé (FCA);

D - Novas reactivações do bordo tectónico, soerguendo o bloco ocidental, deformando (estrutura em sinclinal) o bloco oriental e desencadeando novos acarreios terrígenos (CTE e CSQ);

E - Aspecto actual, que documenta uma intensa fase erosiva acompanhando o encaixe da rede fluvial quaternária.

qualidade dos afloramentos só permitiu destacar os seguintes locais para a medição do plano de falha:

- A 750 m a leste de Pala, falha inversa N 60° E, 70° N, que põe em contacto o Grupo das Beiras com o Grupo do Buçaco (Fig. 2-loc. 35);
- Em Vale de Açores, junto ao Km 51 da EN 234, falha N 5° E, vertical, e que põe em contacto as unidades já referenciadas na estação anterior (Fig. 3-loc. 33);
- Junto da Escola Básica 2-3 de Mortágua (Fig. 2-loc. 34), existe uma falha N 70° W, vertical, que rejeita a F. Campelo (abatimento a sul), mas que não parece afectar um superior depósito de terraço (aos 102 m de cota); CABRAL (1995), que também estudou este afloramento, mediu uma separação vertical de 2 m num nível de conglomerado, com abatimento relativo do bloco sul, o que, considerando as estrias (inclinando 37° W) medidas, indica uma componente importante de desligamento direito; este autor também mediu no barreiro de Gandra (1 km a NW de Mortágua) algumas microfalhas na Formação de Campelo.

Entre Mortágua e Penacova, a análise geomorfológica detalhada (identificação de vales dissimétricos, vales de fractura activos, tipos diversos de meandros, etc.), efectuada por DAVEAU *et coll.* (1985-86), permite

definir alinhamentos que são bons indicadores de movimentação tectónica recente (DAVEAU, *comun. pessoal*). Contudo, apesar do reconhecimento de terreno nesta área com densa cobertura vegetal e com escassas escavações recentes, não foi por nós possível seleccionar locais de observação de falhas, com excepção dos de Carvalhais (Fig. 2-loc. 49, foto 10) e Coiço (Almas, Fig. 2-loc. 32). Nesta última falha, já identificada por C. FERREIRA (1980), medimos a atitude N 25° E, vertical, e com abatimento do bloco leste, que contribuiu para a preservação de um depósito conglomerático de terraço.

Para sul de Penacova, a zona de fractura de Verin-Penacova forma um importante feixe de falhas sub-paralelas. Um corte transversal a estas falhas mostrou-nos a existência de “horsts” e “grabens”, conservando-se num destes últimos um minúsculo retalho cretácico (Arcoses de Lomba do Alveite) (Fig. 2-loc. 23).

Como já foi apontado por DAVEAU *et coll.* (1985-86), o Maciço Marginal é controlado por estas falhas NNE, definindo a mais oriental a importante escarpa de Arrifana, a oeste de Vila Nova de Poiares, que limita o bloco elevado de Carvalho.

Para a área compreendida entre o cavalcamento de São Pedro Dias e a falha da Lousã, BAPTISTA (1995a) marcou lineamentos, através da análise de fotografias aéreas e de cartas topográficas, bem como em seis lo-

cais estudou planos de falha. Nesta área identificámos como falhas principais os desligamentos esquerdos NNE, que apresentam movimentação vertical.

A Falha de Verin-Penacova é interpretada como sendo uma fractura formada durante o episódio tardi-hercínico de deformação frágil que ocorreu no final do Carbónico e Pérmico (ARTHAUD & MATTE, 1975). Segundo BAPTISTA *et al.* (1997) corresponde a uma zona de falha transcorrente do tipo falha de desligamento de recorte-ligação (“indent-linked strike-slip faults”), de acordo com a classificação de WOODCOCK (1986).

Para a evolução até ao Mesozóico da zona de falha de Verin-Penacova, BAPTISTA *et al.* (1997) interpretam a seguinte sequência de acontecimentos tectónicos:

- No Carbónico final (Vestefaliano), dá-se o crescimento da falha, com nucleação em fendas de tracção nas antiformas da terceira fase hercínica e em desligamentos direitos dúcteis-frágeis associados;
- No Pérmico (final?) dá-se reactivação em falha inversa com ligeira componente de desligamento direito (?), em regime compressivo;
- Do Triássico final ao Cenomaniano (?), devem ter ocorrido reactivações da estrutura, principalmente na extremidade sul, em falha normal, associada à tectónica distensiva durante as fases de “rifting”, ligadas à génese da Bacia Lusitânica. Possivelmente, correspondeu a uma reactivação pouco intensa, pois grande parte da deformação concentrou-se em falhas N-S a NNE-SSW existentes a oeste da falha Porto-Tomar.

Com base em trabalhos de campo e na análise e interpretação de informações estratigráficas e sedimentológicas do sector norte da Bacia Lusitânica (CUNHA, 1992a; CUNHA & REIS, 1995; REIS *et al.*, 1996) é possível pormenorizar a evolução tectónica desta zona de falha desde finais do Jurássico:

- Uma eventual reactivação distensiva como falha normal com abatimento do bloco ocidental, durante a fase de “rifting” Oxfordiano médio-Berriasiano, terá sido pouco significativa, pois existe um claro decréscimo da subsidência na margem oriental da bacia em direcção a esta estrutura e não se interpretam acarreios sedimentares por ela controlados;
- Durante o Berriasiano-Aptiano inicial não se verificou sedimentação no sector norte da Bacia Lusitânica;
- O registo Aptiano superior-Campaniano inferior (Grupo do Buçaco) não mostra qualquer controlo desta falha na sedimentação, como se constata pela análise do registo sedimentar em Mortágua e Lousã;

- Na região de Lousã-Arganil o sistema de falhas NNE-SSW condicionou a sedimentação das Arcoses de Coja, tendo funcionado posteriormente à deposição das Areias do Buçaqueiro (Campaniano superior-Maastrichtiano), comportando-se como falhas verticais (falhas de Picadouro e Pombeiro da Beira) que definem um “graben” alongado segundo NNE-SSW;
- Para o Miocénico ante-Tortoniano médio (Arcoses de Lobão) não se evidencia reactivação da zona de falha de Verin-Penacova ou de outras falhas NNE;
- Desde meados do Tortoniano ao Pliocénico dá-se a reactivação de troços desta zona de falha com comportamento de falha oblíqua esquerda, compatível com a direcção NNW-SSE de σ_1 (RIBEIRO *et al.*, 1996).
- A direcção de σ_1 rodará para NW-SE a partir do Plistocénico superior segundo RIBEIRO *et al.* (1996), ou mesmo antes, a partir do Placenciano terminal (?); o regime tectónico na estrutura passa a transpressivo e os troços são reactivados em falha oblíqua esquerda com componente cavalgante.
- De acordo com BAPTISTA *et al.* (1997), na actualidade, ou ainda no final do Holocénico, os troços ao longo de toda a estrutura poderão estar a ser reactivados (presença de sismicidade instrumental) em falha inversa, em regime compressivo compatível com a direcção WNW-ESE de σ_1 , concordante com a orientação determinada a partir dos mecanismos focais de sismos ocorridos em Portugal e região adjacente (CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996).

A partir de meados do Tortoniano, com o início da inversão tectónica da Margem Ocidental Portuguesa, o rejogo compressivo, que se prolongou até à actualidade, originou ao longo desta grande zona de fractura pequenas bacias de desligamento, preenchidas por depósitos aluviais de que são exemplo Mortágua e Barreiro de Besteiros (CUNHA, 1992a). As depressões tectónicas podem resultar da curvatura do plano de desligamento principal, de falhas paralelas escalonadas em “échelon” com salto, ou da intersecção oblíqua de duas ou mais falhas (BAPTISTA *et al.*, 1997). Esta tectónica direccionada originou diversas pequenas bacias finicenozóicas com diferentes geometrias, consoante as orientações dos sistemas de falhas preexistentes e o campo de esforços regional.

O SISTEMA DE FALHAS NE-SW

Falhas com direcção NE-SW são frequentes nos granitos das Beiras (JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR, 1968) e o seu rejogo, durante a etapa tectónica (distensiva?) do Eocénico médio ao Tortoniano inferior, controlou a

drenagem correspondente às Arcoses de Coja e Arcoses de Lobão (REIS *et al.*, 1991; CUNHA, 1991, 1992a).

No máximo da compressão, para além de alguma movimentação vertical em falhas NE-SW subverticais (ex. das falhas de Lousã e Cebola), o intenso encurtamento crustal gerou muitos e importantes cavalgamentos.

As falhas subverticais de Nazaré-Pombal e de Via Longa, na evolução compressiva durante a etapa tectónica pós-Tortoniano médio, sofreram segmentação pela sua interacção com os desligamentos esquerdos NNE, conduzindo à situação actual de delimitação de relevos em que a falha de Nazaré-Pombal foi prolongada para NNE (passando por Coimbra) e o cavalgamento de Lousã-Seia se prolonga para SSW até atingir a falha de Espinhal. A falha de Espinhal tem direcção geral N 10° E, sendo subvertical e apresentando abatimento do bloco ocidental.

Na região abordada neste trabalho, os acidentes tectónicos com esta direcção mais importantes na definição do relevo actual são os cavalgamentos de Lousã-Seia e de São Pedro Dias-Segade. As falhas NE-SW também são importantes no sector Mortágua-Caramulo, na delimitação de blocos montanhosos.

O cavalgamento de Lousã-Seia

O cavalgamento de Lousã-Seia define o essencial do soerguimento do bordo noroeste das Serras de Lousã e Açor (extremidade ocidental da Cordilheira Central), com um levantamento acumulado de 700 m desde meados do Tortoniano até à actualidade (com base nos 30° de pendor geral do cavalgamento calcula-se um rejeito de 1400 m, admitindo um movimento inverso puro). O levantamento foi calculado a partir da diferença de cotas entre a posição da discordância do registo cretácico com o soco no sopé da escarpa (a cota de 110 m) e a altitude do aplanamento culminante das serras xistentas de Lousã-Açor (950 m), que também inclui 140 m de rejeito ocorrido a meados do Campaniano. Na área de Seia-Gouveia, a escarpa apresenta quase 1000 m de altura, sendo menor na Lousã, pois ainda se conserva no sopé uma importante espessura de sedimentos.

O cavalgamento possui um comprimento total de cerca de 90 km, sendo limitada a NE pela zona de falha Manteigas-Bragança (com direcção NNE); a SW é limitada pelo desligamento de Verin-Penacova.

Com base nos estudos detalhados de campo e consequentes modelos de evolução tectono-sedimentar, de que se destacam os de DAVEAU *et coll.* (1985-86) e CUNHA (1992a), é possível estabelecer a seguinte evolução durante o Cretácico e o Cenozóico para este importante acidente tectónico:

- A falha subvertical de Nazaré-Lousã sofreu rejogo vertical de 140 m no Campaniano final, com abatimento do bloco NW, como se documenta em Via Longa (Fig. 2-loc. 5); no bloco elevado, as Areias de Buçaqueiro assentam em discordância sobre o soco aos 230 m de altitude, enquanto a discordância do soco com as Arcoses da Lomba do Alveite se faz pelos 90 m de cota no bloco abatido. O rejogo distensivo de falhas subverticais NE-SW nesta região (abatimento dos blocos NW) é contemporâneo com diapirismo mais a ocidente (diapiros de Monte Real e da Nazaré; REIS, 1983, 1984) e de actividade vulcânica e subvulcânica a sul da Nazaré (CUNHA & REIS, 1995).
- Durante o Eocénico médio-Oligocénico, a sedimentação fazia-se num sistema fluvial com orientação NNE-SSW sem significativa alimentação lateral a partir de sul do Falha de Lousã, tendo a reactivação deste acidente, a partir do Tortoniano médio, rejeitado e erodido quase completamente a mancha de Arcoses de Coja, que se situava sobre o bloco em soerguimento. Não existem quaisquer evidências de reactivação desta falha durante o Paleocénico-Eocénico inferior e durante o Miocénico-ante-Tortoniano médio.
- Com base no estudo estratigráfico e sedimentológico dos depósitos de cone aluvial do sopé da Serra do Açor, documentam-se várias fases de rejogo compressivo da falha de Lousã-Seia (CUNHA, 1992a; CABRAL, 1995): 1) Tortoniano médio a Messiniano (Formação de Campelo), 2) Messiniano terminal a Zancleano (Conglomerados de Telhada), 3) Placenciano inicial (Conglomerados de Santa Quitéria) e 4) Placenciano terminal a Plistocénico inicial (com o soco a cavalgar os Conglomerados de Santa Quitéria, como se pode observar em Portela). Na colina de Sacões, o enchimento posterior às Arcoses de Coja (Formação de Campelo, Conglomerados de Telhada e Conglomerados de Santa Quitéria) apresenta 360 m de espessura, estando as formações basculadas para SE, mas com pendor progressivamente menor nas unidades mais recentes; isto resulta do sucessivo rejogo compressivo da falha de Lousã-Seia.
- DAVEAU *et coll.* (1985-86, p. 394) admitiram que os episódios tectónicos 1) e 2) não se diferenciaram claramente em etapas morfológicas distintas no bloco montanhoso da Lousã, condensando-se numa elaboração de vales maduros embutidos na superfície culminante. CABRAL (1995, p. 118) comparou a cota aproximada da base das unidades cartogra-

fadas por CUNHA (1992a) no sopé com os aplanamentos definidos por DAVEAU *et coll.* (1985-86, p. 394) no bloco montanhoso, o que permitiu inferir os deslocamentos verticais. Com base na cota precisa das várias unidades no sopé (note-se que se encontram basculadas), usando a idade proposta por CUNHA (1992a, 1994) para estes dois episódios tectono-sedimentares, abrangendo um intervalo de 6,5 Ma (-10 a -3,5 Ma) e atendendo ao pendimento médio de 30° do cavalgamento, podemos obter uma taxa média de movimentação = 0,12 mm/ano (rejeito vertical de 800 m segundo o plano de falha). O episódio tectónico seguinte (3) terá provocado um levantamento do bloco montanhoso em cerca de 80 m, desencadeando um rebaixamento dos antigos vales maduros que termina com o desenvolvimento do nível de erosão a 630 m de altitude (aplanações de Rabadão e Esporão), enquanto se depositam 200 m de sedimentos (Conglomerados de Santa Quitéria) na área de sopé em subsidência, perfazendo 280 m de desnivelamento topográfico; este permite calcular um rejeito vertical de 560 m segundo o cavalgamento, num intervalo de 1,5 Ma (-3,5 a -2 Ma) e uma taxa média de 0,37 mm/ano. De qualquer modo, para cada episódio tectono-sedimentar, de acordo com a interpretação sedimentológica dos depósitos aluviais correlativos, a movimentação tectónica deve ter ocorrido concentrada num intervalo curto (testemunhado pela discordância sedimentar), seguido de um período mais estável que antecede um novo episódio tectónico (“clustering”).

- Tal como estabelecido por DAVEAU *et coll.* (1985-86, p. 261) e também referido por CABRAL (1995), o cimo aplanado da colina de Sacões (superfície culminante de colmatagem sedimentar no sopé) tem correspondência genética com o nível de erosão representado no interior do bloco montanhoso ao longo dos vales das linhas de água principais (como o rio Ceira), que terá sido posteriormente deformado (episódio 4). Contudo, dado que o cavalgamento de Lousã-Seia se encontra em vários locais coberto por um nível de coluviões constituídos por fragmentos angulosos de xisto e situados a 200-290 m de cota (e que alimentaram lateralmente o Terraço de Chã do Freixo, atribuído ao Gunz) é possível que a última movimentação deste acidente corresponda ao Placenciano terminal a Plistocénico inicial (episódio 4 – provável intervalo de 0,3 Ma; -2 a -1,7 Ma).

O aspecto actual da falha de Lousã-Seia à superfície é a de um cavalgamento. Pensamos que a falha de Nazaré-Lousã, tal como outras falhas NE-SW, seria

uma falha subvertical tardi-hercínica que sofreu rejogo vertical até meados do Tortoniano; posteriormente, a intensa etapa compressiva que se continuou até à actualidade reactivou-a em cavalgamento para NW e segmentou-a no cruzamento com os desligamentos esquerdos NNE (nomeadamente a importante zona de falha Verin-Penacova) também muito activos. Para além dos locais já descritos no troço Espinhal-Vila Flor, em que é observável o plano de falha (Fig. 7), ainda destacamos os seguintes (Fig. 2):

- Na estrada de Gondramaz, junto à povoação de Tróia (Fig. 2-loc. 6, Foto 6), com atitude N 35° E, 30° SE; cavalgamento do Grupo das Beiras sobre o Grupo do Buçaco, coberto por um coluvião formado por clastos angulosos de xisto;
- Junto a Espinho (Fig. 2-loc. 7), falha com atitude N 40° E, 35° SE, a afectar o Grupo das Beiras, que se situa muito perto da falha principal; pelo menos neste sector (Tábuas-Levegadas), o cavalgamento de Lousã-Seia desdobra-se em várias falhas paralelas;
- Levegadas (Fig. 2-loc. 8), na zona do afloramento já descrito por DAVEAU *et coll.* (1985-86), com atitude N 65° E, 20° SE; em ambos os afloramentos o acidente tectónico foi selado por um coluvião constituído por fragmentos angulosos de xisto;
- Portela de Albergaria (Fig. 2-loc. 9), observa-se falha N 40° E, subvertical que faz o contacto entre o Grupo das Beiras e os Conglomerados de Santa Quitéria; 100 m mais para leste (junto da EN 342) foi também possível medir no bloco existente um cavalgamento N 50° E, 25° SE, e uma falha N 40° W, vertical;
- Ponte de Sótão (Fig. 2-loc. 10), observa-se o cavalgamento a afectar a Formação do Quartzito Armoricano, com atitude N 75° E, 40° SSE, e uma brecha tectónica com 4 m de espessura;
- Portela (Fig. 2-loc. 11), com atitude N 60° E, 35° SE. Neste afloramento, que já foi estudado por vários autores (DELGADO, 1895-98; RIBEIRO, 1984; DAVEAU *et coll.*, 1985-86; CUNHA, 1992a; CABRAL, 1995), a uma cota de 425 m é visível o cavalgamento do Grupo das Beiras sobre os Conglomerados de Santa Quitéria; aqui, a base desta formação encontra-se aos 350 m de altitude, subindo progressivamente para NW em resultado do basculamento tectónico. A observação indica que a falha de Lousã-Seia foi também reactivada como cavalgamento após a sedimentação desta formação;
- Alto da Samoa (junto à capela da S^a da Boa Viagem) (Fig. 2-loc. 12), situado entre Sequeiros e Celavisa, foi também já referido por DAVEAU *et coll.*

(1985-86); RIBEIRO (1984); CUNHA (1992a) e CABRAL (1995). As Arcoses de Coja estão subverticalizadas (N 50° E, 80° NW) junto do cavalgamento e assentam em discordância angular sobre o Grupo das Beiras. Mais a NE a Formação de Campelo contacta directamente com a falha apresentando-se com atitude N 50° E, 80° NW, enquanto com o afastamento para NW se torna sub-horizontal. Este tipo de arqueamento tectónico é exibido pelas formações anteriores aos Conglomerados de Santa Quitéria ao longo do bloco cavalgado em praticamente todo o troço de Lousã-Coja; são outros exemplos evidentes as áreas de Vale de Maceira, Folques e Coja. Estas atitudes provam a existência de um rejogo compressivo deste acidente imediatamente antes da deposição da Formação de Campelo, assim como outros posteriores. No sector entre Portela e Sequeiros, o cavalgamento de Lousã-Seia desdobra-se em duas falhas principais;

- Entre Folques e Salgueiral, constata-se que existem pelo menos dois cavalgamentos subparalelos N 20° E, 20° SE, que se observam em Mancelavisa (Fig. 2-loc. 13); note-se que a imponente escarpa que se prolonga para NE de Folques, no bloco existente, deve corresponder a um outro cavalgamento mais importante;
- Em Corta Fundeira (Salgueiral) (Fig. 2-loc. 14), observa-se que a Formação de Campelo está muito basculada (pende 45° SE) junto do contacto com o cavalgamento;
- No caminho de terra de Pisão a Casal Moural, observam-se: as Arcoses de Coja (que mergulham 15° SE), a sua sobreposição por conglomerados heterométricos e angulosos da Formação de Campelo, e um cavalgamento que apresenta magníficas dobras de arrasto e muita fracturação no Grupo das Beiras (Fig. 2-loc. 15); imediatamente a NE, e paralela à Ribeira da Mata, interpreta-se a existência de uma falha NW-SE que abate o bloco SW;
- Nas imediações do vértice geodésico de Gandra (Fig. 2-loc. 16), verifica-se que as Arcoses de Coja estão muito basculadas junto da falha; contactam superiormente, por discordância angular, com a Formação de Campelo (também um pouco inclinada para NW). Um pouco mais para NW, junto a Coja, as duas unidades terciárias já estão sub-horizontais e contactam por disconformidade. Nesta área, o bordo tectónico é formado por uma falha com direcção N 60° E, que passa, para oriente, a outra com orientação submeridiana.

O cavalgamento de São Pedro Dias-Segade

O actual aspecto desta falha, que tem uma direcção geral NE-SW, é de um cavalgamento de fraco pendor para SE, que se deve ter desenvolvido durante a etapa compressiva finiterciária; põe em contacto as rochas do soco hercínico (Ordovícico-Silúrico ou Grupo das Beiras) sobre depósitos continentais (nomeadamente o Grupo do Buçaco) ou afecta apenas o Grupo das Beiras. Em vários locais ao longo do cavalgamento de São Pedro Dias acontece a deslocação do seu troço por falhas de transferência (Fig. 2). Note-se como este acidente toma uma direcção aproximadamente N-S para norte de Vale de Vaide, depois de intersecção com a falha de Costa do Açor-Cabeça Gorda paralela à de Verin-Penacova, quando até aí a direcção era a habitual NE-SW. Para ocidente, o acidente é também acomodado por várias falhas NNE-SSW, com movimentação lateral esquerda, que são outros exemplos de falhas de transferência. As falhas de transferência não rejeitam os segmentos de falha que separam, mas acomodam o movimento que ocorre nesses segmentos; exprimem uma geometria complexa, com cinemáticas distintas em diferentes troços, de modo a compatibilizar e acomodar a deformação global; note-se que a manutenção de fracos pendores em troços de falha com orientações muito variadas (quase E-W a N-S) sugere um regime de deformação mais complexo do que o explicado por simples falhas de transferência (CABRAL, *comun. pessoal*).

Podem efectuar-se as seguintes observações relativamente a este cavalgamento:

- Junto a S. Pedro Dias pode estimar-se, através do desnivelamento do Grupo do Buçaco, que o cavalgamento de S. Pedro Dias-Segade originou cerca de 100 m de soerguimento do bloco SE durante esta etapa compressiva finiterciária. Em Mucela (Fig. 2-loc. 31), situada no compartimento abatido, ainda se conserva um retalho do depósito de sopé (Formação de Campelo) correlativo da movimentação deste cavalgamento e também de uma falha N 60° W, vertical (com abatimento a NE);
- Na Estrada da Beira (EN 17), ao atravessar o sinclinal do Buçaco (Fig. 2-loc. 30), observa-se o Ordovícico a cavalgar as Arcoses da Lomba do Alveite (Grupo do Buçaco) e apresentando 1,5 m de caixa argilizada; este cavalgamento apresenta atitude que varia de N 30° E, 45° SE a N 60° W, 70° S. Neste local identifica-se uma outra falha (N 60° W, vertical) que põe em contacto o tecto do Grupo do Buçaco e as Arcoses de Coja (bloco NE, abatido) com as Arcoses de Lomba do Alveite (bloco SW); as relações estratigráficas permitem inferir um

rejeito vertical de, aproximadamente, 160 m. Ambas as falhas estão cobertas por um coluvião de matriz castanho-avermelhada, com clastos angulosos de quartzito com auréola ferruginosa;

- Ainda na Estrada da Beira, 600 m para SW do local anterior, (Fig. 2-loc. 29), observa-se o Ordovícico a cavalgar as Arcoses da Lomba do Alveite, com atitude N 70° E, 55° SE;
- Em Vila Chã, na estrada que do Entroncamento de Poiares segue para Góis, constata-se que o Grupo das Beiras cavalga as Arcoses da Lomba do Alveite (Fig. 2-loc. 27), com atitude N 20° W, 45° E. Neste local conserva-se um pequeno retalho de um depósito de sopé (Formação de Campelo) correlativo da movimentação cavalgante deste acidente. Daí para norte, até S. Miguel de Poiares, o acidente transforma-se num duplex; no bloco a NW, a base das Arcoses da Lomba do Alveite está aos 130 m de cota, apresenta-se aos 160 m no bloco intermédio e é levantada para os 230 m no compartimento oriental;
- No caminho de terra batida que liga a estrada da Beira à povoação de Lombada (Fig. 2-loc. 28), a atitude do cavalgamento ocidental é de N 30° W, 30° E;
- Na nova estrada para Forcado, que bifurca da estrada Entroncamento de Poiares-Vale de Afonso-Serpins, junto ao Ribeiro do Cascalho (Fig. 2-loc. 26; Foto 8), com direcção N-S e pendor não ultrapassando os 30° E. O desnivelamento da base do Grupo do Buçaco torna possível aqui calcular um soerguimento do bloco oriental de 100 m para este acidente;
- Em Vale de Vaíde (Fig. 2-loc. 25), com atitude N 75-80° E, 40° SE;
- Na estrada Entroncamento de Poiares-Casal de Ermio (Fig. 2-loc. 24), com atitude N 30° E, 55° SE; nos locais 24, 25 e 26 o Grupo das Beiras cavalga as Arcoses de Lomba do Alveite;
- Junto à ponte de Segade, na bifurcação entre a Estrada da Beira (EN 17) e a estrada que segue para Semide (Fig. 2-loc. 19), com dobras de arrasto associadas;
- Na estrada que liga a ponte de Segade a Semide (Fig. 2-loc. 20; Foto 7), fazem-se sucessivas observações do cavalgamento que apresenta um pendor variando entre 30° e 70° SE; nos locais 19 e 20, o cavalgamento afecta apenas o Grupo das Beiras.

Outros cavalgamentos

Além dos acidentes principais de Lousã-Seia e de São Pedro Dias, podem ser observados no Grupo das

Beiras, com alguma frequência, acidentes cavalgantes de fraco pendor.

Estes cavalgamentos (junto à Barragem de Raiva, Ponte Velha, Terreiro de Além, Vila Nova de Ceira, etc.) não têm, em geral, continuidade observável, devido aos maus afloramentos. Destacam-se as seguintes observações:

- O cavalgamento de Ribeiro de Ribas (Fig. 2-loc. 21; Foto 9) tem atitude N 10-20° E, 10-30° SE e situa-se no bloco levantado do Maciço Marginal de Coimbra; é cartografável ao longo de centenas de metros. Este cavalgamento orienta-se segundo uma direcção NNE-SSW, pois está compreendido entre dois desligamentos esquerdos com essa direcção, que fazem parte da zona de falha de Verin-Penacova.
- No talude da estrada Poiares-Góis (E. N. 2), em local designado por Sta. Barbara (situado a 1 km para NW de Vila Nova de Ceira; Fig. 2-loc. 50) o Grupo das Beiras apresenta duas falhas inversas N 80° W, 75° S com rejeito vertical de cerca de 2 m, que estão associadas a falhas antitéticas com pendor 35° N mas menos penetrativas; ambos os sistemas de falhas são acompanhados por dobras de arrasto. Cerca de 150 m mais para norte, ao longo da estrada, o talude mostra cavalgamentos N 80° W, 40° S acompanhados de cavalgamentos antitéticos com pendor 10° N, mas menos penetrativos. Os cavalgamentos apresentam escassa caixa argilosa cinzento-escuro, enquanto nas falhas inversas a caixa é um pouco mais desenvolvida e marcada por óxidos de ferro.

O SISTEMA DE FALHAS NW-SE

O baixo pendor do cavalgamento de Lousã-Seia proporciona um aspecto recortado deste bordo da Cordilheira Central Portuguesa; esse aspecto pode observar-se em todo o troço entre Espinhal e Coja (Fig. 2). Contudo, esse recorte também resulta, parcialmente, da associação de troços cavalgantes NE-SW com falhas subverticais de desligamento NNE-SSW (esquerdo) e NW-SE (direito), que também apresentam alguma movimentação de componente vertical; estas falhas são particularmente evidentes junto da Lousã e no sector Codeçais-Ponte de Sótão. Este sistema de falhas NW-SE apresenta-se muito alinhado com o sinclinal de Buçaco-Penedos de Góis, rodando de uma direcção N 30° W, no bloco da Serra da Lousã, para N 45° W, na fossa de Lousã-Poiares, para atingir uma direcção N 55° W, na área de Miranda do Corvo-Lorvão.

Quando das fases mais antigas de compartimentação tectónica, o flanco SW do sinclinal de Buçaco-Penedos

de Góis passou a ser, pelo menos em parte, controlado por falhas NW-SE que, por vezes, decepam unidades ordovícicas, chegando a fazer desaparecer localmente todo o Ordovícico inferior e médio, como acontece na mancha cartográfica da Senhora da Candosa (Rio Ceira). Falhas com esta direcção também controlam as auréolas de metamorfismo de contacto e as próprias unidades litostratigráficas do Grupo das Beiras.

Embora não tenham a importância das falhas NNE-SSW na definição do relevo actual, no sector entre a Serra do Buçaco e Mortágua existem prováveis falhas NW-SE, paralelas ao resistente alinhamento paleozóico. Neste sector, dada a intensa cobertura vegetal, foi por nós essencialmente considerada a fracturação interpretada por DAVEAU *et coll.* (1985-86) e MEDINA (1996).

Na faixa meridiana para sul de Miranda do Corvo, passando por Vila Nova, existem frequentes falhas N 30-50° W, subverticais, que definem abatimentos interpretados como resultantes da tracção secundária ligada à compressão, segundo NNW-SSE. Como exemplos, indicam-se as falhas em Cortes (Fig. 2-loc. 22; com atitude N 50° W, 50° SW) e Granja (Semide).

Localmente, como sucede no bordo SW da depressão de Mortágua e na área de Ribas, constata-se que também ocorreu rejogo de falhas subverticais WNW-ESE a E-W.

FALHAS COM ORIENTAÇÃO NORTE-SUL

A movimentação esquerda e vertical que se efectuou, genericamente, segundo NNE-SSW ao longo da falha de Verin-Penacova sofreu uma reorientação N-S ao cruzar o acidente meridiano de Porto-Tomar. Junto a Miranda do Corvo, CUNHA (1992a) identificou duas importantes falhas N 0-10° E, subverticais e com abatimento dos blocos orientais, tendo rejogado a partir do Messiniano terminal-Zancleano; podem fazer-se boas observações dos planos de falha em: Azenha das Fontainhas (Fig. 2-loc. 17; a afectar o Complexo Cristalofílico), Carapinhal (Fig. 2-loc. 18; contacto do Complexo Cristalofílico com o Grupo do Buçaco/Areias do Buçaqueiro/Formação de Campelo) e Quinta-Rio de Vide (Fig. 2-loc. 51; contacto da base das Arcoses da Lomba do Alveite com as Areias do Buçaqueiro). Para esta área pode-se estabelecer a seguinte evolução (CUNHA, 1992a; Fig. 10):

- Os sedimentos da Formação de Campelo constituem a resposta sedimentar ao primeiro soerguimento compressivo da Serra da Lousã, a meados do Tortoniano.
- A continuação do regime compressivo regional conduz ao rejogo, no final do Messiniano, de um

sistema de falhas meridianas que originou uma estrutura em "horst" (Maciço Marginal de Coimbra) e a formação de um depósito de sopé endorreico sob condições que geraram intensa rubefacção. Nesta área, este depósito tinha alimentação local a partir das unidades sedimentares preexistentes dos blocos soerguidos. Ao mesmo tempo ocorreu soerguimento da Cordilheira Central Portuguesa e a consequente deposição aluvial ao longo do seu sopé NW (Conglomerados de Telhada).

- No início do Placenciano ocorre mais um importante soerguimento da Cordilheira Central Portuguesa, estabelecendo-se uma ampla drenagem aluvial para o Atlântico e consequente deposição de um corpo conglomerático (Conglomerados de Santa Quitéria), de que ainda resta um testemunho no cimo da Serra da Vila (Fig. 10 C), que resistiu à fase erosiva durante a elaboração do Nível de Serra da Vila. O testemunho, com 1,5 m de espessura e cor branca, apresenta um quartzarenito grosseiro, a que se sobrepõe um conglomerado com clastos de quartzito e quartzo, rolados a sub-rolados, numa matriz quartzosa e micácea; assenta aos 320 m de cota sobre o Triássico.
- Uma posterior reactivação tectónica regional é documentada na estrada de acesso ao Aeródromo Bissaia Barreto (Cernache). Constata-se neste local que a falha de Pombal-Coimbra (neste local com direcção NNE-SSW e abatimento do bloco ocidental) funcionou no Miocénico final-Zancleano, estando coberta pelos Conglomerados de Santa Quitéria (correspondentes às fácies conglomeráticas do Complexo da Cruz de Morouços; Fig. 11) e exibindo uma pequena reactivação posterior à deposição desta unidade. Dado que este rejogo tectónico antecedeu ou foi contemporâneo com o início do encaixe da rede fluvial quaternária, atribuímos-lhe uma idade Placenciano terminal a Plistocénico inferior; poderá ser correlativo do Nível de Serra da Vila (área Lousã-Coimbra). Deverá ser também desta idade (tal como interpretado por DAVEAU *et coll.*, 1985-86) o rejogo da falha de Lousã-Seia, posterior à deposição dos Conglomerados de Santa Quitéria (e anterior aos coluviões formados por gelifracos de xisto), como se documenta na área de Portela.
- As movimentações tectónicas regionais durante o Quaternário são evidentes em várias falhas que rejogaram depósitos torrenciais e de terraço na área urbana de Coimbra e no Baixo Mondego (SOARES *et al.*, 1985, 1989) e foram também interpretadas através

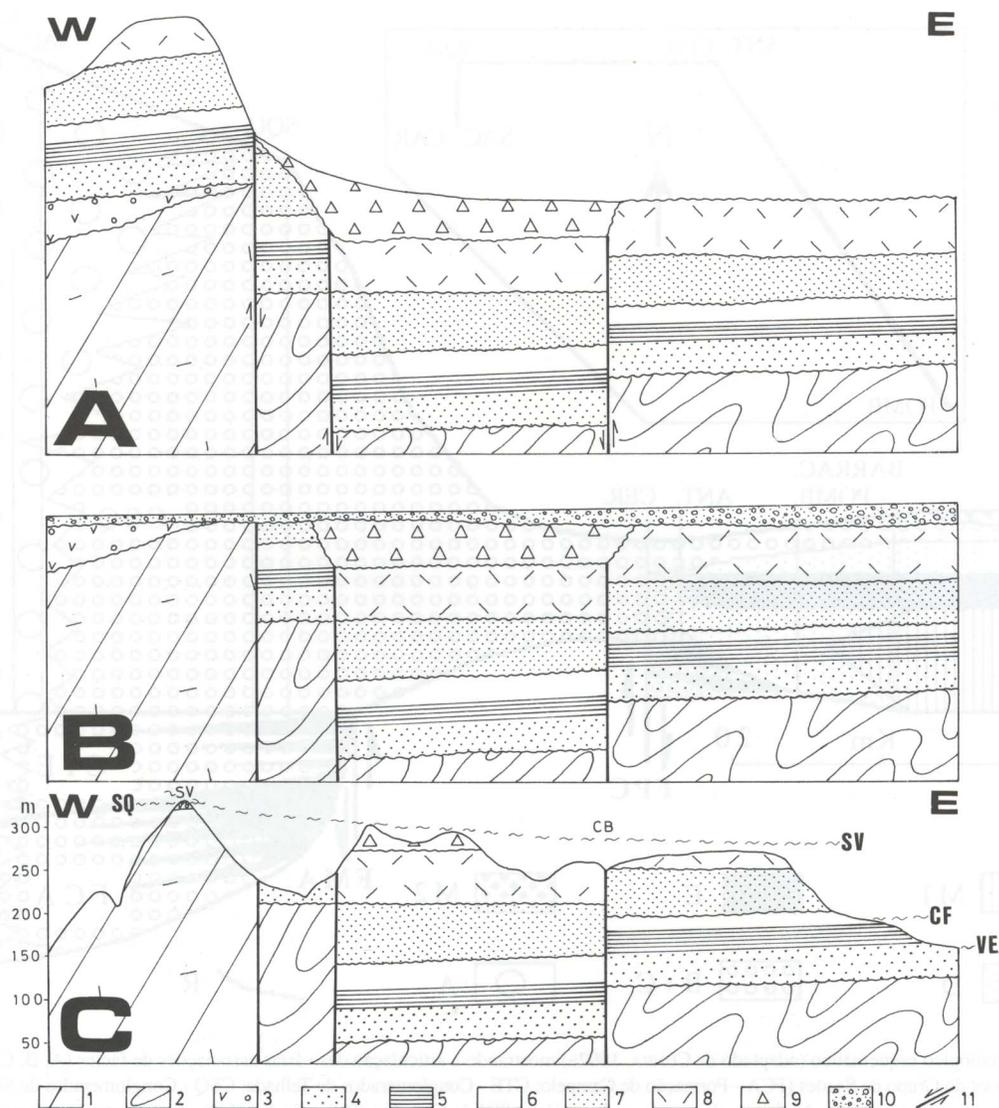


Fig. 10 – Cortes geológicos esquemáticos (sobrelevação de 10 x), ilustrando as fases mais recentes da evolução tectono-sedimentar da área de Miranda do Corvo, durante o Terciário e Quaternário (adaptado de CUNHA, 1992a).

Legenda: 1 - Complexo Cristalofílico; 2 - Grupo das Beiras (CXG); 3 - Grés de Silves; 4 - Arcoses de Lomba do Alveite; 5 - Arenitos de Choisa; 6 - Conglomerados de Picadouro; 7 - Areias do Buçaqueiro; 8 - Formação de Campelo; 9 - Conglomerados de Telhada; 10 - Conglomerados de Santa Quitéria; 11 - falha com rejogo vertical; SV - Serra da Vila; CB - colina do Buçaqueiro; SQ - nível da base dos Conglomerados de Santa Quitéria; SV - nível de aplanamento de Serra da Vila; CF - nível de terraço de Chã do Freixo; VE - nível de terraço de Vendinha.

A - Paleogeografia no final do Miocénico-Zancleano: A propagação para sul da reactivação compressiva do desligamento esquerdo de Verin-Penacova desencadeou importante rejogo de falhas com orientação meridiana, originando uma estrutura em “semi-horst” e a formação de um depósito de sopé endorreico (Conglomerados de Telhada) com alimentação local a partir das unidades dos blocos soerguidos.

B - Ilustra o contexto no início do Placenciano, em que se estabelece uma ampla drenagem aluvial para o Atlântico e consequente deposição de um corpo conglomerático (Conglomerados de Santa Quitéria).

C - Representa o aspecto actual, resultante dos processos erosivos ligados ao progressivo encaixe da rede fluvial quaternária.

de uma análise geomorfológica detalhada, efectuada por DAVEAU *et coll.* (1985-86) na área da Lousã e nas montanhas existentes da Cordilheira Central Portuguesa (DAVEAU, 1985). Foi no Quaternário que se deu a abertura do sector setentrional da depressão

escavada no Triássico, em relação com a rede de drenagem do Rio Dueça, que abandonou o seu percurso para o interior da depressão de Miranda do Corvo (REBELO, 1967; L. CUNHA, 1981, 1988; SOARES *et al.*, 1985, 1989). Na Lousã, o progressivo encaixe da rede

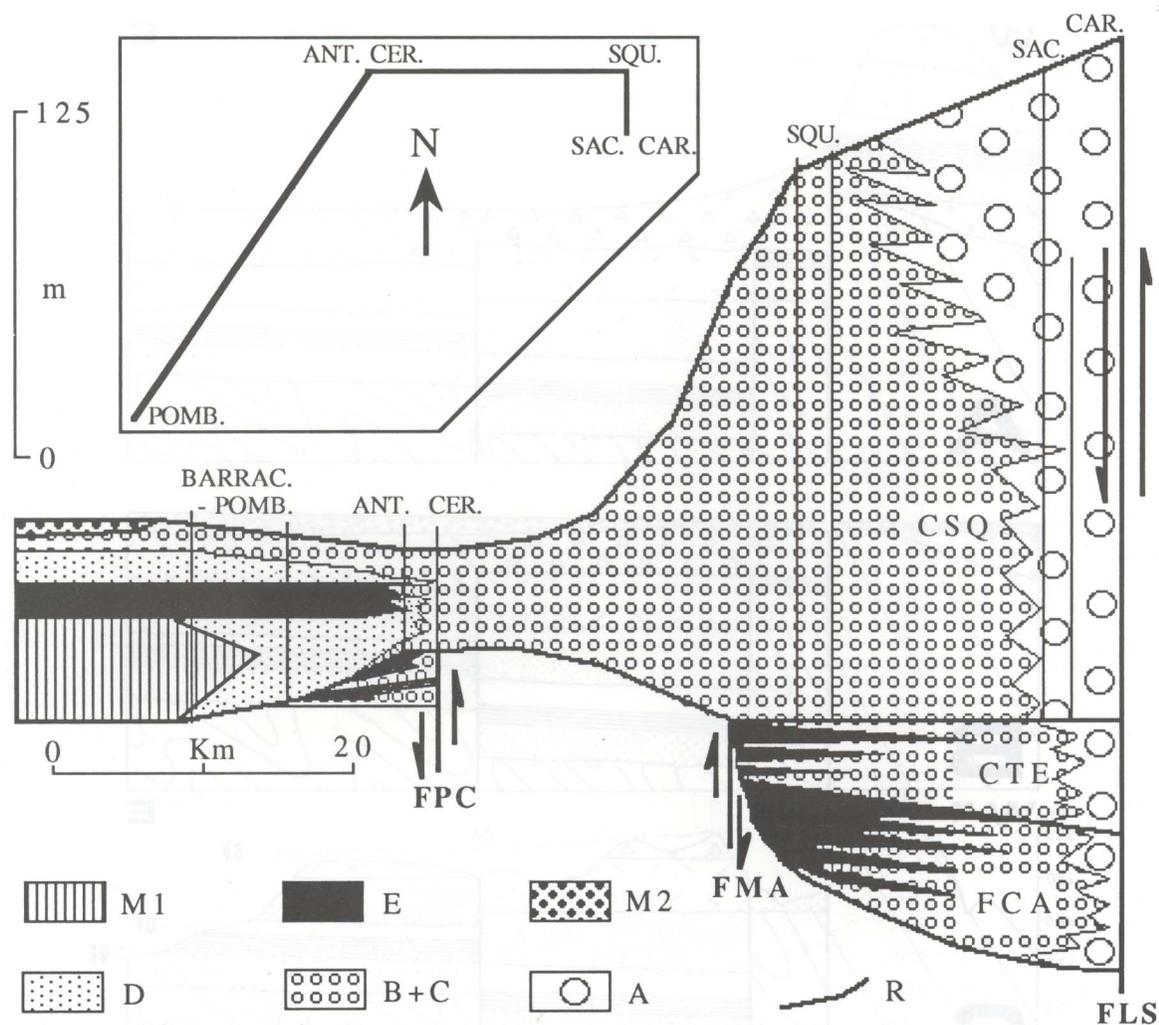


Fig. 11 - Corte geológico esquemático (adaptado de CUNHA, 1992a) mostrando a articulação das várias associações de fácies (A, B, C, D e E) nas três formações do Grupo de Sacões (FCA - Formação de Campelo; CTE - Conglomerados de Telhada; CSQ - Conglomerados de Santa Quitéria). Também se representam os depósitos plácenianos da região a SW de Coimbra (Barracão-Pombal), que se interpretam como equivalentes laterais dos Conglomerados de Santa Quitéria. Assinalam-se as descontinuidades sedimentares regionais (R) e o registo de duas incursões marinhas (respectivamente, as associações de fácies M1 e M2) que TEIXEIRA (1979) considerou do Pliocénico superior. Legenda das associações de fácies: A - conglomerados de fluxos gravíticos; B - conglomerados maciços de transporte aquoso; C - alternância de conglomerados e areão; D - arenitos cascalhentos; E - alternância de arenitos finos e lutitos. Legenda do código dos perfis: BARRAC. - Barracão; POMB. - Pombal; ANT. - cemitério de Antanho; CER. - aeródromo de Cernache; SQU. - colina de Santa Quitéria; SAC. - colina de Sacões; CAR. - colina de Carvalhal; FPC - falha de Pombal-Coimbra; FMA - falha de Miranda do Corvo-Arrifana (falha de Verin-Penacova); FLS - cavalgamento de Lousã-Seia.

fluvial é marcado por uma fase de estabilidade importante, a cerca dos 200 m de cota (Nível de Chã de Freixo); um outro conjunto de rechãs, menos desenvolvido, a que aparecem também ligados depósitos de terraço a cotas de 150-160 m (Nível de Vendinha), parece relacionar-se com uma pequena fase de estabilidade de uma drenagem já com um traçado semelhante ao actual (L. CUNHA, 1981; DAVEAU *et coll.*, 1985-86).

CONCLUSÃO

Os traços fundamentais do relevo actual da área estudada definiram-se, essencialmente, durante a intensa etapa tectónica compressiva (compressão bética) que se iniciou a partir de meados do Tortoniano (há cerca de 10 Ma). O intenso encurtamento crustal expressou-se pela formação de cavalgamentos NE-SW e reactivação de falhas subverticais NNE-SSW (com importante movi-

mentação esquerda), NE-SW, NW-SE, N-S e WSW-ENE, que se interpretam como descontinuidades herdadas da orogenia varisca – zonas de cisalhamento dúctil e falhas de desligamento tardi-variscas (RIBEIRO *et al.*, 1979) – que foram também remobilizadas em fases mesozóicas e terciárias. O rejogo fini-neogénico das falhas analisadas é compatível com uma direcção de tensão compressiva máxima próxima de NNW-SSE, o que está de acordo com estudos de vários autores.

No sopé das escarpas activas desenvolveram-se vários edifícios de cone aluvial, cuja arquitectura deposicional evidencia várias sequências limitadas por discordâncias sedimentares que se atribuem a sucessivas fases tectónicas (CUNHA, 1992a, 1992b). Nesta região, a sedimentação aluvial pós-Tortoniano inferior concentrou-se ao longo do sopé oriental do Maciço Marginal de Coimbra e seu prolongamento para o Maciço do Caramulo, bem como ao longo do sopé NW da Cordilheira Central Portuguesa. Esta região conserva uma espessa e muito completa sucessão cretácica a quaternária, o que permite estabelecer relações geométricas e caracterizar os sucessivos episódios de movimentação tectónica.

Na região estudada conclui-se que, e de acordo com CABRAL (1995), ao longo do sistema de desligamento esquerdo NNE-SSW de Verin-Penacova, com a continuação do intenso regime compressivo, desenvolveram-se áreas sujeitas a compressão e, localmente, a tracção secundária que induziu a acumulações preferenciais de sedimentos (ex. Mortágua e Barreiro de Besteiros).

O intenso regime compressivo foi também responsável por significativos arqueamentos tectónicos do soco que se podem documentar ao longo do cavalgamento de Lousã-Seia e de troços NE-SW (inversos e com grande rejeito vertical) da falha de Verin-Penacova (ex. bordo NW da fossa de Mortágua), bem como por notórias rotações na direcção dos sistemas de falhas subverticais (resultando uma configuração sigmoidal). Junto dos acidentes cavalgantes existem expressivas dobras de arrasto tectónico.

No sector oriental do Maciço Marginal de Coimbra-Maciço do Caramulo, o relevo actual expressa um importante controlo tectónico. O limite oriental deste grande bloco montanhoso apresenta um traçado muito recortado por a reactivação vertical fini-terciária ter aproveitado sucessivos troços do sistema NNE-SSW, bem como pelo rejogo de outros sistemas de falhas transversais. No sector do Maciço Marginal de Coimbra situado para sul do sinclinal paleozóico do Buçaco os blocos são limitados por falhas N 20-25° E (as mais importantes e com movimentação esquerda e vertical), N 60-70° E, N 0-10° W, N 40-50° W, N 70-80° W. Para norte do sinclinal e até atingir o plutonito do Caramulo

dominam as direcções N 10-30° E e N 40-50° E, acompanhadas das menos importantes N 50-60° E, N 70-80° E, N 0-10° W, N 20-25° W, N 40-50° W e N 70-80° W.

O sopé NW do sector estudado da Cordilheira Central Portuguesa é definido pelo cavalgamento de Lousã-Seia, que para oriente de Góis se ramifica em vários troços cavalgantes; o situado mais a norte segue para Seia até atingir o desligamento NNE da Vilariça. O relevo do bloco montanhoso limitado a NW pelo cavalgamento de Lousã-Seia (Serra da Lousã e Serra do Açor) resultou também de um controlo essencialmente tectónico. Aqui, para além de se identificarem diversos cavalgamentos com direcção NE-SW e WSW-ENE, existem falhas subverticais com direcção N 3-20° E (as mais importantes e com funcionamento esquerdo), N 0-15° W, N 40-50° W, N 70-80° W, N 40-45° E, N 70-75° E que também contribuíram para a definição do relevo actual. Neste sector os cavalgamentos apresentam geralmente mergulho para SE.

Junto dos importantes cavalgamentos NE-SW de Lousã-Seia e São Pedro Dias-Segade, considera-se que algumas das prévias falhas NNE-SSW foram reactivadas durante a intensa compressão como falhas de desligamento esquerdo, correspondendo, aproximadamente, a rampas laterais e zonas de transferência dos cavalgamentos. Com menor importância, as falhas NW-SE, de movimentação direita, que também poderão ter funcionado como falhas de transferência.

Num contexto mais amplo (Fig. 12) pode considerar-se que os grandes e profundos desligamentos esquerdos NNE controlaram fortemente a evolução tectónica das faixas entre eles compreendidas. A este respeito serve de exemplo a evolução da região de Sarzedas (CUNHA, 1987a, p. 132): “A evolução tectónica mais recente (pós-Tortoniano inferior) da depressão de Sarzedas parece ser controlada pelo rejogo cisalhante de desligamentos esquerdos com orientação NNE-SSW, do sistema Vilariça-Bragança (falha de Pomar e falha de Salgueiro do Campo). Esta movimentação seria a responsável por falhas de abatimento com direcções N 10-25° W (esquerdas) e N 0-5° W; como consequência da intersecção destas falhas norteadas resultou a individualização de lombas e depressões. A movimentação cisalhante estaria também na origem do rejogo, até à actualidade, das falhas inversas NE-SW circunscritas pelos desligamentos e do resultante aspecto sigmoidal. Falhas normais antealpinas de direcções N 60-70° W e N 60° E têm também reactivações tardias, pois afectam os depósitos (terciários) estudados”. Em nosso entender, o mesmo se passa com a região compreendida entre os grandes desligamentos (NNE-SSW, esquerdos) de Vilariça-Bragança e de Verin-Penacova, explicando o

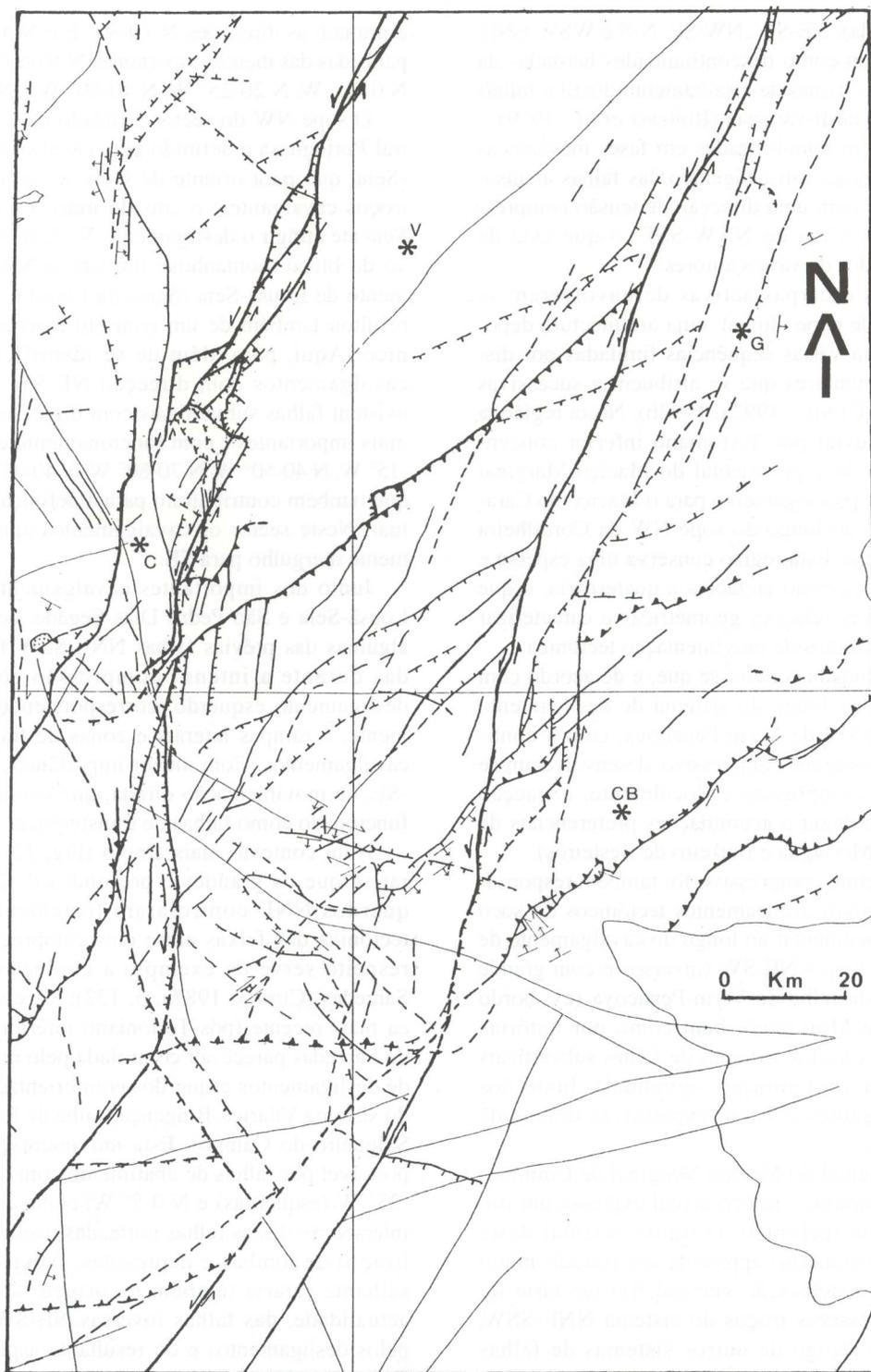


Fig. 12 – Carta de Portugal Central, com representação das principais falhas com movimentação durante a intensa etapa compressiva desde meados do Tortoniano até à actualidade (modificado de CONDE, 1983; CABRAL & RIBEIRO, 1988; CUNHA, 1992a; Carta Geológica de Portugal, na escala 1/500 000, de 1992).

Legenda: triângulos - falha com componente de movimentação que foi possível identificar como sendo de tipo inverso ou cavalgamento (marcas no bloco superior); denteado - marcas no bloco inferior que está abatido; setas - sentido da movimentação em falha de desligamento; C - Coimbra; V - Viseu; G - Guarda; C - Castelo Branco.

comportamento das falhas inversas (e cavalgamentos) NE-SW circunscritas pelos desligamentos (ex. cavalgamento de Lousã-Seia) e do resultante aspecto sigmoidal, bem como a reactivação de vários sistemas de falhas subverticais que devem ter funcionado essencialmente como rampas laterais e zonas de transferência das falhas inversas e cavalgamentos.

Em termos de uma análise mais ampla do relevo actual podemos estabelecer que (Fig. 12):

- A Cordilheira Central Portuguesa alinha-se, a ocidente, com o Maciço Calcário Estremenho. Contudo, enquanto o limite NW da Cordilheira Central Portuguesa é feito pelo cavalgamento de Lousã-Seia (N 60° E), o limite NW do Maciço do Sicó é feito por uma falha subvertical cuja direcção permite estabelecer correspondência com a falha do Dão (N 50° E).
- O limite oriental do cavalgamento de Lousã-Seia é essencialmente definido pelo desligamento esquerdo de Manteigas-Vilariça-Bragança, também com importante levantamento, a partir de finais do Miocénico. A movimentação lateral esquerda ao longo desta falha NNE-SSW parece prolongar-se para a falha de Pomar (junto a Sarzedas), para depois ligar na falha de Ponte de Sôr.
- Similarmente ao evidenciado pelo cavalgamento de Lousã-Seia, mas já no sopé SE da Cordilheira, a falha inversa de Moraleja-Ponsul-Vila Velha de Ródão é outra importante falha NE-SW com rejeito compressivo pós-Tortoniano inferior e que também apresenta falhas de transferência (DIAS & CABRAL, 1989). São vários os autores que apontam a existência de falhas de transferência associadas à tectónica alpina, tanto em Portugal como em Espanha;

sem querer fazer uma listagem exaustiva, destacamos RIBEIRO (1988), RIBEIRO *et al.* (1990), DE VICENTE *et al.* (1992).

- O funcionamento lateral esquerdo das falhas de Verin-Penacova e de Manteigas-Vilariça-Bragança sofre uma reorientação N-S ao atravessar o bordo SW da Zona Centro-Ibérica e depois uma nova refracção para retomar a direcção anterior (NNE-SSW). A importante movimentação lateral esquerda que se efectuou ao longo da falha de Verin-Penacova durante esta etapa de intensa compressão, mais para sul, ao ser interceptada pelo acidente meridiano de Porto-Tomar, parece passar a fazer-se pela falha de Avelar-Cabaços (PEREIRA, 1987) e depois pela falha do Vale Inferior do Tejo; RIBEIRO *et al.* (1990) identificaram para esta última um funcionamento também em desligamento esquerdo e com abatimento do bloco ocidental.

AGRADECIMENTOS

No extremo sul da área analisada (a sul do paralelo de Coimbra), os levantamentos de campo e a cartografia executada mais recentemente pelos autores foram realizados em simultâneo com os trabalhos para a publicação da Folha nº 19-D (Coimbra-Lousã) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000. Dois dos autores (P. P. C. e M. B. S.) inseriram a sua investigação científica no âmbito do Centro de Geociências da Universidade de Coimbra, que recebeu apoio financeiro da J. N. I. C. T. Os autores agradecem as leituras críticas e sugestões efectuadas pelos Profs. J. Cabral (FCUL), S. Daveau (FLUL), A. Ribeiro (FCUL), L. Conde (FCTUC) e L. Gama Pereira (FCTUC).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1975) – Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**, nº 1/2, pp. 139-171.
- BAPTISTA, J. C. (1990) – *Estudo neotectónico preliminar de um troço da linha de fractura Penacova-Régua-Verin Peso da Régua-Vila Pouca de Aguiar*. Tese de equivalência a mestrado (policopiado), Departamento de Geociências da Univ. de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 107 p.
- (1991) – Estudo neotectónico de um troço da linha de fractura Penacova-Régua-Verin (Peso da Régua-Vila Pouca de Aguiar). *3º Congresso Nacional de Geologia* (Resumos), Coimbra, Outubro 1991, p. 34.
- (1993) – Segmentação neotectónica da Falha Régua-Verin. *3ª Reunião do Quaternário Ibérico* (Actas), Coimbra, pp. 25-29.
- (1995a) – Fracturação cenozóica na bacia da Lousã. *1ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica* (Resumos), Soc. Geol. Portugal, 9-10 Março de 1995, 2 p.
- (1995b) – Paleosismicidade na bacia de Vila Real (zona de falha Penacova-Régua-Verin). *4º Congresso Nacional de Geologia* (Resumos). *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico*, Porto, Memória nº 4 (coord. F. Sodrê Borges & M. M. Marques), pp. 221-225.
- BAPTISTA, J.; CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1997) – Evolução tectónica da zona de falha Penacova-Régua-Verin. *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular* (Resumos), Vila Real, pp. 27-30.
- BAPTISTA, J.; COKE, C.; DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993) – Tectónica e geomorfologia da região de Pedras Salgadas-Vidago e as nascentes minerais associadas. *XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular* (Resumos), Évora, I, pp. 125-139.

- BIROT, P. (1939) – Remarques sur la morphologie du Haut-Portugal (entre le Tage et le Douro). *Bull. de l'Assoc. Géogr. Français*, Paris, **122**, pp. 104-112.
- (1944) – Notes sur la morphologie et la géologie du bassin de Mortágua. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **4** (I-II), pp. 131-142.
- (1949) – Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional. Rapport de la Commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement. *Congr. Intern. Géographie*, Lisboa, 116 p.
- CABRAL, J. (1989) – An example of intraplate neotectonic activity, Vilaríça basin, northeast Portugal. *Tectonics*, **8** (2), pp. 285-303.
- (1995) – Neotectónica em Portugal continental. *Mem. do Inst. Geol. Min. Portugal*, **31**, 265 p.
- CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1988) – *Carta Neotectónica de Portugal Continental, escala 1/1000 000*. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa.
- CABRERA, L.; FERRÚS, B.; SÁEZ, A.; SANTANACH, P. & BACELAR, J. (1996) – Onshore Cenozoic strike-slip basins in NW Spain. In: *Tertiary basins of Spain - the stratigraphic record of crustal kinematics* (Edited by Peter F. Friend & Cristino J. Dabrio), pp. 247-254.
- CARVALHO, H. Figueiredo de (1962) – Contribuição para o estudo geológico da bacia de Mortágua. *Bol. Soc. Port. Ciências Nat.*, 2ª sér., vol. IX, pp. 140-158.
- CHOFFAT, P. (1907) – Notice sur la carte hypsométrique du Portugal. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, **VII**, 17 p., 1 carta tect.
- (1918) – La ligne de dépressions Régua-Verin et ses sources carbonatées. Remarques et considérations. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, t. XII, pp. 35-69.
- CLAVEROL, M.; LUQUE, C. & SUÁREZ, V. (1988) – El lineamento tectónico Nazaré (W de Portugal) - Luarca (NW de España) y su implicación metalogenética (Macizo Hesperico). In: *Libro Homenaje a L. C. Garcia de Figueirola, Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*, Editorial Rueda, Madrid, pp. 447-455.
- CONDE, L. N. (1983) – *Mapa de fracturas do Oeste Peninsular*. Relatório executado para a EDP, policopiado (inclui memória descritiva e duas cartas), 118 p.
- COSTA, J. C. Carrington da (1950) – *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco de Nery Delgado*. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 28 p.
- CUNHA, L. J. Sobral da (1981) – O Dueça a montante de Miranda do Corvo. Apresentação de alguns problemas geomorfológicos. *Rev. Univ. Coimbra*, vol. XXIX, pp. 451-520.
- (1988) – *As serras calcáreas de Condeixa - Sicó-Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Doutoramento (policopiado), Universidade de Coimbra, 329 p.
- CUNHA, P. Proença (1987a) – *Contribuição para o estudo sedimentológico dos depósitos terciários da bacia de Sarzedas. A resposta sedimentar à modificação do contexto tectónico*. Monografia policopiada, apresentada em Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Universidade de Coimbra, 147 p.
- (1987b) – Evolução tectono-sedimentar terciária da região de Sarzedas (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **73** (1/2), pp. 67-84.
- (1991) – Estudo da paleodrenagem das "Arcoses de Côja" - (Portugal Central - Eocénico da Bacia Lusitaniana). 3º Congresso Nacional de Geologia (Resumos), Coimbra, Outubro 1991, p. 100.
- (1992a) – *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Dissertação apresentada para a obtenção do grau de doutor na Univ. Coimbra. Centro de Geociências da Univ. Coimbra (INIC), policopiado, 262 p.
- (1992b) – Establishment of unconformity-bounded sequences in the Cenozoic record of the western Iberian margin and synthesis of the tectonic and sedimentary evolution in central Portugal during Neogene. *First Congress R. C. A. N. S. - "Atlantic General Events During Neogene"* (Abstracts), Lisboa, 12-15 Outubro, pp. 33-35.
- (1994) – Registo estratigráfico e evolução paleogeográfica das bacias terciárias de Portugal Central. *II Congreso del Grupo Español del Terciario* (Comunicaciones), Jaca, 19-21 de Setembro, pp. 93-96.
- (1996) – Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, t. 82, pp. 87-130.
- CUNHA, P. Proença; BARBOSA, B. P. & REIS, R. Pena dos (1993) – Synthesis of the Piacenzian onshore record, between the Aveiro and Setúbal parallels (Western Portuguese margin), *Ciências da Terra* (UNL), **12**, pp. 35-43.
- CUNHA, P. Proença & REIS, R. Pena dos (1991a) – A etapa sedimentar pliocénica na região de Coimbra - Góis (Bacia Ocidental Portuguesa - Portugal Central). *I Congreso del Grupo Español del Terciario* (Comunicaciones), Vic, pp. 271-274.
- (1991b) – Proposta de definição formal de unidades litostratigráficas no registo arcósico, paleogénico e miocénico, do bordo NE da Bacia Lusitaniana - região a NE de Coimbra. 3º Congresso Nacional de Geologia (Resumos), Coimbra, Outubro, p. 99.
- (1992) – Síntese da evolução geodinâmica e paleogeográfica do sector Norte da Bacia Lusitânica, durante o Cretácico e Terciário. *III Congreso Geológico de España e VIII Congreso Latinoamericano de Geología* (Actas), Salamanca, 21-26 de Junho, tomo. 1, pp. 107-112.
- (1995) – Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research*, **16**, pp. 155-170.
- DAVEAU, S. (1985) – Critères géomorphologiques de déformations tectoniques récentes dans les montagnes de schistes de la Cordilheira Central (Portugal). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, **4**, pp. 229-238.
- DAVEAU, S. et coll. (1985-86) – Les bassins de Lousã et Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra. *Mem. Centro de Est. Geog.*, **8**, vols. I e II, Lisboa, 450 p.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ-CASADO, J. M.; BERGAMÍN, J. F.; TEJERO, R.; BABÍN, R.; RIVAS, A.; H.-HENRILE, J. L.; GINER, J.; SÁNCHEZ-SERRANO, F.; MUÑOZ, A. & VILLAMOR, P. (1992) – Alpine structure of the Spanish Central System. *III Congreso Geológico de España e VIII Congreso Latinoamericano de Geología* (Actas), Salamanca, 21-26 de Junho; tomo 1, pp. 284-288.
- DELGADO, J. Nery (1895-98) – Note sur l'existence d'anciens glaciers dans la vallée du Mondego. *Memórias Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 55-83.
- (1905) – Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **6**, pp. 56-122.

- DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1989) – Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul river fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **75**, pp. 3-28.
- DINIS, J. M. L. (1990) – *Litostratigrafia e evolução dos sistemas deposicionais em depósitos continentais "pós-rift". Os "grés belasianos" (Cretácico) a Este de Leiria (Portugal Central)*. Monografia policopiada, apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, Universidade de Coimbra, 242 p., 103 fig.
- FEIO, M. (1951) – A depressão de Régua-Verim. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, t. XXXII, pp. 181-222.
- FERREIRA, A. Brum (1978) – Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, **4**, Lisboa, 210 p.
- (1980) – Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal). *Revue de géologie dynamic et de géographie physique*, Paris, vol. 22, fasc. 1, pp. 51-62.
- (1991) – Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphological approach. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 82*, Berlin, Stuttgart, pp. 73-85.
- FERREIRA, C. Coelho (1980) – *O vale do rio Alva a jusante de Maladão*. Relatório nº 10, Linha de Acção de Geografia, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 124 p.
- GARCÍA-ABAD, F. J. & MARTÍN-SERRANO, A. (1980) – Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves Apalachianos del Macizo Hespérico Meseta central Española. *Est. Geol.*, **36**, pp. 391-401.
- GODINHO, M. M. (1980) – O plutónio do Caramulo. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, **89-90**, 269 p.
- GOMES, E. M. C.; FERREIRA, L. C. G. & MACEDO, C. A. R. (1991) – O Plutónio do Central: idade K-Ar e consequências geotectónicas. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra, **112**, pp. 171-182.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E GEOFÍSICA (1987) – *Mapa de epicentros de sismos históricos e instrumentais*, Lisboa.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974) – *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Madrid, 113 p.
- JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR (1968) – *A Província Uranífera do Centro de Portugal. Suas características estruturais, tectónicas e metalogénicas*. Lisboa, 132 p.
- LIMA, J. M. Rego de (1892) – *Reconhecimento geo-hidrológico de Chaves*. Lisboa, Imprensa Nacional, 56 p.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988) – *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Ed. Instituto de Estudios Zamoranos "Florian de Ocampo", 311 p.
- MEDINA, J. (1996) – *Contribuição para o conhecimento da geologia do Grupo das Beiras (CXG) na região de Caramulo-Buçaco (Portugal central)*. Tese de doutoramento da Univ. Aveiro, policopiada, 202 p.
- MOLINA, E. & BLANCO, J. A. (1980) – Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien espagnol. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **290**, pp. 1293-1296.
- MORAIS, J. C. (1950) – Levantamento terciário do extremo sudoeste da Serra da Lousã. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, **28**, pp. 3-8.
- PEREIRA, L. C. Gama (1987) – *Tipologia e evolução da sutura entre a ZCI e a ZOM no sector entre Alvaizere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central)*. Tese de doutoramento, policopiada, Univ. de Coimbra, 331 p.
- REBELO, F. M. S. (1967) – Vertentes do Rio Dueça. *Rev. Centro Est. Geográficos*, vol. III, nº 22 e 23, pp. 5-87.
- REIS, R. Pena dos (1983) – *A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico Superior-Miocénico de Portugal*. Tese de doutoramento, policopiada, Univ. de Coimbra, 404 p.
- (1984) – The sedimentology of continental peridiapiric alluvial fans. A generalized model for the Upper Cretaceous western basin of Portugal. *Com. 5ème Congrès Européen de Sedimentologie*, IAS/ASF, Marseille, pp. 351-352.
- REIS, R. Pena dos & CUNHA, P. Proença (1989a) – A definição litotratigráfica do Grupo do Buçaco na região de Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **75**, pp. 99-109.
- (1989b) – Comparacion de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hesperico (Portugal Central). *Paleogeografia de la Meseta norte durante el Terciário*. (C. J. Dabrio, Ed.), *Stv. Geol. Salman.*, Vol. Esp. 5, Ediciones Universidad de Salamanca, pp. 253-272.
- REIS, R. Pena dos; CUNHA, P. Proença; BARBOSA, B. P.; ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1992) – Excursion B - Mainly continental miocene and pliocene deposits from Lower Tagus and Mondego tertiary basins. *Ciências da Terra* (UNL), Número especial II, Lisboa, pp. 37-56, figs. 0.1-3.9.
- REIS, R. Pena dos; DINIS, J.; CUNHA, P. Proença & TRINCÃO, P. (1996) – Upper Jurassic sedimentary infill and tectonics of the Lusitanian Basin (Western Portugal). *In Jurassic Research*, ed. A. C. Riccardi. GeoResearch Forum, Transtec Publications, Zurich, vols. 1-2, pp. 377-386.
- REIS, R. Pena dos; RELA, M. C. Zenha; CUNHA, P. Proença & PINTO, A. F. Ferreira (1991) – Estudo da proveniência dos feldspatos potássicos detríticos das "Arcoses de Côja" (Eocénico superior) (região de Arganil - Portugal central). *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra, **111**, pp. 147-168.
- RIBEIRO, A. (1984) – Néotectonique du Portugal. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Centro de Estudos Geográficos, vol. 1, Lisboa, pp. 173-182.
- (1988) – A tectónica alpina em Portugal. *Geonovas*, Lisboa, **10**, pp. 9-11.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; CARVALHO, D. de & MONTEIRO, J. H. (1979) – *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M. C.; CABRAL, J. C.; MADEIRA, J.; BRUM, A. P. & MONIZ, C. (1988) – Alpine geodynamics of the West-Iberia margin. Proceedings of 5th Workshop on the E. G. T. Project: The Iberian Peninsula, Estoril, 11-12 Nov. 1988, (eds., E. Banda and L. A. Mendes Victor), European Science Foundation, C. E. C., pp. 91-98.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M. C.; KULLBERG, J. C.; MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S. (1990) – A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, **184**, pp. 357-366.
- RIBEIRO, A.; CABRAL, J.; BAPTISTA, R. & MATIAS, L. (1996) – Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, **15**, pp. 641-659.

- RIBEIRO, O. (1943) – Novas observações geológicas e morfológicas nos arredores de Vila Velha de Ródão. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, 2.^a série, **32**, pp. 5-24.
- (1968) – Excursão à Estremadura e Portugal Central. *Finis-terra*, vol. III, 6, pp. 274-299.
- RIBEIRO, O.; LAUTENSACH, H. & DAVEAU, S. (1987) – *Geografia de Portugal*. Lisboa, vol. 1, 331 p.
- SANTANACH, P. (1994) – Las Cuencas Terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruna, vol. 19, pp. 57-71.
- SEQUEIRA, ANTÓNIO J. D. (1993) – Provável discordância intra-Grupo das Beiras na região entre Monfortinho e Idanha-a-Velha. *Volume de comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Univ. Évora, pp. 41-52.
- SEQUEIRA, António J. D. & CUNHA, P. Proença (1996) – *Folha nº 25-B (Salvaterra do Extremo) da Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000*. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa.
- SEQUEIRA, António J. D.; CUNHA, P. Proença & SOUSA, M. B. (1997) – Reactivação compressiva de falhas na região de Lousã-Caramulo (Portugal central), a partir de finais do Cenozóico. *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular (Resumos)*, Vila Real, pp. 225-230.
- SEQUEIRA, António J. D. & SOUSA, M. B. (1991) – O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) da região de Coimbra-Lousã. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, **112**, pp. 1-13.
- SOARES, A. Ferreira; MARQUES, J. Fonseca & ROCHA, R. B. (1985) – Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, **100**, pp. 41-71.
- SOARES, A. Ferreira; CUNHA, L. & MARQUES, J. Fonseca (1989) – Depósitos quaternários do Baixo Mondego. Tentativa de coordenação morfogenética. *Actas da II Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid.
- SOLE-SABARIS, L. (1958) – Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora. *Breviora Geol. Astúrica*, **2** (1-2), pp. 3-8.
- SOUSA, M. B. & SEQUEIRA, António J. D. (1993) – O limite Precâmbrico-Câmbrico na Zona Centro-Ibérica em Portugal. *Volume de comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Univ. Évora, pp. 17-28.
- TEIXEIRA, C. (1948) – A depressão de Chaves (gênese e evolução). *Bol. do Museu de Mineralogia e Geologia da Universidade de Lisboa*, Lisboa, nº 15-16, pp. 35-53.
- WAGNER, R. H. & SOUSA, M. Lemos de (1983) – The Carboniferous megafloras of Portugal - a revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **29**, pp. 127-152.
- WOODCOCK, N. H. (1986) – The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Phil. Trans. R. Soc. London*, vol. 317A, pp. 13-29.

Artigo recebido em Novembro de 1997.

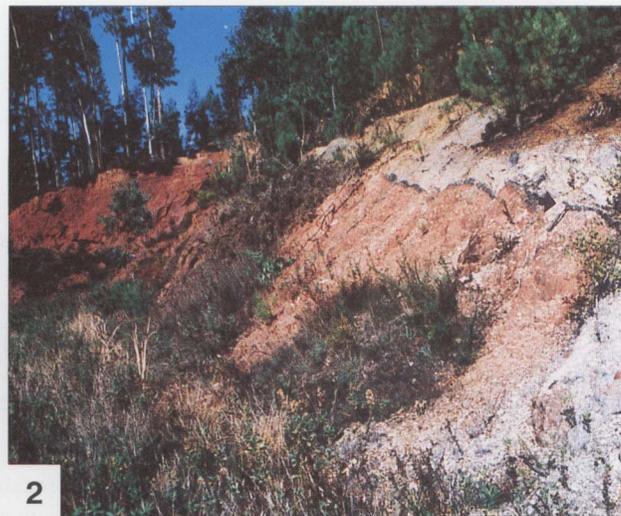
ESTAMPAS

ESTAMPA I

- Foto 1 – Vista para NW a partir da planície aluvial da depressão de Mortágua, observando-se ao fundo os depósitos de sopé e em último plano a escarpa da falha Verin-Penacova.
- Foto 2 – Observação da falha de Lousã-Seia no campo de futebol de Espinhal. O soco hercínico cavalga os conglomerados do Triássico. A seta assinala o martelo no plano de falha.
- Foto 3 – Falha subvertical situada no prolongamento para norte do cavalgamento representado na Foto 2, pondo em contacto tectónico o soco hercínico e o Triássico; interpreta-se como falha de transferência do cavalgamento. O martelo está posicionado sobre o plano de falha.
- Foto 4 – Panorâmica do Maciço Marginal para NNW a partir do vértice geodésico de Comoras. Junto da povoação de S. Mamede pode apreciar-se o degrau tectónico devido a uma falha N 15° E, com abatimento do bloco oriental (assinalada por seta).
- Foto 5 – Observação de talude de estrada, junto da Escola Básica 2-3 de Mortágua, mostrando arenitos finos, conglomerados e lutitos pertencentes à Formação de Campelo. Marcada pelo martelo e seta, identifica-se uma falha (N 70° W, vertical) que rejeita 2 m aquela formação, mas que não afecta um nível de terraço (aos 102 m de cota). A fita métrica representa 1 metro.

ESTAMPA II

- Foto 6 – Cavalgamento de Lousã-Seia, mostrando o Grupo das Beiras sobre o Grupo do Buçaco. Este local situa-se na curva apertada da estrada de Gondramaz, a cerca de 200 m a sul da povoação de Tróia. Observa-se um coluvião formado por clastos angulosos de xisto, que sela este acidente tectónico. O afloramento do Grupo do Buçaco tem cerca de 3 m de altura.
- Foto 7 – Cavalgamento de Segade-São Pedro Dias, na estrada de Semide-Segade, afectando apenas o Grupo das Beiras. O círculo localiza o martelo e as setas indicam o troço de falha.
- Foto 8 – Cavalgamento de Segade-São Pedro Dias junto à bifurcação da estrada Entroncamento de Poiares-Vale de Afonso-Serpins, com uma nova estrada que dá acesso à localidade de Forcado. O talude mostra o Grupo das Beiras a cavalgar as Arcoses de Lomba do Alveite (o martelo assinala a zona de esmagamento).
- Foto 9 – Cavalgamento de Ribeiro de Ribas, afectando o Grupo das Beiras, em local situado a cerca de 750 m para oeste de Algaça; o plano de falha está assinalado pelo martelo e pela fita métrica.
- Foto 10 – No Maciço Marginal, em talude da estrada junto a Carvalhais (Fig. 2-loc. 49), na área imediatamente a norte de Penacova. Observa-se falha com atitude N 70° E; subvertical, pondo em contacto o Grupo das Beiras com a Formação de Campelo. A verticalização do depósito junto à falha evidencia rejogo posterior à deposição desta formação. A fita métrica representa 2 m.





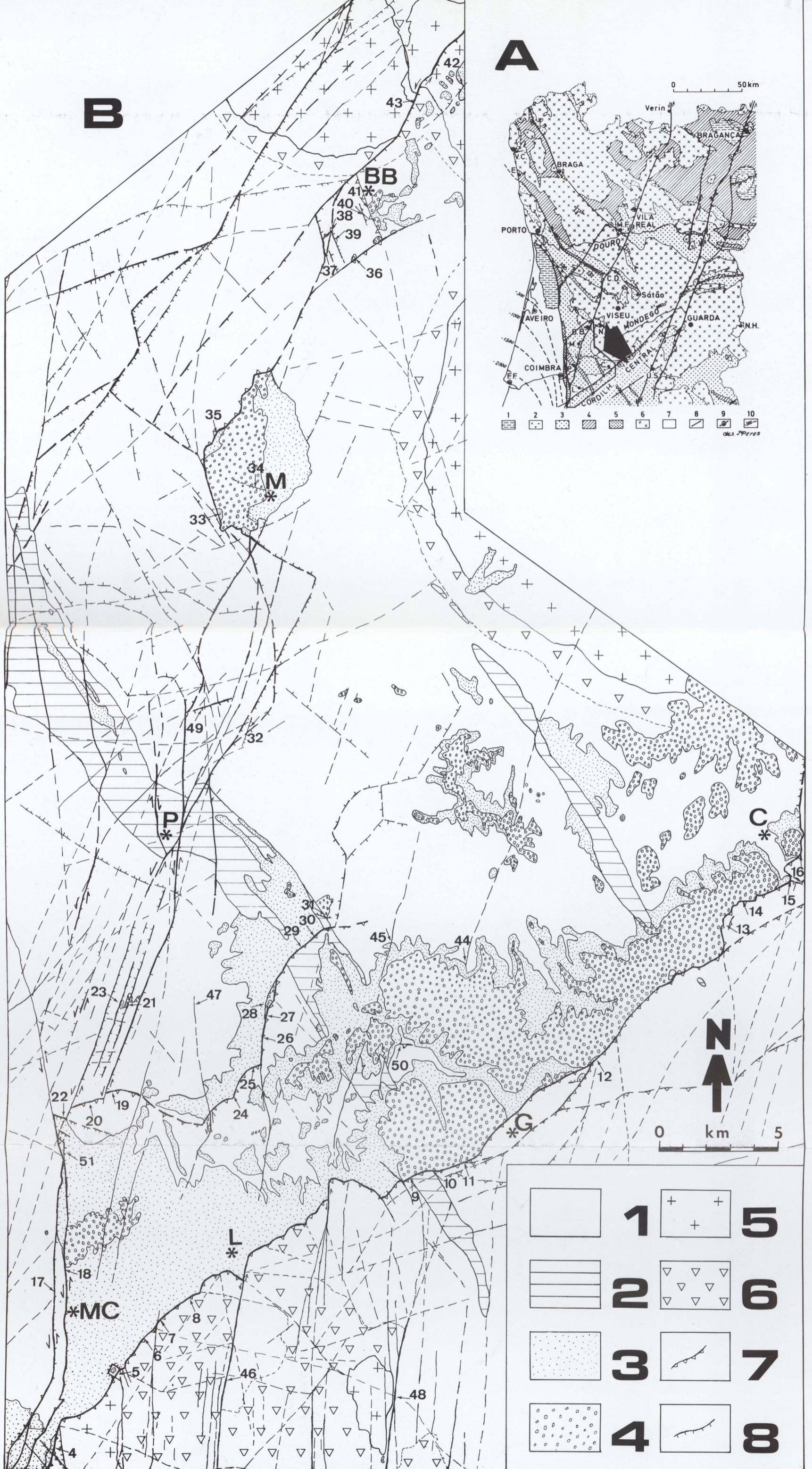


Fig. 2 - Mapa geológico da região de Espinhal-Coja-Caramulo, com a localização das observações detalhadas das falhas (setas numeradas). Legenda geográfica: BB - Barreiro de Besteiros; C - Coja; CD - Castro Daire; FF - Figueira da Foz; G - Góis; L - Lousã; M - Mortágua; MC - Miranda do Corvo; N - Naia; P - Penacova; US - Unhais da Serra.
 A) Esquema de enquadramento (modificado de FERREIRA, 1980), assinalando-se com uma seta a área analisada: 1 - Série Negra; 2 - rochas ultrabásicas; 3 - Complexo Xisto-Grauváquico; 4 - Ordovícico a Silúrico; 5 - Estefaniano superior; 6 - rochas granitóides; 7 - Meso-Cenozóico; 8 - falha; 9 - desligamento; 10 - profundidade do soco sob a cobertura.

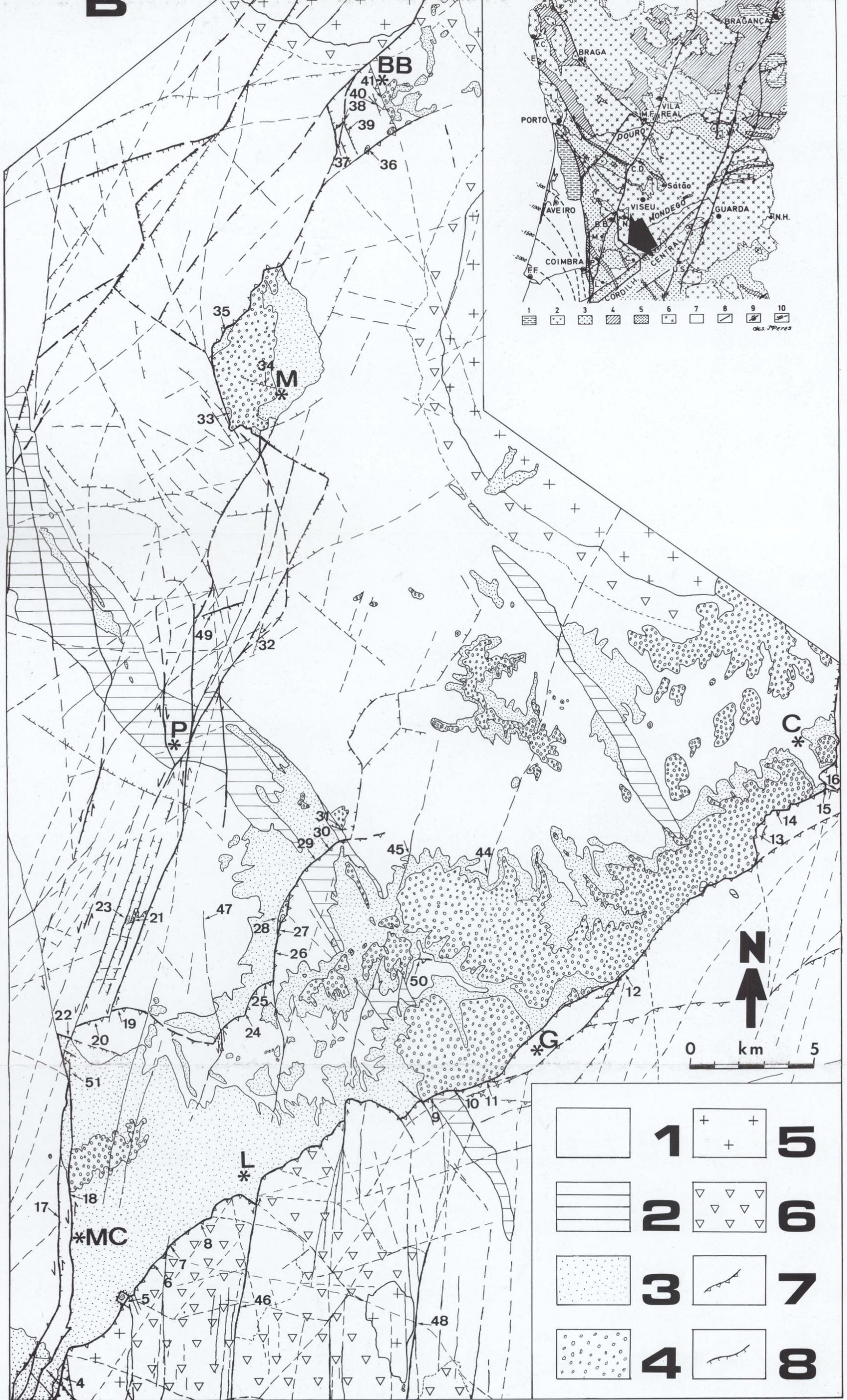


Fig. 2 - Mapa geológico da região de Espinhal-Coja-Caramulo, com a localização das observações detalhadas das falhas (setas numeradas). Legenda geográfica: BB - Barreiro de Besteiros; C - Coja; CD - Castro Daire; FF - Figueira da Foz; G - Góis; L - Lousã; M - Mortágua; MC - Miranda do Corvo; N - Naia; P - Penacova; US - Unhais da Serra.

A) Esquema de enquadramento (modificado de FERREIRA, 1980), assinalando-se com uma seta a área analisada: 1 - Série Negra; 2 - rochas ultrabásicas; 3 - Complexo Xisto-Grauváquico; 4 - Ordovícico a Silúrico; 5 - Estefaniano superior; 6 - rochas granitóides; 7 - Meso-Cenozóico; 8 - falha; 9 - desligamento; 10 - profundidade do soco sob a cobertura.

B) 1 - Precâmbrico superior; 2 - Ordovícico a Silúrico; 3 - Mesozóico a Tortoniano inferior; 4 - Tortoniano superior a Pliocénico; 5 - granito; 6 - metamorfismo de contacto; 7 - falha inversa/cavalgamento (triângulos indicam o bloco soerguido); 8 - falha com indicação do bloco abatido (denteado).

Locais de observação: 4 - Cerejeiras; 5 - Via Longa; 6 - Tróia; 7 - Espinho; 8 - Levegadas; 9 - Portela de Albergaria; 10 - Ponte de Sótão; 11 - Portela; 12 - Alto da Samoa; 13 - Mancelavisa; 14 - Corta Fundeira; 15 - Casal Moural; 16 - vértice geodésico de Gandra; 17 - Azenha das Fontainhas (Miranda do Corvo); 18 - Carapinhal; 19 - ponte de Segade; 20 - estrada de Segade-Semide; 21 - Ribeiro de Ribas; 22 - Cortes; 23 - Ribeiro de Ribas; 24 - Casal de Ermio; 25 - Vale de Vaide; 26 - Ribeiro do Cascalho; 27 - Vila Chã; 28 - Lombada; 29 e 30 - estrada da Beira; 31 - Mucela; 32 - Almas; 33 - Vale de Açores; 34 - Escola Básica 2-3 de Mortágua; 35 - Pala; 36 - cemitério de Tourigo; 37 - Mortazel; 38 - Pousadas; 39 - Ponte das Pousadas; 40 - Vale da Mua; 41 - cerâmica de Barreiro de Besteiros; 42 - Eiras; 43 - Casal; 44 - Pombeiro da Beira; 45 - Picadouro; 46 - Costa do Açor-Cabeça Gorda; 47 - Espinho-Bogalhal; 48 - Safra; 49 - Carvalhais; 50 - Sta. Bárbara; 51 - Quinta (Rio de Vide).